

*AĞAYEV T.D., ELDAROV N.Ş.*

**METEOROLOGIYA VƏ IQLIMŞÜNASLIQ**



**SUMQAYIT – 2015**

***AĞAYEV T.D., ELDAROV N.Ş.***

## **METEOROLOGIYA VƏ IQLIMŞÜNASLIQ**

Azərbaycan Respublikası Təhsil Nazirliyi  
Elmi-Metodik Şurasının «Coğrafiya»  
bölməsinin \_\_\_\_\_2015 – ci il tarixli iclasının  
qərarı ilə təsdiq edilmişdir (protokol № )

**SUMQAYIT – 2015**

*Tərtib edənlər: c.e.d. Tahir Dövlət oğlu Ağayev  
Nəzər Şəfi oğlu Eldatrov*

**Elmi redaktor: akademik Məmmədov Ramiz Mahmud oğlu**

*“Meteorologiya və iqlimşünaslıq” fənnindən dərslük*  
Sumqayıt: SDU, 2015, 229 səh., 20 cədvəl, 82 şəkil, 34 ədəbiyyat siyahısı

*Dərslükdə müasir meteorologiya və iqlimşünaslığın əsas bölmələri nəzərdən keçirilmişdir. Burada atmosferin tərkibi və quruluşu, günəş radiasiyası, havanın temperaturu, atmosferdə su buxarı, yağıntılar, hava axınları, iqlim haqqında ümumi təlim və yer kürəsinə iqlim zonalarının yayılması və s. haqda geniş məlumat verilmişdir. Dərslükdə Azərbaycanın iqlimi, sənaye aerozolu, yer atmosferində ozon və s. bölmələrə xüsusi diqqət yetirilmişdir. Dərslük coğrafiya, atmosferin fizikası, biologiya, ekologiya, istiqaməti üzrə təhsil alan tələbə və magistrantlar, həmçinin geniş oxucu kütləsi üçün nəzərdə tutulmuşdur.*

**Rəy verənlər:**

**Coğrafiya elmləri doktoru, professor T. A. Xəlilov  
Kənd təsərrüfatı elmləri namizədi dosent İ.İ. Mərdanov**

## GİRİŞ

Atmosfer, onun tərkibi, quruluşu, xüsusiyyətləri və onda gedən fiziki-kimyəvi proseslər haqqında elm *meteorologiya* adlanır. Meteorologiyanın başlıca məqsədləri vaxtın verilən fiziki momentində atmosferin halının təsvir edilməsi və onun gələcək vəziyyətinin proqnozudur. Bəzi hallarda atmosferin keçmişdəki vəziyyətini bərpa etməyə ehtiyac meydana çıxır. Meteorologiyanı həmçinin atmosfer fizikasında adlandırırlar, çünki, o atmosferdə baş verən hadisələrin fiziki mahiyyətini izah edir.

İqlimlərin formalaşma qanunauyğunluqlarını, onların Yer kürəsində paylanmasını, keçmişdə və gələcəkdə dəyişməsinə öyrənən meteorologiyanın bölməsi *iqlimşünaslıq* adlanır.

Sözün dar mənasında və ya yerli iqlim dedikdə, coğrafi vəziyyətdən asılı olaraq hər hansı bir yerə xas olan atmosfer şəraitlərinin çoxillik dövr ərzində cəmi başa düşülür. Belə bir anlayışda iqlim ərazinin fiziki-coğrafi xarakteristikalarından biridir.

Geniş mənada iqlim, və ya qlobal iqlim, bir neçə onilliklər ərzində atmosfer-okean-quru-kriosfer-biosfer sistemi ilə keçən şəraitlərin statistik cəmi adlanır. Bu mənada iqlim qlobal anlayışdır.

Iqlim, insanı əhatə edən mühitin fiziki və coğrafi xarakteristikalarından biri olub, adamların təsərrüfat fəaliyyətinə: kənd təsərrüfatının ixtisaslaşmasına, sənaye müəssisələrinin yerləşməsinə, hava, su və yerüstü nəqliyyata və s. həlledici təsir göstərir. Meteorologiya və iqlimşünaslığın əsaslarını bilmək, hər hansı bir rayonda və ya bütün regionda yer atmosferində gedən proseslərin ekoloji vəziyyətə təsirinin artmasını və ya azalmasını başa düşmək üçün əhmiyyət kəsb edir.

Meteorologiya və iqlimşünaslıqda dəqiq fiziki elmlərin metodlarından və nailiyyətlərindən və hətta çox çətin riyazi aparatlardan istifadə edirlər. Atmosfer və yer səthi arasında qarşılıqlı əlaqə və eləcə də gələn ümumi günəş radiasiyası böyük dərəcədə coğrafi amillərdən asılıdır. Yer planetində bütün atmosfer hadisələri ərazinin relyefinin, müvafiq olaraq materik və okeanların cizgilərinə müvafiq olaraq, çayların, dənizlərin, buz və bitki örtüyünün paylanmasının təsiri altında baş verir. Bu meteorologiya və iqlimşünaslığın coğrafiya ilə sıx bağlılığını və onların coğrafiya elmləri kompleksinə daxil olduğunu göstərir.

İqlim qanunauyğunluqlarının dərk edilməsi atmosfer proseslərinə tabe olan ümumi qanunauyğunluqların öyrənilməsi əsasında mümkündür. Buna görə də müxtəlif iqlim tiplərinin əmələgəlmə səbəblərini və onların Yer kürəsində paylanması təhlil edilərkən meteoroloji anlayışlar və qanunlara əsaslanırlar.

Hər bir qabaqcıl elmin məqsədi öz nailiyyətlərindən istifadə edərək, insanın praktiki ehtiyaclarını, xalq təsərrüfatının tələblərini ödəməkdir. Buna görə də meteorologiya və

iqlimşünaslığın məqsədi nəinki atmosfer proseslərinin öyrənməkdir, həm də xalq təsərrüfatı maraqları üçün hava və iqlimin əlverişsiz təsirlərinin aradan qaldırılması və ya azaldılması üsullarının işlənilib hazırlanmasıdır. Meteorologiyada tətbiq olunan əsas metod müşahidədir. Bu məqsədlə, yer kürəsində bütün ölkələrdə meteoroloji rəsədxanalar, stansiyalar və məntəqələr təşkil olunur. Onlar atmosferin bütün qalınlığında vəziyyətə fasiləsiz nəzarət edirlər və yer kürəsinin atmosferində baş verən hər bir hadisənin yaranmasının və inkişafının gedişini qeyd edirlər. Bununla yanaşı meteorologiya və iqlimşünaslıqda riyazi analiz üsullarından geniş istifadə olunur. Bu ilk növbədə meteoroloji stansiyalardan alınan çox böyük həcmdə məlumatların ümumiləşdirilməsi və ayrı-ayrı hadisələr arasında əlaqələrin və qanunauyğunluqların müəyyən edilməsi üçün lazımdır. Son illərdə meteorologiyada tez-tez eksperimental tədqiqat metodundan istifadə olunur. Artıq süni iqlim kameraları yaradılmışdır ki, onlarda müxtəlif iqlim zonalarında meteoroloji elementlərin gedişi öyrənilir, təbiətdə olan zərərli hadisələr (quraqlıq, isti küləklər, donuşluq) süni olaraq yaradılır və onlara qarşı mübarizə tədbirləri işlənilib hazırlanır. Laboratoriya şəraitində zərərli hadisələrin qanunauyğunluqları və onlara qarşı mübarizə yolları tapıldıqdan və öyrənildikdən sonra, tədqiqatlar təbiətdə aparılır. Bu yolla dumanın seyrəlməsi, buludlardan yağışın yağması, ayazlara və doluya qarşı mübarizə və s. tədqiqatlar aparılır.

Müasir dövrdə yeni rabitə və kommunikasiya vasitələri meydana gəlmişdir. Meteoroloji süni peyklər və radar ilə yanaşı, internet və mobil rabitə, meteorologiyada tərəqqini sürətləndirmişdir. Ən təhlükəli meteoroloji hadisələr - tropik siklonlar – indi meteoroloji peyklər vasitəsilə yarandığı andan yox olana qədər müəyyən edilir və izlənilir. Bu hava burulğanları haqqında məlumatlar meteoroloji stansiyalara real vaxt rejimində mobil surətdə gəlir. Böyük həcmdə hidrometeoroloji məlumatlar əldə etmək üçün internet geniş imkanlar açmışdır. Bunlara hava şəraiti haqda xəritələri, həmçinin temperatur, külək, cərəyanlar, dalğalanma xəritələri, peyklərdən alınan fotosəkillərdir misal gətirmək olar.

Təqdim edilən dərslərdə meteorologiya və iqlimşünaslığın əsasları nəzərdən keçirilmişdir. İstilik, rütubət və atmosfer dövrünün iqlim formalaşdırılmasına təsiri göstərilir. Yer kürəsində barik sahələrin, daimi və müvəqqəti hava və dəniz cərəyanlarının iqlim və hava şəraitinə təsirinə baxılır. Yerlərin geoloji keçmişində müşahidə edilən iqlimləri, təbii və antropogen səbəblərdən iqlimin dəyişməsi və s. haqda qısa məlumat verilir.

# I FƏSİL. METEOROLOGİYA VƏ İQLİMŞÜNASLIĞIN QISA İNKİŞAF TARİXİ, ƏSAS ANLAYIŞLARI, MÜŞAHİDƏ VƏ EKSPERİMENT

## 1.1. Meteorologiya və iqlimşünaslığın inkişaf tarixindən

Atmosferdə baş verən hadisələr hələ ən qədim dövrlərdən insanın diqqətini cəlb edirdi. Çox qədim keçmişdə əkinçi və dənizçilərin hava şəraitindən asılılığı onları daima havanın dəyişikliklərini izləməyə, hava və müxtəlif yer və göy hadisələri arasında müəyyən əlaqələri tapmağa məcbur edirdi. Lakin, bu yalnız dağınıq-təsadüfi müşahidələr idi. Onları izah etməyə çalışmırdılar, çünki insanlar uzaq keçmişdə təbii hadisələri çox vaxt ilahiləşdirirdilər. Qədim Yunanıstanda Herodot və Aristotel atmosfer hadisələri üzərində toplanmış müşahidələri ilk dəfə izah etməyə və sistemləşdirməyə çalışırdılar. Orta əsrlərdə hər bir azad fikrin din tərəfindən boğulduğu zamanlarda Qərbi Avropada elmin bütün sahələrində, o cümlədən meteorologiyada, durğunluq müşahidə edilirdi. Hava şəraitinin müşahidələri ilə yalnız ayrı-ayrı təbiəti sevənlər məşğul olurdu. Rusiyada atmosfer hadisələrinin öyrənilməsinə hələ erkən vaxtlardan maraq doğurmuşdur. Görkəmli təbii hadisələr - şiddətli quraqlıq, dolu vurması, suyun yuxarı və aşağı səviyyələri haqqında yazılara qədim rus salnamələrində və yeni torpaqlar axtarışında olanların yazılarında rast gəlinir. Böyük coğrafi kəşflər (XV-XVI əsr) dövründən başlayaraq kəşf edilən ölkələrin iqlim təsvirləri meydana gəldi. Hava üzərində müşahidələr aparılırdı, lakin bu işlər meteoroloji elementlərin dəqiq ölçmələri olmadan edilirdi; bunlar elmi ümumiləşdirilmə üçün məlumatlar verə bilməzdi. XVII əsrin ortalarına atmosfer hadisələrinə nəzarət etmək üçün əsas meteoroloji alətlər: termometr (Qaliley, 1597), barometr (Torriçelli, 1643-ci ildə) icad edildi. Atmosfer çöküntülərinin ölçülməsi üçün cihazlar - yağış ölçənlər- artıq bizim eradan dörd əsr əvvəl Çin və Koreyada icad edilmişdir. Eyni zamanda hava üzərində ilk, həmdə pərakəndə instrumental müşahidələrə başlandı. XVII əsrdə elmin sürətli inkişafı ilə əlaqədar Avropada ilk instrumental müşahidələr Qalileyin Florensiya “təcrübə akademiyası” (İtaliya) şagirdləri tərəfindən yaradılmasına 1657-ci ildə cəhd edilmişdir. XVII əsrdə Rusiyada çar sarayında təbiət hadisələri müntəzəm qeydə alınır. Bununlada Moskvada hava şəraitinə müşahidələrin aparılmasının başlanğıcı qoyuldu. Rusiyada elmi təşkil olunmuş müşahidələr XVIII əsrin birinci yarısından başlandı. Böyük Şimali ekspedisiyası (1733) Uralda və Sibirdə bir sıra meteoroloji stansiyalar yaratdı. Bu dünyada vahid proqram üzrə müşahidələr aparən ilk meteoroloji şəbəkə idi. Rusiyanın şəbəkəsi 1781-ci ildə Mannheimdə təşkil olunmuş Palatin meteoroloji birliyinə daxil idi. Rusiya ərazisində bu birliyin stansiyaları Sankt-Peterburqda, Moskvada və Uralda-Pişmen zavodunda yerləşirdi. 1799 ildə bu cəmiyyət dağıldı. Meteorologiyanın inkişafında M.V. Lomonosovun fəaliyyəti böyük rol oynamışdır. Lomonosov Elmlər Akademiyasında məruzələrində meteoroloji stansiyalar şəbəkəsinin təşkilinin ümumi rəhbərlik altında

birləşməsinin zəruriliyini sübut edirdi. Havanın düzgün proqnozlaşdırılması üçün zəruri olan əsas müddəalarında o, irəli sürmüşdü. Lomonosov hesab edirdi ki, havanın düzgün proqnozu hava və suyun qarşılıqlı münasibətindən çox asılıdır. Bununla o, elə bil ki, dinamik meteorologiya inkişaf istiqamətini göstərirdi. Lomonosov həmçinin ildırımın əmələgəlmə sxemini vermişdir və onun yaranmasını atmosferdə baş verən şaquli hava cərəyanlarının inkişafı ilə izah edirdi. M.V. Lomonosovun instrumental meteorologiyada töhfəsi böyükdür. O, bir sıra meteoroloji cihazların: anemometr, dəniz hava barometri, meteoroloji cihazları atmosferin yuxarı qatlarına qaldırmaq yolu (dünyada ilk meteorografın və vertolyotun sələfi) ilə atmosferin üst qatlarını tədqiq etmək üçün "aerodinamik" maşının – helikopterin- orijinal konstruksiyalarını ixtira etmişdi.

XIX əsrin ortalarında ilk dövlət stansiyalar şəbəkəsi meydana gəlir və sonra A. Humboltun və G.D. Dovenin əsərləri ilə Almaniyada iqlimşünaslığın əsasları qoyulur. 1820-ci illərdə Almaniyada G.V. Brandes Mannheim stansiyalar şəbəkəsinin müşahidə məlumatlarını xəritələrə köçürmək fikrinə gəldi. Beləliklə, yüksək və aşağı təzyiq sahələrini aşkar etməyə imkan verən ilk sinoptik xəritələr yarandı. Xəritələrdə müəyyən edilən təzyiq sahələri hərəkətdə idilər, bir qayda olaraq qərbdən şərqə yerini dəyişirdilər. Teleqraf ixtira edildikdən sonra, 50-ci illərdən başlayaraq, Fransada məşhur astronom U.Leveryenin və İngiltərədə admiral R.Fitsroyun təşəbbüsü ilə atmosfer proseslərinin sinoptik üsulla tədqiqi tez bir zamanda istifadəyə daxil oldu. Bunun əsasında hava xidməti və meteorologiya elminin yeni sahəsi-sinoptik meteorologiya yarandı.

1849-cu ildə Sankt-Peterburqda Baş fiziki rəsədxana (indi A.İ. Voeikov adına geofiziki) təşkil olundu. Baş fiziki rəsədxana vahid metodika ilə stansiyalar şəbəkəsində müşahidələri təşkil etdi. Bu müşahidələr diqqətlə yoxlanılaraq, emal və çap edilirdi. Baş fiziki rəsədxananın salnamələri dünya şöhrəti qazanaraq, digər ölkələr üçün nümunə kimi qəbul edilmişdir. Meteoroloji stansiyalar şəbəkəsindən əldə edilmiş çoxlu sayda aparılmış müşahidələr əsasında bir çox klassik əsərlər: K.S. Veselovskinin "Rusiya iqlimi haqqında" (1857), G. Wildin "Rusiya imperiyasında havanın temperaturu" (1881 -1882 illər) və s yazılmışdır. XIX əsrin ortalarında M.F. Spasskinin "Moskvanın iqlimi haqqında" (1847) əsər çap olundu.

XIX yüzilliyin ikinci yarısında dinamik meteorologiyanın əsasları qoyuldu, yeni atmosfer proseslərinin tədqiqatlarında hidrodinamikanın və termodinamikanın qanunları tətbiq edildi. Meteorologiyanın bu sahəsinə Fransada Koriolis və Puasson, ABŞ-da V. Ferrel, Almaniyada Q.Qelmqolts, Norveçdə G.Mon və K. Guldberg böyük töhfə vermişlər. Eyni zamanda iqlimin ümumi coğrafi vəziyyət ilə sıx əlaqədə tədqiqi Rusiyada A.İ. Voyeykovun, Almaniyada V.Keppenin, Avstriyada Y.Gannın və digərlərinin elmi əsərlərində öz əksini tapmışdır. A.İ. Voyeykovun (1842-1916-cı illər) klassik işində "Yer kürəsinin iqlimi, xüsusilə

Rusiyanın" (1884) ilk dəfə olaraq yer kürəsi iqlimlərinin fiziki izahatı verilmişdir. Bu iş indidə öz əhəmiyyətini itirməmişdir.

XIX əsrin ikinci yarısında meteorologiya sahəsində D.İ. Mendeleyev çox çalışmışdır. Onu xüsusilə, atmosferin yuxarı qatları maraqlandırır. O, hesab edirdi ki, havanın qabaqcadan düzgün proqnozlaşdırılması üçün atmosferin yuxarı qatları hər tərəfli öyrənilməlidir. Mendeleyev ilk dəfə olaraq hidrogenlə doldurulmuş şarlarla cihazları qaldırmaq yolu ilə atmosferin yuxarı qatlarının öyrənilməsi imkanlarını göstərdi. Hermetik qondolalı stratostatın qurulma ideyası ona məxsusdur. Bundan əlavə Mendeleyev differensial yüksək dəqiqlikli gaz barometridə ixtira etmiş, Şimal dənizi yolu ideyası üzərində çalışmışdır. XIX əsrin sonunda Sankt-Peterburq (Rusiya) ətrafında V.V. Kuznetsov və S.I.Savinov tərəfindən çərpələng vasitəsi ilə havaya meteorografın qaldırılması həyata keçirildi. Aktinometriya sahəsində böyük işlər aparılırdı. O.D.Xvolson(1889) və V.A. Mixelson (1905) tərəfindən yeni aktinometrik cihazlar yaradıldı. S.I. Savinov və N.N. Kalitin aktinometriyanın nəzəri və praktiki sahəsində uğurla çalışırdılar. XIX əsrin sonuna atmosfərdə radiasiya və elektricləşmə proseslərinin öyrənilməsi güclənmişdi.

XX yüzillikdə meteorologiyanın inkişafı artan sürətlə gedirdi. Bu inkişaf meteorologiyanın bir neçə sahəsində daha aydın gözə çarpırdı. Keçən əsrin ilk iyirmi beş ilində dinamik meteorologiya sahəsində uğurlar Norveçdə V.Byerkis və onun tələbələrinin, Avstriyada M.Margulesin, İngiltərədə V. Nepir-Şou, SSRİ-də A.A. Fridmanın, N.E. Kochinin, I.A. Kibelin, İsveçdə K.Q. Rossbinin əsərləri ilə bağlı idi. Baxmayaraq ki, 1922-ci ildə L. Riçardsonun (İngiltərə) ilk işi uğursuz olmuşdur, nəzəri meteorologiya sahəsində işlər, xüsusən Sovet İttifaqında, daha çox riyazi hesablama problemləri üzərinə yönəlmişdi. Bu sahədə ilk uğurlu müvəffəqiyyət I.A. Kibel (1940) tərəfindən əldə edilmişdir, meteoroloji sahələrin proqnozlaşdırılması nəzəriyyəsinin sonradan inkişaf etdirilməsi akad. Q.İ. Marchukun, akad. A.M. Obukhovun, E.N. Blinovanın, N.İ. Bulevanın, M.I. Yudin, A.F. Dyubyukun və başqalarının(SSRİ), K.Q. Rossbinin, J.Çarninin, N.Fillipsin, J. Smaqorinskinin (ABŞ) və başqalarının elmi əsərlərində öz əksini tapmışdır. EHM-in meydana gəlməsi ilə bu ilkin nəzəri tədqiqatlar çox tezliklə SSRİ, ABŞ, İngiltərə, Fransa, Almaniya və bir çox digər ölkələrin hava xidməti praktikasında öz tətbiqini tapdı.

XX əsrin başlanğıcında Norveçdə V. Byerkisin, Y. Byerkisin, P.Solberqin,T.Berjeronun, SSSR-də A.İ. Asknaziya, S.P. Xromovun, V.A. Buqayevanın, N.L.Tabarovskinin, B.D. Uspenskinin, Norveç və ABŞ-da S. Petersenin işləri sayəsində sinoptik meteorologiya da çox sürətlə inkişaf edirdi. B.P. Multanovski, Q.Y. Vanqenqeym, S.T. Paqava, A.A. Qirs, A.L. Kass, N.A. Baqrov praktiki cəhətcə vacib olan havanın uzunmüddətli proqnozunu işləyib hazırlamağa başladılar. M.A. Rykaçev, B.I. Sreznevskiy və P.I. Brounov sinoptika sahəsində, məsələn, təzyiq



sahəsinin küləyin sürətilə əlaqəsi və siklonların hərəkət yolları tipləri, siklonların inkişafı və hərəkətinin fiziki əsasları, hava şəraitinin izallobarik metodla qabaqcadan xəbər verilməsi və s. barədə mühüm nəzəri işlər görmüşlər.

XX əsrin əvvəllərində aeroloji tədqiqatlarda böyük müvəffəqiyyətlər əldə edilmişdi. Beləki, 1902-ci ildə A.Teyseran de Bor (Fransiya) tropopauzanın və stratosferin mövcud olmasını kəşf etdi. Bu kəşf tezliklə R.Assman tərəfindən öz təsdiqini tapdı. Sonradan ilk radiozonda ixtira edən P.A.Molçanov məşhurlaşdı. Aeroloji tədqiqatlarda radiolokasiya texnikasından geniş istifadə olunması Q.İ. Qolışevin, V.V. Kostarevanın, B.D. Rojdestvenskinin adları ilə bağlıdır. Qeyd edilən meteoroloji sahələrdəki müvəffəqiyyətlərin əsasında indi atmosferin ümumi sirkulyasiyası - Yerdə havanın möhtəşəm dövrünün mexanizmi haqqında faktiki biliklər böyük dərəcədə artdı və nəzəri baxışlar dərinləşdi.

XX əsrdə aktinometriya-atmosferdə radiasiya haqqında təlim sahəsində böyük təkamül müşahidə edilmişdir. Şüa enerji axınının ölçülməsi üçün metodların və cihazların işlənilib hazırlanmasında başlıca xidmətlər SSRİ-də O.D. Xvolsona, V.A. Mixelsona, S.İ. Savinova, N.N.Kalitina, Y.D.Yanişevskiyə məxsusdur. Bundan başqa bu sahədə çalışanlardan A.Onqstremi (İsveç), S.Lanqleyi və Q.Abbotu (ABŞ), F.Linkeni (Almaniya) göstərmək olar. Atmosferdə şüa enerjisinin ötürülməsi nəzəriyyəsinə E.S.Kuznetsov, akad. V.V. Şuleykin, akad. V.E. Zuyev, V.Q.Kastrov, K.S.Şifrin, meteoroloji peyklərdən radiasiyanın ölçülməsi işlərinə isə - akad. K.Y.Kondratyev böyük töhfə vermişdir.

XX əsrdə SSRİ, ABŞ, Norveç və digər ölkələrdə iqlim tədqiqatlarında yeni, dərin yanaşmalar meydana çıxdı. SSRİ-də iqlimçünaslıq problemlərinin həlli yollarının müəyyən edilməsində A.A. Kaminskiyin, L.S. Berqin, E.S. Pubbinşteynin, B.P. Alisovun, akad. A.A. Qriqoryevin, M.İ. Budikonun, A.F. Drozdovun əsərlərinin rolu böyük olmuşdur. P.İ. Brounovun, F.F. Davitayanın, S.A. Sapojnikovanın, Y.İ. Çirkovanın tədqiqatları kənd təsərrüfatı meteorologiyasının inkişafında böyük əhəmiyyət kəsb etmişdir.

XX əsrin ikinci yarısında atmosferin çirklənməsi və təbii və antropogen mənşəli çirkləndiricilərin yayılma problemlərinin öyrənilməsi meteorologiya qarşısında duran mühüm məsələlərdən idi. Bunun üçün yeni xidmətin yaradılması tələb olunurdu. SSRİ-də akad. E.K. Fedorovun və Y.A. İzraelin rəhbərliyi altında qısa müddətdə bu xidmət yaradıldı. Tez bir zamanda çirkləndiricilərin yayılmasının hesablama üsulları işlənilib hazırlandı. Bu dövrdə xalq təsərrüfatının inkişafı atmosfer proseslərinin xüsusiyyətlərini daha dəqiq nəzərə alınmasını tələb edirdi. Ona görə də tətbiqi iqlimşünaslığın bir çox sahələri, bunlardan aviasiya, tibbi, inşaat vəs. intensiv inkişaf etməyə başladı.

Azərbaycandada meteorologiya və iqlimşünaslığın inkişaf etdirilməsində bir çox nailiyyətlər əldə edilmişdir. Professor Ə.A.Mədətzadənin rəhbərliyi ilə ölkəmizdə uzun müddət

sinoptik meteorologiyaya dair tədqiqatlar aparılmışdır. Azərbaycan coğraflarının respublika, Şimali Qafqaz, Xəzər dənizi üçün qısa və uzunmüddətli hava proqnozlarının verilməsində əməyi böyükdür. Azərbaycandakı sinoptik proseslərin tipləri, sinoptik iqlim rayonları müəyyənləşdirilmişdir. Meteoroloqlar ekstremal iqlim hadisələri törədən atmosfer proseslərini və onların proqnozlarını öyrənmişlər. Ölkə kurortlarının mikroiklimləri tədqiq edilmiş və onların müalicə-sağlamlıq işlərinə təsiri araşdırılmışdır. Respublika sənaye mərkəzlərinin iqlim şəraitinin və hava hövzələrinin çirklənmə dərəcələrinin öyrənilməsinə xeyli fikir verilmişdir.

N.M. Fiqurovski tərəfindən əsas qoyumuş Azərbaycan iqlimşünaslığı həm ölkənin, həm də ona qonşu ölkələrin iqliminin öyrənilməsində bir sıra müvəffəqiyyətlər əldə edilmişdir. İqlim qurşaqlarına, günəş radiasiyasına, istilik balansına, ölkədə baş verən sinoptik proseslərə, hava axınlarının xüsusiyyətlərinə, Xəzər dənizinin iqliminə və s. həsr edilmiş sanballı tədqiqat işləri aparılmışdır.

Azərbaycan Respublikasının istilik balans atlasını tərtib edən müəlliflər ölkənin Dövlət mükafatına layiq görülmüşlər. İqlimin təsərrüfatlarla əlaqələrinə aid xeyli işlər aparılmışdır. Azərbaycan iqlimşünaslığına uzun müddət Azərbaycan EA müxbir üzvü Ə.M. Şixlinski rəhbərlik etmişdir.

Azərbaycan aqroiqlimşünaslıq məktəbi 1960-cı ildən geniş inkişaf etməyə başlasa da, ilk sanballı əsər hələ 1932-ci ildə N.M.Fiqurovski tərəfindən (“Aqrometeorologiya”) yazılmışdır. Sonrakı illərdə bu sahə üzrə geniş tədqiqat işləri Ə.C.Əyyubov tərəfindən aparılmışdır.

Meteoroloqlar, iqlimşünaslar iqlim ehtiyatlarını öyrənmiş və onlardan kənd təsərrüfatında istifadə yollarını araşdırmışlar. Respublika ərazisində aqroiqlim rayonlaşdırılması aparılmışdır; müxtəlif kənd təsərrüfatı bitkilərinin –pambıq, üzüm, tütün, zeytun vəs. inkişafı üçün iqlim ehtiyatlarından istifadə imkanları öyrənilmişdir.

Ölkəmizin subtropik iqlim zonasında bir ildə 2-3 dəfə məhsul götürməyin aqroiqlim xüsusiyyətləri müəyyən edilmiş, Azərbaycan Respublikasının aqroiqlim rayonları atlası tərtib edilmişdir. Ə.C.Əyyubovun 1960-70-ci illərdə aqroiqlimşünaslıq sahəsində nəşr etdirdiyi fundamental tədqiqatlar keçmiş SSRİ-nin mükafatları ilə təltif olunmuşdur. Onun “Azərbaycan SSRİ-nin aqroiqlim rayonlaşdırılması” monoqrafiyasına görə SSRİ Coğrafiya Cəmiyyətinin F.P.Litke adına Qızıl medalına layiq görülmüşdür.

Respublika aqroiqlimşünaslıq məktəbinin nəticələrindən biri də 1994-cü ildə çapdan çıxmış “Azərbaycan Respublikasının aqroiqlim atlası”dır. Bu atlas 125 rəngli xəritədən, çoxlu əlavə yardımçı materiallardan ibarətdir. Atlasın elmi əhəmiyyəti onun yetkin proqram əsasında yazılmış bir çox xəritələrin orijinallığı, elmi-metodiki aparatının mükəmməlliyi, iqlim ehtiyatları haqqında geniş və obyektiv informasiya verməsindədir. Bu atlasın ən önəmli əhəmiyyəti isə aqroiqlim ehtiyatlarının düzgün qiymətləndirilməsi, respublikanın istənilən rayonunda aqroiqlim

ünsülərinin paylanması, iqlimin məhsuldarlığı haqqında kənd təsərrüfatında çalışan işçilərə dəqiq sorğu məlumatı verməsidir. Coğrafiya elmləri doktoru Ə.C.Əyyubovun rəhbərliyi və bilavasitə iştirakı ilə hazırlanan bu atlas 1994-cü ildə Zakir Tağıyev mükafatına layiq görülmüşdür. Yenə də bu müəllifin iştirakı ilə Azərbaycan Respublikasının iqlim-kurort sərvtələri hətərəfli öyrənilməyə başlanmışdır.

Respublikamızda meteorologiya və iqlimşünaslıq sahəsində kadr çatışmamazlığını nəzərə alaraq 1970-ci illərin əvvəllərində BDU-da hidrometeorologiya kafedrası yaradılmışdır. Bu kafedraya uzun müddət prof. M.Məmmədov rəhbərlik etmişdir.

Bütün dünyada və bizim ölkəmizdə meteoroloji tədqiqatların və dərc olunan əsərlərin sayı durmadan artır, beynəlxalq proqramların (məsələn, qlobal atmosfer tədqiqi Proqramı) və unikal eksperimentlərin (məsələn, Beynəlxalq qeofiziki il (1957 - 1958), Atlantik tropik eksperiment (1974), Birinci qlobal eksperiment PİQAP (1978-1979) vəs.) həyata keçirilməsində beynəlxalq əməkdaşlıqda böyük təcrübə toplanmışdır.

Bəşəriyyətin inkişafı meteorologiya qarşısında yeni qlobal meteoroloji problemlər irəli sürür ki, bu da bütün ölkələrin meteoroloqlarının kollektiv səylərini və əlbəttə, bizim planetdə sülhün qorunmasını tələb edir.

## 1.2. Meteorologiya və iqlimşünaslığın əsas anlayışları

**Atmosfer.** Yer kürəsini hər tərəfdən əhatə edən hava təbəqəsi *atmosfer* adlanır. Atmosfer və onun tərkibində olan aerosol hissəcikləri Yer ilə birlikdə dünya məkanında tam bir varlıq kimi hərəkətdədir və eyni zamanda Yerin fırlanmasında iştirak edir. Yer səthi bu nəhəng hava okeanının dibidir, bizim bütün həyatımız burada keçir. Yer atmosferi demək olar ki, şəffafdır və ona görə də biz boşluğun içərisində olduğumuzu zənn edirik. Lakin külək, yağış, qar, göy gürultusu, qasırğa, yayda güclü isti və qışda şaxtalı havanın olması-bütün bu hadisələr atmosferin mövcudluğunu daima bizə xatırladır.

Məlum olduğu kimi, hava sıxılıandır, ona görə də atmosferin aşağı qatlarında onun sıxlığı maksimumdur və yüksəklik artdıqca azalaraq, kəskin sərhəd olmadan tədricən yox olur (kosmik məkana keçir):

- atmosferin 50%-i aşağı 5 km-də cəmlənmişdir;
- atmosferin 75%-i aşağı 10 km-də cəmlənmişdir;
- atmosferin 90%-i aşağı 20 km-də cəmlənmişdir.

Lakin çox yüksək hündürlüklərdə də havanın olması aşkar olunmuşdur. Qütb şəfəqləməsi 1000 km və daha böyük hündürlüklərdə atmosferin olmasını göstərir. Yerin süni peykləri isə 20 000 km-dən yuxarı yüksəklikdə seyrəkdə olsa, atmosferi qeyd edirlər.

Bilavasitə yer səthinə yaxın və atmosferin aşağı 20-30 km-lik qatlarında atmosfer prosesləri praktiki cəhətdən çox əhəmiyyətlidir. Lakin, yuxarı qatlarda (ondan bir neçə min kilometrə qədər) böyük praktiki əhəmiyyət (radiator) kəsb etmişdir.

Yuxarı qatlarda müxtəlif fotokimyəvi reaksiyalarla neytral qaz molekullarını elektriclənmiş hissəciklərə - ionlara parçalayan ultrabənövşəyi və korpuskulyar günəş şüalanmasının udulması baş verir. Buna görə də yuxarı qatlar güclü ionlaşmış vəziyyətdədir və çox yüksək elektrik keçiriciliyinə malikdir. Bu qatlarda qütb şəfəqləməsi və göyün gecə işıqlanması adlanan, havanın daima parıltısı müşahidə olunur. Yuxarı qatların elektriclənmiş vəziyyəti radiodalğaların yayılmasını müəyyən edir. Son illərdə atmosferin yuxarı qatlarının fiziki və kimyəvi proseslərinə toxunan ayrıca bir təlim-**aeronomiya** meydana gəlmişdir.

**Hava.** Atmosferdə onun vəziyyətini fasiləsiz olaraq dəyişən müxtəlif fiziki proseslər baş verir. Yer səthində və aşağı 30-40 km-də verilən vaxt anında atmosferin fiziki vəziyyəti **hava** adlanır. Hava şəraiti meteoroloji kəmiyyətlərlə (temperatur, təzyiq, havanın rütubəti, külək, buludluluq, atmosfer yağıntıları) və atmosfer hadisələri (şimşək, duman, toz burulğanı, çovğun və s.) ilə xarakterizə olunur. Yer səthində havanın dəyişməsi insan fəaliyyətinin bir çox təsərrüfat sahələrinə, xüsusilə kənd təsərrüfatına təsir göstərir. Daha yüksək qatlarda hava şəraiti aviasiyanın işinə təsir edir. Müxtəlif hündürlüklərdə atmosfer prosesləri biri-biri ilə bağlıdır, ona görə də yer səthində havanın dəyişmə səbəblərini başa düşmək üçün atmosferin bütün qalınlığını, ən azı 30-40 km yüksəkliyə qədər öyrənmək lazımdır.

**İqlim.** Hava şəraitinin ayrı-ayrı günlərdə müxtəlif olmasına baxmayaraq, hər bir ərazini müəyyən **iqlim** ilə xarakterizə etmək olar. Coğrafi vəziyyətdən asılı olaraq, müəyyən ərazi üçün xas olan atmosfer şəraitlərinin çoxillik rejimi **yerli (lokal) iqlim** adlanır. Coğrafi vəziyyət dedikdə nəinki, ərazinin mövqeyi, yəni enlik, uzunluq və dəniz səviyyəsindən hündürlük, həm də yer səthinin xarakteri, oroqrafiya, torpaq örtüyü və s. başa düşülür. Hər bir ərazinin iqlimini müəyyən edən atmosfer şərtləri illik gedişdə dövri dəyişikliyə (qışdan yaya və yaydan qışa) məruz qalır, həm də ildən ilə qədər dəyişir. Bu atmosfer şəraitlərinin illər arası dəyişkənlikdə adlandırılır. Faktiki verilənlər göstərir ki, bir neçə on illikdən bir neçə yüz illiklər hüdudunda atmosfer şəraitlərinin cəmi bir çoxillik dövrdən (təxminən 30 il) digərinə çox məhdud hüdudlarda dəyişir, həm də bu çox vaxt dəyişkən xarakter daşıyır. Atmosfer şəraitlərinin çoxillik dəyişkənlik kəmiyyəti illərarası dəyişkənlikdən olduqca kiçikdir.

Beləliklə, yerli iqlim müəyyən bir sabitliyə malikdir və buna görə də ərazinin bir fiziki – coğrafi xarakteristikası və coğrafi landşaftın bir tərkib hissəsidir. Yer səthinin vəziyyəti, atmosfer

prosesləri və Dünya okeanının təsiri arasında sıx asılılığın mövcud olması hesabına iqlim coğrafi landşaftın digər tərkib hissələri ilə bağlıdır. Keçmişin iqlim tarixi göstəyir ki, Yer in iqlimləri çox böyük dəyişikliklərə (xüsusilə, dövrü) məruz qalmışdır. Məlum olduğu kimi, buzlaşma dövrləri olmuşdur ki, bu zaman buzlaqlar gah geri çəkilir, gah da yenidən qayıdırdılar. Bu dəyişikliklərə yerli iqlimlərdə cəlb olunurdu. İqlimşünaslığın əsas məqsədləri qlobal iqlim sistemlərinin öyrənilməsi və yaxın gələcək və uzaq perspektivlərdə qlobal və lokal iqlimlərin mümkün dəyişmələrinin proqnozlaşdırılmasıdır.

**Atmosferin günəş və yer səthi ilə əlaqələri.** Atmosfer proseslərinin enerji mənbəyi Günəşdən Yer səthinə gələn günəş radiasiyasıdır (şüalanma). Orta hesabla il ərzində Yer səthinin vahid sahəsinin Günəşdən qəbul etdiyi istiliyin miqdarı ulduz və planetlərin şüalanma enerjisindən 30 milyon dəfə, Yer in dərinliklərindən gələn istilikdən isə 30 min dəfə çoxdur. Ona görə də qətiyyətlə demək olar ki, Günəş yer səthi və atmosfer üçün praktiki olaraq yeganə enerji mənbəyidir. Yalnız Günəşin şüa enerjisi atmosferdə və yer səthində istiliyə çevrilir, o, həm də atmosfer hadisələrinin enerji mənbəyi kimi xidmət göstərir, digər enerji növlərinə çevrilir. Atmosferdə günəş enerjisinin çevrilmələri olduqca mürəkkəbdir: günəş şüaları bilavasitə havaya nisbətən yer səthini daha çox qızdırır, bundan sonra isə yer səthi və atmosfer arasında istilik, eləcə də su və su buxarı (bunlara günəş enerjisi sərf edilir) mübadiləsi baş verir.

Yer səthində atmosferə böyük təsir göstərir. Relyef və yer səthinin temperatur fərqləri hava axınlar üçün böyük əhəmiyyət kəsb edir. Yer səthindən qaldırılan toz və aerozollar atmosferin optik xüsusiyyətlərinə və onun elektriklənmə vəziyyətinə müəyyən təsir göstərir.

Günəş şüalanmasının tərkibində qısdalğalı ultrabənövşəyi radiasiya var, onun ümumi enerjisi kiçikdir, lakin o atmosferin yuxarı qatlarına güclü fotokimyəvi təsir göstərir. Atmosferin yuxarı qatlarına Günəşin korpuskulyar radiasiyasıda (elementar hissəciklərin axınları) güclü təsir edir. Ultrabənövşəyi və korpuskulyar radiasiya günəş aktivliyindən, yəni, Günəşdə baş verən və o cümlədən günəş ləkələrinin miqdarının və ölçülərinin dəyişməsinə səbəb olan fiziki proseslərdən asılı olaraq, zamana görə xeyli dəyişir, Günəş aktivliyi ilə əlaqədar atmosferin yuxarı qatlarının vəziyyəti, onun ionlaşması, elektrikkeçiriciliyi və s dəyişir. Bu isə öz növbəsində aşağı qatların vəziyyətinə, hava və iqliminə təsir edir. Atmosferin yuxarı qatlarının aşağı qatlara təsir mexanizmi hələ aydın deyil.

Hava şəraitinin formalaşmasında və iqlimin müəyyənləşdirilməsində iştirak edən üç əsas atmosfer prosesləri tsiklik-istilik mübadiləsi, rütubət dövrünü və atmosfer sirkulyasiyası-mövcuddür ki, onlar iqliməmələgətirici proseslər adlandırılır.

**İstilik mübadiləsi.** Bu termin yer – atmosfer sistemində istiliyin alınmasını, ötürülməsini, nəql edilməsini və itirilməsini izah edir. Günəşdən Yerə gələn günəş radiasiyasının axını qismən hava, bulud və hissəciklərlə geri kainata əks olunur. Bu enerji Yer üçün geri

qayıtmadan itir. Digər hissəsi atmosferdən keçir. Atmosfer qismən və nisbətən kiçik dərəcədə günəş radiyasını udur, istiliyə çevirir, spektral tərkibi dəyişərək, onu qismən seyrəldir.

Atmosferdən keçən düz və yayılan günəş radiyası yer səthinə düşdükdə qismən ondan əks olunur, lakin böyük hissəsi udularaq torpağın üst qatını və su hövzələrini qızdırır. Yer səthinin özündə gözə görünməyən infraqırmızı radiasiya verir ki, bunda böyük bir hissəsi atmosfer tərəfindən udularaq onu qızdırır. Atmosferdə öz növbəsində infraqırmızı radiasiya şüalandırır, onun böyük hissəsi yer səthi tərəfindən udulur. Eyni zamanda Yer və atmosfer radiyası fasiləsiz kainata şüalanır və əks olunan günəş radiyası ilə birlikdə Yerə gələn radiasiya ilə tarazlaşır.

Istilik mübadiləsi nəinki şüalanma nəticəsində, həm də istilik keçiriciliyi və konveksiya (atmosfer qatlarının yerdəyişməsi) mexanizmi ilə də baş verir. Yer səthinə gələn günəş istiliyinin əhəmiyyətli hissəsi suyun buxarlanmasına sərf olunur, yəni gizli formaya keçir. Sonradan su buxarının kondensasiyası zamanı (yəqin ki, buxarlanma yerindən uzaqda) bu istilik ayrılaraq havanı qızdırır. Istilik mübadiləsində ən mühüm proses hava axınları ilə istiliin üfüqi daşınmasıdır. Bu və ya digər yerdə istilik mübadiləsinin xüsusiyyətləri temperatur rejimi ilə müəyyən edilir, başqa sözlə, soyuq və isti regionların mövqeyini müəyyən edir. Yer kürəsində havanın temperaturunun paylanması enliklər üzrə günəş radiyasının ümumi şəraitlərindən, quru və dənizin, hava axınlarının paylanmasından asılıdır.

**Rütubətin dövranı.** Okeanların və dənizlərin və digər su hövzələrinin səthindən, nəm torpaqdan, bitki örtüyünün səthindən su buxarlanır. Su buxarı - atmosfer havasının mühüm tərkib hissəsidir. Atmosferdə mövcud şəraitlərdə su buxarı əks çevrilməyə də məruz qala bilər: o su damcılarına və ya buz kristallarına kondensasiya olur, nəticədə bulud və duman yaranır. Müəyyən şəraitlərdə buludlardan çöküntülər düşür. Yer səthinə qayıdan çöküntülər ümumilikdə buxarlanmanı tarazlaşdırır. Mövsümə görə yağıntıların miqdarı və onların paylanması bitki örtüyünə və əkinçiliyə təsir göstərir. Yağıntıların miqdarından həmçinin axım şəraiti, çayların rejimi, göllərin səviyyəsi və digər hidroloji hadisələr asılıdır. Qar örtüyünün hündürlüyü torpağın donmasını və daimi donuşluq rejimini müəyyən edir.

**Atmosfer sirkulyasiyası.** Atmosferdə istiliyin qeyri-bərabər paylanması atmosfer təzyiqinin bir qeyri-bərabər paylanmasına gətirib çıxarır; təzyiqin paylanmasından havanın hərəkəti, yəni hava axınları asılıdır. Havanın yer səthinə nisbətən hərəkətini biz külək kimi hiss edirik. Yer səthinə nisbətən havanın hərəkət xarakterinə Yerəin sutkalıq fırlanması böyük təsir göstərir. Atmosferin aşağı qatlarında havanın hərəkətinə yer səthinə sürtünmə təsir edir. Üfüqi atmosfer hərəkətlərinin miqyası geniş hüdudlarda: məsələn, çovğun zamanı müşahidə edilən ən kiçik burulğandan qitə və okeanların ölçüsü ilə müqayisə edilən dalğalara qədər dəyişir.

Yer üzərində iri miqyaslı hava axınları sistemi **atmosferin ümumi sirkulyasiyası** adlanır. Onun əsas elementləri siklonlar və antisiklonlardır, yəni atmosferdə daima yaranan və dağılan, ölçüləri bir neçə min kilometr olan dalğa və burulğanlar.

Atmosferin ümumi sirkulyasiyası sistemində hava axınları ilə havanın başlıca dəyişiklikləri bağlıdır. Yerin bir bölgəsindən digərinə hərəkət edən hava axınları, onlara xas olan xarakteristikaları gətirirlər. Əgər regionda müəyyən xüsusiyyətlərə malik olan hava kütlələri üstünlük təşkil edirsə, onda onlar ən mühüm iqliməmələgətirici amillərdir.

Atmosferin ümumi sirkulyasiyasından başqa, yerli sirkulyasiya adı daşıyan daha kiçik miqyaslı sirkulyasiyada: brizlər, dağ-dərə küləkləri və b. iqliməmələgətirici əhəmiyyətə malikdir. Ən fəlakətli nəticələr kiçik miqyaslı burulğanlarla – smerç, tornado, tropiklərdə - daha iri miqyaslı burulğanlarla- tropik siklonlarla bağlıdır. Külək su səthlərində dalğalanmaya, bir çox okean cərəyanlarına, buzların dreyfinə səbəb olur; o eroziya və relyefəmələgəlmənin mühüm amilidir.

**İqliməmələgəlmə.** Qlobal iqlim həm astronomik, həm də coğrafi amillərlə müəyyən edilir. Astronomik amillərə- Günəşin işıqlanması, Yerin Günəş sistemində mövqeyi və hərəkəti, yerin fırlanma oxunun orbit müstəvisinə əyilməsi və Yerin öz oxu ətrafında fırlanma sürəti, kosmik məkanda materiyanın sıxlığı aiddir. Bütün bu amillər Yerə gələn günəş enerjisinin miqdarını və paylanmasını müəyyən edir. Coğrafi amillərə isə aiddir: Yerin ölçüsü və kütləsi, ağırlıq qüvvəsinin kəmiyyəti, atmosfer kütləsi və tərkibi, materik və okeanların coğrafi paylanması, quru səthinin və okean dibinin relyefi, okeanın kütləsi və tərkibi, quru səthinin xarakteri (səth örtüyü).

Qlobal iqlim sisteminin vəziyyətini iqliməmələgətirən proseslərin-atmosfer sirkulyasiyasının, müxtəlif coğrafi şəraitlərdə baş verən istilik və rütubət mübadiləsinin xarakterini müəyyən edir. Buna görə də, yerli iqlimlərin konkret tipləri aşağıdakı coğrafi amillərlə - coğrafi enlik, dəniz və qurunun paylanması, quru səthinin quruluşu (xüsusilə iri miqyaslı oroqrafiya), torpaq, bitki və qar örtüyü, dəniz buzları, okean cərəyanları müəyyən edilir.

Ən aşağı, havanın yerüstü qatında, xüsusi, mikro-iqlim şəraiti müşahidə edilir. Burada atmosfer rejiminin xüsusiyyətlərinə yer səthinin quruluşunun detalları və komponentləri təsir göstərir.

Yer kosmik varlıq kimi 4,7 milyard ilə yaxın mövcuddur. Astronomik amillərin, yer səthinin quruluşunun, geoloji proseslərin dəyişiklikləri ilə əlaqədar Yerin geoloji tarixi boyu həm atmosfer, həm də iqlim köklü dəyişikliklərə məruz qalmışdır. Əgər dəyişkənlik kəmiyyəti temperaturun dərəcələri ilə ifadə edilərsə, onda bu rəqslər dərəcənin onda biri ilə onlarla dərəcə arasında tərəddüd edə bilər. Rəqslərin (tərəddüdlərin) özləri zamana görə yüzillərlə, bəzən minilliklərlə və hətta bəzən milyon illər (buzlaşma dövrü) davam edə bilər. Hal-hazırda Şimal

yarım kürəsində istiləşməyə doğru tendensiya baş verir. Keçmiş iqlimlərin dəyişmə qanunauyğunluqlarının öyrənilməsi müasir iqlimi anlamaq üçün vacibdir.

### 1.3. Əsas meteoroloji elementlər

Atmosferin vəziyyəti və onda baş verən proseslər, eləcə də ayrı-ayrı hava hadisələrini *meteoroloji elementlər* adlandırılan böyük kompleks kəmiyyət və keyfiyyət xarakteristikaları ilə ifadə etmək olar. Əsas meteoroloji elementlərə aşağıdakılar aiddir:

1. **Günəş radiasiyası**, eləcə də yerin və atmosferin istilik şüalanması. Günəş radiasiyası - atmosferdə baş verən bütün proseslərin başlıca enerji mənbəyidir və meteorologiyanın xüsusi bölməsi – aktinometriya - günəş, yer və atmosfer radiasiyasını öyrənir. Günəşdən Yer səthinə gələn çatan günəş işığı və istiliyinin məcmusuna **günəş radiasiyası** deyilir. Günəş radiasiyasının intensivliyi (gərginliyi) onun istilik təsiri ilə ölçülür. Vahid zaman ərzində (adətən 1 dəq)  $1 \text{ sm}^2$  səthə düşən radiasiyanın istilik təsiri **günəş radiasiyasının intensivliyi** adlanır və  $\text{kal}/\text{sm}^2\text{dəq}$  ilə ifadə olunur. Atmosferin sərhəddində  $1 \text{ sm}^2$  səthə vahid zaman ərzində (1 dəq) perpendikulyar düşən Günəş radiasiyasının intensivliyi **günəş sabiti** adlanır və  $2 \text{ kal}/\text{sm}^2\text{dəq}$  yaxındır, yer səthində isə təxminən  $1 - 1,5 \text{ kal}/\text{sm}^2\text{dəq}$ -dir.

2. **Havanın temperaturu** - ən mühüm meteoroloji elementlərdən biridir. Cihazlarla ölçülür, bu şərtlə ki, onları əhatə edən atmosfer və ya torpaq ilə tam istilik tarazlığı olsun. Şəbəkədə havanın temperaturu - yer səthindən 2 metr hündürlükdə olan psixrometrik budkada günəş şüalarından qorunan quru termometrin göstərişləri ilə müəyyən edilir. Torpağın temperaturu səthdə və müxtəlif dərinliklərdə müəyyən edilir.

3. **Atmosfer təzyiqi** - ən mühüm meteoroloji elementdir, atmosferin hüdudlarında hər bir nöqtədə ondan yuxarıda yerləşən hava sütunun çəkisinə bərabərdir. Təzyiq və ya civə sütununun hündürlüyü və ya onu tarazlaşdırən absolyut vahidlərlə (SQS sistemində) – millibarlarla ölçülür,

4. **Küləyin sürəti və istiqaməti**. Külək - yer səthinin müxtəlif sahələrində təzyiq fərqləri ilə əlaqədar yer səthinə nisbətən havanın hərəkətidir. Küləyin sürətini ( $\text{m} / \text{s}$ ,  $\text{km} / \text{saat}$  və ya şərti vahidlərlə (bal) ifadə edilir) və küləyin əsdiyi səmti, istiqaməti fərqləndirirlər. Istiqamət rumblarla (C, CQ və s.) və ya dərəcələrlə ifadə olunur, həm də hesabat saat əqrəbi istiqamətində şimaldan başlanır.

5. **Buxarlanma və havanın rütubəti**. Su obyektlərinin (okeanlar, dənizlər, çaylar və s), qurunun səthindən və bitkilərin transpirasiyası nəticəsində atmosfərə böyük miqdarda su buxarı daxil olur. Havanın tərkibində su buxarı bu və ya digər mütləq və ya nisbi vahidlərlə ifadə olunur və **havanın rütubəti** adlanır.



6. **Buludluq.** Müşahidə yerində göy qübbəsində müşahidə edilən buludların cəmindən ibarətdir. Adətən buludluq dedikdə göy qübbəsini onda bir hissələrlə müəyyən olunan buludun miqdarı başa düşülür.

7. **Yağıntılar.** Buludlardan düşən və ya yer səthinə və yerüstü əşyaların üzərinə çökən maye və ya bərk halda olan su **yağıntılar** adlanır. Bu - yağış, qar, dolu, şəh, və s-dir. Müəyyən bir yerdə sutka, ay, il və s. ərzində düşmüş suyun miqdarı da adlanır. Yağıntılar düşən su qatının millimetrlə ifadəsidir.

8. **Görünüş.** Meteoroloji stansiyalarda görünürlüyün uzaqlığı müşahidə edilir – bu maksimal məsafədir (metrlərlə və ya kilometrərlə), bu həddən başlayaraq müşahidə edilən obyektlər ətraf ərazinin fonu ilə tam qovuşur və görünməz olurlar.

9. **Müxtəlif hava hadisələri.** Meteoroloji stansiyalarda çovğunlar, tufanlar, dumanlar, toz burulğanları, qasırğa və s. üzərində daima müşahidələr aparılır. Atmosferdə bu və ya digər maraqlı hadisənin başlanğıc, davamiyyət və intensivlik vaxtı qeyd edilir. Bu əsas meteoroloji elementlərin xarakteristikaları sonradan elmi-tədqiqat işlərində, hava proqnozlarında, iqlimin izahında və digər təcrübəvi tələbatları ödəmək üçün istifadə olunur. Qeyd edilən meteoroloji elementlər irəlidə ayrı-ayrı mövzularda daha da ətraflı müzakirə olunacaq.

#### 1.4. Meteorologiyada müşahidə və eksperiment

Atmosfer, hava və iqlim haqqında faktiki məlumatları müşahidələr verir. Meteorologiya və iqlimşünaslıqda müşahidələrin nəticələrinin təhlili səbəb-nəticə əlaqələrini müəyyən edən vasitə kimi xidmət edir.

Məsələn, fizikada, başlıca tədqiqat metodu eksperimentdir, burada parametrləri dəyişmək və sistemin reaksiyasını öyrənmək olar. Lakin, atmosferin ümumi sirkulyasiyası və ya hətta siklon və antisiklonun inkişafını öyrənmək üçün eksperimentin qoyulması hələ mümkün deyil. Ona görə də təbiətin özündə gedən proseslərin fasiləsiz müşahidə edilməsi ilə məlumatlar əldə edilir. Elektron hesablayıcı maşınların (EHM) meydana gəlməsi ilə çox güclü tədqiqat üsulu - atmosfer proseslərinin riyazi modelləşdirmə üsulu mümkün oldu.

Eyni zamanda, meteorologiyada təbii eksperimentlər də tətbiq edilməyə başladı: məsələn, buludlara təsir etməklə onlardan yağıntıların əldə edilməsi (Meksika), eləcə də dumana müxtəlif fiziki-kimyəvi təsirlər göstərməklə onun dağıdılması təcrübələri. Doluvurmanın qarşısını almaq məqsədi ilə buludlara süni təsir etmə işi praktikada geniş tətbiq sahəsi tapmışdır.

Bəzi atmosfer proseslərinin laboratoriya modelləşdirilməsi də meteorologiyada məhdud dərəcədə tətbiq edilir, yəni sadələşdirilmiş şəraitlərdə onların kiçik miqyasları müxtəlif laboratoriya qurğularında tədqiq edilir. Bu yolla atmosferin ümumi sirkulyasiyası, dağlıq

maneələrin aşıb keçməsinin xüsusiyyətləri, siklonun quruluşu və s. modelləşdirilir. Laborator modelləşdirmə atmosfer hərəkətlərinin ən ümumi xüsusiyyətlərini müəyyən etməyə imkan verir.

Lakin, aydındır ki, hazırda meteorologiyada meteoroloji müşahidələr başlıcadır, yəni, meteoroloji kəmiyyətlərin ölçülməsi, eləcə də atmosfer hadisələrinin qeydiyyatı.

Meteoroloji parametrlərə aiddir: havanın temperaturu və rütubəti, buludların miqdarı və hündürlüyü, yağıntıların miqdarı, istilik axını və s. Bir sıra meteoroloji məntəqələrdə günəş və yerin şüalanması və atmosferin elektriklənməsi üzərində müşahidələr aparılır.

Atmosfer hadisələrinə: ildırım, çovğun, toz burulğanı duman və bir sıra optik hadisələr-səmanın mavi rəngi, göy qurşağı, halo, çələnglər və s. aiddir.

Ən dolğun və dəqiq müşahidələr meteoroloji və aeroloji rəsədxanalarda aparılır. Onların sayı nisbətən azdır, ona görə də, yer kürəsi üzrə 3500-ə yaxın meteoroloji və 750 aeroloji məntəqələr yerləşdirilmişdir. Onlar böyük ərazilərdən məlumat toplayır. Bu hər bir ölkədə, eləcə də dünya miqyasında vahid meteoroloji şəbəkənin yaradılmasına imkan verir. Yekaterinburgdakı meteostansiya, dəqiq desək, rəsədxana Rusiyada ilk yaradılanlardandır, onun 160-dan çox yaşı var.

İnsan fəaliyyətinin havanın dəyişikliyindən güclü asılı olduğu səbəbindən son yüz ildə praktiki olaraq bütün ölkələrdə Milli Hava Xidməti meydana gəlmişdir. Onun məqsədlərinə əhalini, inzibati və iqtisadi təşkilatları mövcud hava şəraiti haqqında vaxtında məlumatlandırmaq və gələcək hava şəraitini qabaqcadan xəbər verməkdir.

Məntəqələrdə və rəsədxanalarda müşahidələr Qrinvic vaxtı ilə hər 3 saatdan (0, 3, 6, 9, ... 21) bir fasiləsiz olaraq aparılır. Bəzi parametrlərin ölçülməsi sutka ərzində az aparılır, məsələn, yağıntılar – sutkada 4 dəfə, qar örtüyünün hündürlüyü- sutkada 1 dəfə, qarın sıxlığı - hər 5 və ya 10 gün ərzində 1 dəfə. Meteocihazlar meteostansiyalarda, eləcə də gəmilərdə açıq sahələrdə quraşdırılır. Bundan başqa, zond (Hidrometeocihaz) və peyklərdə quraşdırılan cihazlar da mövcuddur. Cihazlarda müasir fizika və texnikanın nailiyyətləri – termo- və fotoelementlər, yarımkeçiricilər, radorabitə və radiolokasiya, lazerlər və müxtəlif kimyəvi reaksiyalar, səs lokasiyası və s. istifadə edilir.

Milli Hava Xidmətləri öz işində Ümumdünya Meteoroloji Təşkilatının (ÜMT) - Ümumdünya Hava Xidmətinin (ÜHX) beynəlxalq proqramına əsaslanır. Ümumdünya Hava Xidməti biri-biri ilə üç komponentdən ibarətdir: Qlobal müşahidə sistemi (QMS), Qlobal Telekommunikasiya Sistemi (QTS) və məlumatların emalının qlobal sistemi (MEQS).

QMS atmosferin vəziyyətinə nəzarət edən milli müşahidələr şəbəkələrindən (ÜMT-nin üzvi olan ölkələrdə) ibarətdir. Onlar məlumatları nəinki milli tələbatları ödəmək, həm də könüllü beynəlxalq istifadə üçün təqdim edirlər. QMS yerüstü müşahidələr və kosmik yarım sistemlərindən təşkil olunur. Qlobal yerüstü yarım sisteminin 8000-dən çox meteoroloji və

800 qədər aeroloji məntəqəsi var. 7000-ə yaxın kommersiya gəmiləri də sistemə meteoroloji müşahidələr aparır. Bundan başqa quruda avtomatlaşdırılmış meteoroloji stansiyalar, dənizdə avtomatlaşdırılmış dəniz stansiyaları fəaliyyət göstərir. Güclü fırtınaların xəbərdarlığı üçün bütün dünyada 600 qədər meteoroloji radiolokatorlardan istifadə edilir.

Kosmik müşahidə yarım sistemi qütb-orbital və geostasionar meteoroloji peyklərdən ibarətdir. 800-1000 km hündürlükdə Yer ətrafında fırlanan qütb-orbital peyklərin göyertəsində spektrin görünən və infraqırmızı sahələrində görüntülərin avtomatik ötürülməsi üçün avadanlıq quraşdırılmışdır. Peyklər Yerin bulud örtüyünün qlobal müşahidəsini, temperaturun və rütubətin şaquli profilinin paylanması müəyyənləşdirilməsini, yer və dəniz səthinin temperaturunun qiymətləndirilməsini, eləcə də qar və buz örtüyü üzərində müşahidələrin aparılmasını təmin edir. Geostasionar meteoroloji peyklər adətən ekvator üzərində 36,000 km hündürlükdə 0,74, 140<sup>0</sup> ş.uz., 135 və 75<sup>0</sup> q.uz. meridianında yerləşir və Yer ilə bucaq sürəti ilə fırlanır. Beləliklə, onlar hər zaman Yerin eyni nöqtəsi üzərində qalır. Müşahidələri ilə onlar praktiki olaraq, 50° şm.en. ilə 50° cən.en. arasındakı enlik qurşağını əhatə edir və daima Yerə bulud örtüyünün təsvirini, buludların hərəkəti ilə müəyyən edilən külək sürəti vektorunun kəmiyyətlərini ötürür, həmçinin telekommunikasiya məlumatlarının toplanması və yayılması üçün reley mərkəzləri kimi xidmət edirlər. QMS kompleks müşahidə sistemidir, çünki, heç bir ayrıca götürülmüş şəbəkə atmosferin vəziyyətinə qlobal nəzarəti təmin etmək iqtidarında deyil.

Lakin müşahidələr həyata keçirildikdən sonra hər bir ölkə daxilində və beynəlxalq miqyasda onları məlumatların toplanması və təhlili mərkəzlərinə ötürmək lazımdır. Keçən əsrin 60-cı illərində müşahidələr teleqraf və ya telefon vasitəsilə milli və regional səviyyələrdə toplanırdı, sonra isə yerüstü xətlərlə və ya radio vasitəsilə regional mərkəzlərə ötürülürdü. Onlar əl ilə meteoroloji verilənlərin bülletenlərini hazırlayaraq, müvafiq qrafik üzrə radio vasitəsilə ötürürdülər. Hal-hazırda qlobal telekommunikasiya şəbəkəsi baş telerabitə şəbəkəsi (BTRŞ), regional telerabitə şəbəkələrindən ibarətdir.

Baş telerabitə şəbəkəsi üç ümumdünya meteoroloji mərkəzini (Vaşinqton, Melburn, Moskva) birləşdirən 21 magistral xətdən və 15 regional rabitə qovşağından ibarətdir (Əlcəzair, Braziliya, Braknell, BuenosAyres, Dakar, Ciddə, Qahirə, Nayrobi, Yeni Dehli, Offenbax, Paris, Pekində, Praqa, Sofiya, Tokio). Bundan başqa, regional telerabitə şəbəkəsinə 16 regional rabitə qovşağı və 149 milli mərkəzlər xidmət göstərir. Bu sistem gündəlik 15 milyon hərf-rəqəm işarəli məlumat və 2 min hava şəraiti xəritələri verir. Belə həcmdə məlumatın ötürülməsi yalnız avtomatlaşdırılma ilə mümkündür. Əgər ÜHX yaradılmasının ilk vaxtlarında ötürülmə sürəti 50 bit/san və ya 75 söz/dəq-dən çox deyilsə, EHM meydana gəlməsi ilə bu sürət 9600 bit/san, yaxın gələcəkdə, o, iki dəfə arta bilər.

Heç bir ölkənin hava xidməti yalnız öz müşahidələrinə əsaslanaraq havanın proqnozunu tərtib etmək iqtidarında deyil. Məsələn, Azərbaycanda bir sutkalıq hava şəraitinin proqnozunu vermək üçün nəinki, Avropanın, yaxşı olardı ki, Atlantik okeanın meteoroloji məlumatları da olsun. Üç sutkalıq hava proqnozu yarımkürənin, daha uzun müddətli proqnoz isə bütün yer kürəsindən məlumatların olmasını tələb edir. Buradan aydın olur ki, hər bir milli hava xidməti öz ərazisində hava şəraitinin proqnozunu həyata keçirmək üçün rabitə kanalları ilə hər gün ötürülən böyük informasiya axınından ona lazım olan məlumatı seçməkdən ötrü meteoroloji məlumatın emalının çox mürəkkəb vasitələrinə malik olmalıdır. Bundan başqa qonşuluqda yerləşən dövlətlər də bu işi əsasən təkrarlamalı olardı. Buna görə də, üçüncü komponent ÜHX - məlumatların emalının qlobal sistemi - iri rayonlar üzrə, o cümlədən yarımkürələr və yer kürəsi daxil olmaqla, meteoroloji məlumatların toplanması və emalı üçün məsuliyyətin səmərəli bölüşdürülməsini, öz nəzarətlərində olan rayon üzrə meteoroloji kəmiyyətlərin proqnozunun tərtib edilməsini təmin edir və əldə edilmiş nəticələr QTS kanalları vasitəsilə ÜMT üzvü olan ölkələrə təqdim edilir. Beləliklə, hər bir ölkənin milli hava xidməti artıq hazır analizlərdən və MEQS sistemində tərtib edilmiş sinoptik vəziyyət gələcək hava proqnozunda istifadə edilə bilər və ilkin müşahidə məlumatlarına baxılması prosedurlarına məhəl qoymayaraq, onları öz ölkəsi üçün hava terminləri ilə şərh etmək olar. MEQS dünya meteoroloji mərkəzlərdən (DMM), Regional meteoroloji mərkəzlərdən (RMM), milli meteoroloji mərkəzlərdən (MMM) təşkil olan üç pilləli mərkəzlər sistemlərindən yaradılır. MEQS-də üç DMM (Vaşinqton, Melburn, Moskva) var, onlar qlobal məlumatları alır, bütün yer kürəsi və (və ya) yarımkürələr üçün analiz və proqnoz xəritələri tərtib edirlər və hər bir milli meteoroloji xidmətlərdə qısa, orta və uzunmüddətli proqnozlarda istifadə üçün öz məhsullarını rabitə kanalları vasitəsilə yayırlar. Hal-hazırda gündəlik olaraq 3 DMM 350 analiz və proqnozlar verir. Növbəti mərhələ -25 RMM-dir, onlar iri coğrafi rayonlar, məsələn, Atlantika və Avropa, Avrasiya və s. üzrə analizlər aparır və proqnozlar tərtib edirlər. Bu materiallar daha dəqiq proqnozlar və istehlakçının tələbinə uyğun xüsusi proqnozların hazırlanması üçün MMM-də istifadə edilə bilər. Nəhayət, MMM öz ölkəsinin analiz və proqnozlarına və QTS kanalları vasitəsilə meteoroloji məlumatların ötürülməsinə cavabdehdir.

DMM,RMM,MMM-dən başqa, altıgünlük ehtimalla irimiqyaslı təzyiq və temperatur sahələrinin proqnozunu tərtib edən ortamüddətli hava proqnozu Avropa mərkəzi (OHPAM), eləcədə Ümumdünya mülki aviasiya xidməti sistemi çərçivəsində Beynəlxalq mülki aviasiya təşkilatı (ICAO) ilə sıx əməkdaşlıq edən zonal proqnozlar mərkəzləridə mövcuddur..

Ölkəmizdə, MMM funksiyalarını Ekologiya və Təbii Sərvətlər Nazirliyinin (ETSN) Hidrometeorologiya departamenti həyata keçirir. Bundan başqa, aviasyanın hava şəraiti və onun

proqnozu tələbatlarını ödəmək üçün hava limanında aerometeoroloji stansiyalar var. Proqnostik qruplar dəniz limanlarında da mövcuddur.

Hava haqqında məlumatlar stansiyalardan beynəlxalq səviyyədə razılaşdırılmış şifrlənmiş şəkildə rəqəmli kodların köməkliyi ilə hava xidməti mərkəzlərinə ötürülür. DMM və RMM-dən onlar EHM-ə daxil olur, orada onlar xüsusi proqramlarla növləşdirilir, məlumatların düzgünlüyü yoxlanılır, və sonra qrafikqurucularla bu məlumatlar sinoptik hava xəritələri üzərinə rəqəmlər və şərti işarələrlə köçürülür. Paralel olaraq, bu informasiyalar meteoroloji məlumatın növbəti obyektiv təhlili üçün kompüterin yaddaşına köçürülür.

Hal-hazırda üzərində minlərlə stansiyanın məlumatları olan sinoptik xəritələr bütün yarımkürələri və hətta bütün yer kürəsini əhatə əhatə edir, həm də yerüstü xəritələrdən başqa yüksəklik xəritələri (barik topoqrafiya və s.) də tərtib edilir. Atmosfer şəraiti haqqında sistemləşdirilmiş bu informasiyanın həcmi çox böyükdür. Səy və vasitələrin səmərəli istifadəsi üçün sinoptik xəritələrin analizi və tərtibi DMM və RMM-də aparılır, oradan naqıl və radio vasitəsilə yerlərdəki hava xidməti orqanlarına faks ötürülməni istifadə etməklə yayılır. Sinoptik xəritələrin radio ilə qəbulu havada da, açıq okeanda gəmilərdə də mümkündür. Bir çox hava xidmətlərində müasir hesablama texnologiyasının imkanlardan geniş istifadə edilir: xəritələrin təsviri deyil, rəqəmsal məlumatlar ötürülür, onlar isə kompyüterin ekranında qrafiki informasiyaya çevrilir. Personal kompyuterdə işləyən proqnozçu ona lazım olan bütün xəritələri monitorda nəzərdən keçirib, lazımı xəritəni çapa verə bilər.

Sinoptik xəritələrin və digər yardımçı materialların (aeroloji diaqramların, şaquli kəsim və s.) analizi aşağıdakı kimidir. Xəritəyə köçürülən məlumatlara əsasən müşahidə anında atmosferin *faktiki vəziyyəti*: hava kütlələrinin və cəbhələrin paylanması və xarakteri, barik sistemlərin yerləşməsi və xüsusiyyətləri, eləcə də, buludluq və yağıntıların yerləşməsi və xarakteri, temperaturun paylanması və s. müəyyən edilir. Sinoptik xəritələrin köməkliyi ilə öyrənilən barik sistemlər, cəbhə və hava kütlələri *sinoptik obyektlər* adlandırılır. Hər bir müşahidə vaxtında tərtib edilmiş xəritələrə görə atmosferin vəziyyətinin dəyişikliklərini, xüsusilə barik sistemlərin yerdəyişməsini və təkamülünü, hava kütlələrinin yerdəyişməsini, transformasiyasını və qarşılıqlı mübadiləsini və s. izləmək olar. Sinoptik xəritələrdəki hava şəraitinin təsviri verilən regionda havanın vəziyyəti haqda aydın təsəvvür yaradır.

Ən başlıca və çox çətin məsələ hava şəraitinin gözlənilən dəyişikliklərinin, ilk növbədə qısa müddətli (1-3 günlük) proqnozudur. Qısaca demək olar ki, bu məsələ bir neçə on saat ərzində barik sistemlərin, cəbhə və hava kütlələrinin hərəkətini və dəyişməsini müəyyən etməyə, yəni *sinoptik vəziyyətin* proqnozuna yönəlmişdir. Sonra bu hərəkətlər və dəyişikliklər ilə bağlı baxılan rayonda hava şəraitinin necə dəyişməsi haqqında rəy verilir. Yalnız bu sonuncu proqnoz istehlakçıya lazımdır.



***Şəkil 1.1. Rusiyanın qərb hissəsində və Cənubi Qafqazda sinoptik vəziyyət.13.08.2010 .***

Yerin meteoroloji peyklərindən buludluqluq haqqında alınan informasiyanın meydana gəlməsi ilə atmosferin vəziyyətinin izlənməsi üçün yeni bir əlavə vasitə yarandı. Buludluluğun peyk fotoşəkillərində və onların əsasında qurulan fotomontaj şəkillərdə siklonlarda və digər barik sistemlərdə bulud sahələrinin təkamülünü izləmək olar. Buludluluğun fotomontaj şəkillərini dəşifrə etməklə bulud sistemlərinin ümumi xarakteristikasını verən nefanaliz xəritələri qurulur.

Havanın analizi və proqnozunda sinoptik xəritələrlə (şək. 1.1) yanaşı peyk şəkilləri və nefanaliz xəritələri geniş istifadə edilir. Peyk fotoşəkillərinin köməklili ilə müxtəlif barik sistemlərdə bulud sahələrinin təkamülü, bu sahələrin struktur xüsusiyyətləri - siklonlarda buludların spiralşəkilli paylanma xarakteri, konvektiv buludların silsilə və dəlikli strukturu, mezoburulanlar, tropik siklonlar və bulud sahələrinin digər xüsusiyyətləri tədqiq edilmişdir.

## II FƏSİL. ATMOSFERİN TƏRKİBİ VƏ QURULUŞU

### 2.1. Havanın tərkibi

Atmosfer **hava** adlandırılan qazların qarışığından ibarətdir. Quru havanın 99,99%-ni təşkil edən əsas kimyəvi komponentlərdən - azot (həcmə görə 78,09%), oksigen (20,95%), arqon (0,93%), karbon qazı (0,03%) - başqa, havanın tərkibində çox az miqdarda digər qazlar- neon (0,0018%), Helium (0,0005%), ozon (0,000003%) və kripton və ksenon izləri və s. var. Quru havanın tərkibi (Paneth, 1939) aşağıdakı cədvəl 2.1-də verilmişdir.

Cədvəl 2.1.

Qazlar	Havanın tərkibi, həcm %-lə	Qazlar	Havanın tərkibi, həcm %-lə
N <sub>2</sub>	78,09	Xe	$0,8 \cdot 10^{-5}$
O <sub>2</sub>	20,95	Ne	$1,8 \cdot 10^{-3}$
Ar	0,93	He	$5,24 \cdot 10^{-4}$
CO <sub>2</sub>	0,03	H <sub>2</sub>	$5 \cdot 10^{-5}$
Kr	$1,1 \cdot 10^{-4}$	Rn	$6 \cdot 10^{-18}$

Cədvəldə havanın tərkibində olan hidrogenin miqdarı tam dəqiq deyil, radonun miqdarı isə olduqca təqribidir. Karbon qazının miqdarı zaman və məkandan asılı olaraq dəyişir. Cədvəl2.1-də adı çəkilən qazlardan başqa, atmosferin tərkibində su buxarı, ammonyak, azot oksidi, nitrat turşusu, hidrogen peroksid, ozon, kükürd dioksid, radioaktiv elementlər, tüstü hissəcikləri, müxtəlif ölçülü toz və ionlar vardır. Bu maddələr havanın tərkibində sabit qalmayırlar, məkən və zamandan asılı olaraq əhəmiyyətli dərəcədə dəyişirlər. Miqdarının kiçik olmasına baxmayaraq, onlar meteoroloji hadisələrə əhəmiyyətli təsir göstərir. Məsələn, Günəşdən gələn 2850 Å qısa ultrabənövşəyi şüalar, olduqca kiçik miqdarda ozon tərəfindən demək olar ki, tamamilə udulur. Havanın kiçik komponentlərindən bəziləri su buxarının kondensasiyasının mərkəzləri kimi təsir göstərərək, duman və yağışın formalaşmasında mühüm rol oynayır. Güman edilir ki, onların bəziləri iıldırım elektrik boşalmalarının meydana gəlməsinə səbəb olur. Buna görə də, atmosferin kiçik komponentlərinin müəyyənləşdirilməsi və onların meteoroloji hadisələrə təsirini tədqiq etmək böyük əhəmiyyətə malikdir. Atmosferin tərkibində həmişə su buxarı olur. O, okeanların, dənizlərin və quru səthindən, xüsusilə bitki örtüyündən buxarlanma ilə havaya düşür. Havanın temperaturundan asılı olaraq, atmosferdə su buxarının miqdarı geniş hədlərdə dəyişir: quru üzərində çox kiçik temperaturlarda onun miqdarı sıfıra yaxındır və yüksək temperaturlarda, xüsusilə dəniz üzərində, 4% -ə (həcmə görə) çatır.

Yer səthi yaxınlığında quru havanın faizlə tərkibi demək olar ki, sabitdir. Lakin, hal-hazırda havanın tərkibində əvvəllər mövcud olmayan çoxlu sayda qazlar, məsələn, xlor-flüorkarbohidrogenlər, o cümlədən freonlar atmosfərə daxil olur. Havanın tərkibində karbon dioksidin və ozonun dəyişməsi xüsusi əhəmiyyət kəsb edir. Külli miqdarda yanacaqın yandırılması hesabına atmosferdə CO<sub>2</sub> konsentrasiyası artmaqdadır: ötən əsrin ortalarından 1975-ci ilə qədər qlobal tərkib 12-15% artmışdır. Karbon dioksidin ümumi artımı ilə yanaşı, sənaye mərkəzlərində, qapalı, pis ventilyasiya olunan otaqlarda, nəqliyyat cəmlənmiş şəhərlərdə (burada tərkibdə CO<sub>2</sub> konsentrasiyası 0,1-0,2% çata bilər) tərkibdə onun lokal həcmi artımı müşahidə edilir. Yerli şəraitdən asılı olaraq, CO<sub>2</sub> qazından başqa yer və su səthindən havaya düşən ammoniyak, yod, radon və digər qazların da havada artımı ola bilər.

Son tədqiqatlarla müəyyən edilmişdir ki, atmosfer çox yüksək hündürlüklərə qədər bərabər qarışmış haldadır və onun tərkibi yuxarı hədlərə qədər əhəmiyyətli dərəcədə dəyişmir. Yalnız xarakterik iyli rəngsiz qaz ozon özünü bir qədər başqa cür aparır. Yer səthi yaxınlığında ozon çox az miqdardadır və əsasən ildırım boşalmalarının təsiri altında oksigen molekullarının parçalanması nəticəsində formalaşır. Lakin, 25-40 km yüksəkliklərdə onun qatılığı əhəmiyyətli dərəcədə artırır. Günəşin ultrabənövşəyi şüalarının təsiri altında oksigen molekulları atomlara ayrılır. Sonuncular saxlanan ikiatomlu oksigen molekulları ilə birləşərək, ozon adlanan üçatomlu oksigeni yaradır. Ozonun ən yüksək sıxlığı yer səthindən 25-30 km hündürlükdədir. Lakin onun miqdarı çox azdır, beləki, 0° temperaturda və normal təzyiqdə (760 mm c.s.) onun qalınlığı 0,3 sm-ə bərabərdir. Əgər o, atmosferdən birdən yox olsa idi, onda Yer üzərində bütün canlılar (o cümlədən bitkilərdə) ultrabənövşəyi şüalar tərəfindən yandırılmış olardı. Qeyd etmək lazımdır ki, ozon günəşin ultrabənövşəyi şüalarını və Yerdən gələn istilik şüalanmasını (uzundalğalı radiasiyanı) çox güclü udmaqla, 30-55 km hündürlükdə stratosferi qızdırır. İlin yay dövründə qütb səhərlərində bu istiləşmə xüsusilə böyük olur, bu zaman həmin ərazilər üzərində ozonun miqdarı böyük olur. Bu həmin hündürlüklərdə təzyiqin, temperaturun və küləyin paylanmasına əhəmiyyətli təsir göstərir.

İlk vaxtlar belə bir təsəvvür hakim idi ki, atmosferdəki qazlar Dalton qanuna tabedir, yəni, hər bir qaz öz atmosferini təşkil edir və orada digər qazların mövcudluğundan asılı olmayaraq paylanır. Buna müvafiq olaraq, tərkibdə ağır qazlar yüngüllərə nisbətən hündürlük artdıqca sürətlə azalmalıdır. Hesablamalara görə, 100 km hündürlükdə yalnız hidrogen və helium qalmalı idi. Lakin bu, həqiqətə uyğun deyil, çünki, turbuləntlik və üfqi hərəkətlər nəticəsində atmosferdə hündürlük boyu qazların daima qarışması baş verir. Aparılmış müşahidələrə əsasən qütb şəfəqlənməsinin spektrlərində çox yüksək hündürlüklərə qədər hidrogen və helyuma məxsus heç bir xətt müəyyən edilməmişdir. Bununlada çox yüksəklərdə hidrogen və helium atmosferinin olması fikri təsdiq edilməmişdir. Alatoran və gecə səmasının qütb şəfəqlənməsinin



spektrlərinin öyrənilməsinə əsasən təsdiqlənmişdir ki, sərhəd yüksəkliklərə qədər atmosfer azot - oksigenlidir. Böyük hündürlüklərdə Günəşin ultrabənövşəyi radiasiyasının təsiri altında oksigen molekullarının atomlara parçalanması baş verir. 100 km-dən yüksəkdə oksigen tamamilə dissosiasiya olunmuş vəziyyətdədir. Böyük ehtimalla 200-300 km-dən yüksəkdə azot da dissosiasiya olunmuş haldadır. Yüngül qazların- hidrogen və helyumun- yüksək qatlarda olmaması, atmosferin sərhəddində Yer cazibə qüvvəsi sahəsindən onların planetlərarası kosmik fəzaya getməsi ilə əlaqədardır (V.Q. Fesenkov). Bu qazların molekullarının yüksək sürətli (12 km/san çatması ilə) hərəkətilə əldə edilir. 300 km hündürlükdə, 1000°K temperaturda ən yüngül qaz - hidrogen - atmosferdən bir neçə il ərzində çıxır. İonlar nəinki yerin qravitasiya, həm də maqnit sahəsi ilə saxlanılır.

## 2.2. Atmosferin şaquli istiqamətdə qatlara ayrılması

Atmosfer bir neçə əsas qatlara bölünür. Bu qatların hər biri temperaturun şaquli istiqamətdə dəyişməsi, eləcə də digər fiziki xassələrin: - tərkibin, strukturun, elektriklişmənin – xarakterik xüsusiyyətlərin özünəməxsus şəkildə olması ilə fərqlənilir. Cədvəl 2-də 1951-ci ildə Beynəlxalq Geodeziya və Geofizika İttifaqı tərəfindən qəbul edilmiş təsnifata müvafiq gələn əsas və keçid qatların adları verilir.

Cədvəl 2.2.

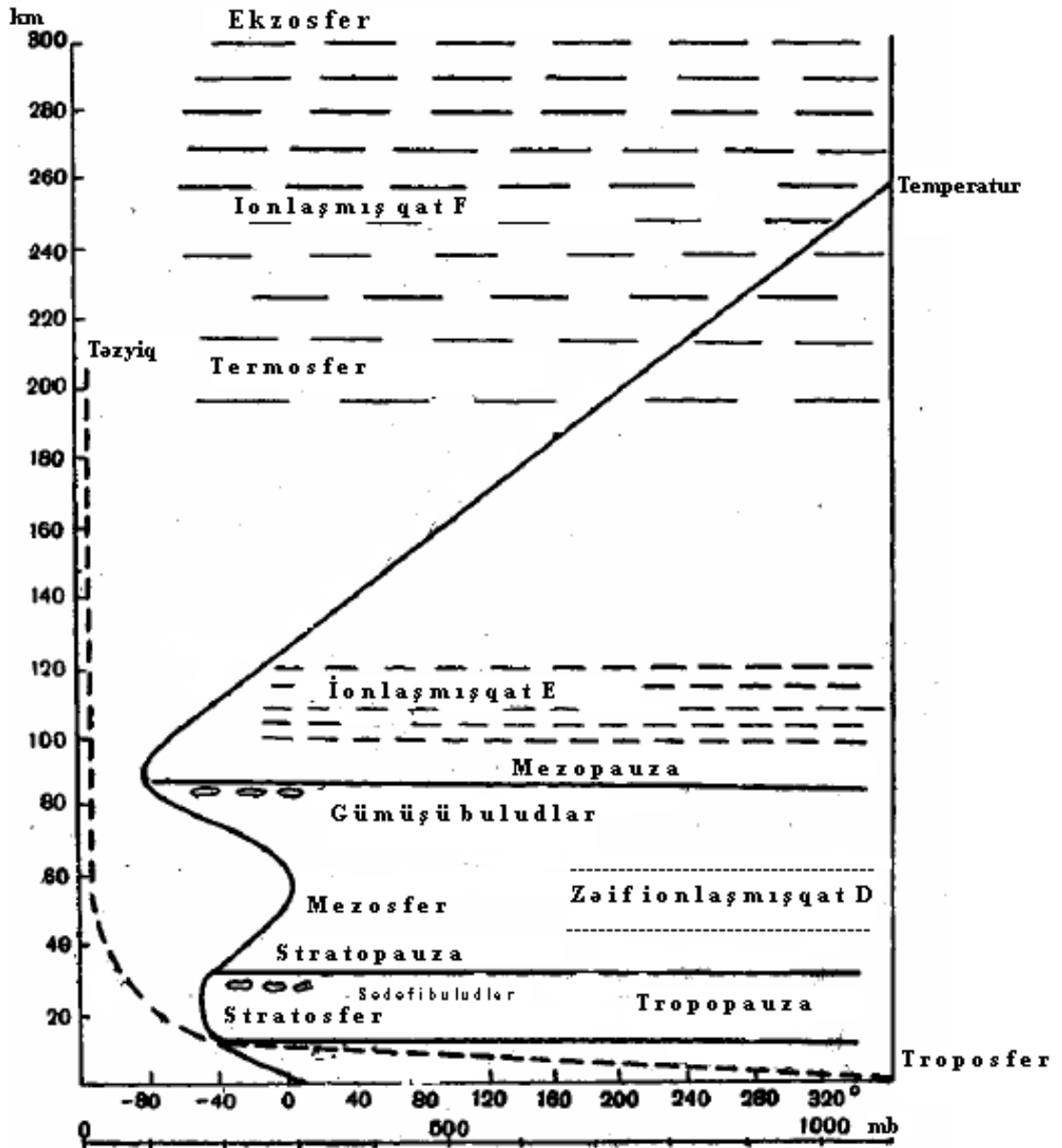
Atmosfer qatlarının terminologiyası

Qat (sfera)	Orta və aşağı sərhədlərin orta hündürlüyü, km	Keçid qatı
Troposfer	0 - 11	Tropopauza
Stratosfer	11 - 35	Stratopauza
Mesosfer	35 - 80	Mesopauza
Termosfer	80-800	Termopauza
Ekzosfer	800-dən yuxarı	

Şəkil 2.1-də qəbul edilmiş təsnifata uyğun olaraq atmosferin şaquli kəsilişi və hündürlüyə görə temperatur və təzyiqin dəyişmə ayrılıqları verilir. Hər bir qat üçün əsas əlamət kimi müvafiq temperatur xarakteristikası olmaqla adı çəkilən qatların xüsusiyyətlərini nəzərdən keçirək.

**Troposfer** - atmosferin aşağı hissəsidir, şimal enlikləri üzərində 7-10 km-ə qədər və ekvator üzərində 16 - 18 km-ə qədər yüksəklikdə yerləşir. Bu nisbətən kiçik qatda atmosferin 3/4 yaxın kütləsi cəmlənmişdir. Ona görə də burada hava çox sıxdır. Günəş şüalanmasının troposfer havasına bilavasitə təsiri çox kiçikdir. Təbii ki, bu istiliyi ən çox troposferin aşağı qatları, ən az isə yuxarı qatları qəbul edəcək. Bununla əlaqədar troposferin xarakterik xüsusiyyəti temperaturun hündürlük boyu azalmasıdır. Bu hər bir kilometrə orta hesabla  $6,5^\circ$  təşkil edir.

Yuxarıda yerləşən qatlardan fərqli olaraq, troposferdə bütün su buxarı yerləşir, onun kondensasiyasından bulud və yağıntılar yaranır.



Şəkil 2.1. 300 km hündürlüyə qədər atmosferin quruluşunun sxemi

Troposfer həm də atmosferin ən tozlu hissəsidir. Tədqiqat üçün bu qat daha əlçatan olduğu üçün hal-hazırda atmosferin digər qatlarına nisbətən daha yaxşı öyrənilmişdir. Bütün hava hadisələri əsasən troposferdə inkişaf edir. Bu qatın ətraflı öyrənilməsi onun daxilində daha iki qatı : **yer səthi** və **sərhəd qatı** ayırmağa imkan verir. Yer səthi qat - yer üzərində hündürlüyü 100 m-ə yaxın olan troposferin ən aşağı qatıdır, burada yer səthinin istilik təsiri özünü bilavasitə güclü biruzə verir. Sərhəd qatı və ya sürtünmə qatı (100-1500m), yer səthinin kələ-kötürlüyünə sürtünmə nəticəsində meydana çıxan havanın mexaniki qarışması ilə səciyyələnir. Bu küləyə əhəmiyyətli təsir göstərir. Sərhəd qatında adətən, xüsusilə ilin soyuq dövründə, aşağı yarus

buludların formalaşması baş verir. 1500 m-dən yuxarıdakı troposfer qatı çox vaxt azad atmosfer adlandırılır. Yer səthinin kələ-kötürlüyünün bilavasitə təsiri (sürtünmə) burada demək olar ki, yoxdur.

**Stratosfer** (stratum-lay) - bu troposfer üzərində yerləşən və təxminən 35 km-ə hündürlüyə qədər yüksələn atmosfer qatıdır. Şəkil 2.1-dən görüldüyü kimi yüksək enliklərdə stratosferin temperaturu orta hesabla hündürlük boyu demək olar ki, dəyişməz qalır və ya burada izotermiya olur. Stratosferdə havanın şaquli qarışması demək olar ki, yoxdur və ya troposferlə müqayisədə əhəmiyyətli dərəcədə zəifləyir. Havanın çox quru olması hesabına stratosferdə bir qayda olaraq bulud əmələ gəlmir. Yalnız nadir hallarda troposferdən buludlar stratosferin aşağı qatlarını yarıb keçir, bundan başqa bəzən 25-30 km yüksəkliklərdə “sədəfi” adlandırılan parıldayan buludlar meydana gəlir. Belə güman edilir ki, onlar çox kiçik soyumuş su damcılarından təşkil olunur. Bütün bunlar onu göstərir ki, müasir yüksək sürətli təyyarələrin stratosferdə uçma şəraiti troposferə nisbətən əhəmiyyətli dərəcədə əlverişlidir. Troposfer və stratosfer arasında qalınlığı bir neçə yüz metr olan keçid qatı **tropopauza** adlanır.

**Mezosfer** təxminən 35 km-dən 80 km-ə qədər olan qatı əhatə edir. Bu qat əvvəlcə, 50-55 km səviyyə qədər, temperaturun hündürlük boyu kəskin artması ilə xarakterizə olunur. Sonra, 80 km-lik qatda, temperatur yenidən kəskin düşür. 30-55 km-də temperaturun artması, qeyd olunduğu kimi, bu hündürlüklərdə ozonun mövcudluğu ilə əlaqədardır. Ozon ultrabənövşəyi günəş radiyasını və eləcə də Yerdən gələn istilik şüalanmasını udur. Bu isə həmin hündürlüklərdə atmosferin əhəmiyyətli dərəcədə qızması üçün istilik mənbəyidir. Əgər, troposferin yuxarı qatlarında və aşağı stratosferdə temperatur  $-50, -60^{\circ}$ -sə, 40-50 km hündürlükdə temperatur orta hesabla  $0^{\circ}$ , bəzən isə  $+40, 0^{\circ}$ -ə qədər yüksəlir. 50 km-dən yuxarıya temperatur yenidən azalaraq, mezosferin yuxarı sərhəddində  $-70, -80^{\circ}$ -yə çatır. 50-80 km-lik qat yüksək turbulentlyklə fərqlənir və bu qatın yuxarı sərhəddi yaxınlığında, yəni 80 km hündürlükdə, **gümüşü buludlar** adlandırılan nazik parlaq buludlar müşahidə edilir. Onlar adətən yay aylarında gecələr üfünün şimal hissəsində görünür və ümumiyyətlə, 40-80 km/saat sürətlə şərqdən qərbə doğru hərəkət edirlər. Stratosfer və mezosfer arasındakı keçid qatı **stratopauza** adlanır.

**Termosfer** - 80 km-dən yuxarıda atmosfer qatıdır, temperaturun fasiləsiz artımı ilə xarakterizə olunur; güman edilir ki, 200 km-ə yaxın hündürlükdə temperatur  $200-250^{\circ}$ -ə çatır. Mezosfer və termosfer arasındakı keçid qatı **mezopauza** adlanır. 80 km-dən yuxarıda yerləşən atmosfer qatlarında əhəmiyyətli miqdarda elektriklişmiş çox kiçik hissəciklər, molekullar və ya atomlar, ionlar adlandırılan atmosfer qazları var. Ona görə də qeyd edilən qatları həm də **ionosfer** adlandırılır. Deməli, əslində termosfer ionosferlə eynidir.

Lakin sonuncu termin yalnız atmosferin elektrik xüsusiyyətləri haqda danışılan hallarda tətbiq edilir. Atmosferin bu qatları yüksək elektrikkeçiriciliyi ilə fərqlənilir. Məsələn, 100 km

hündürlükdə havanın elektrikkeçiriciliyi yer səthi üzərindəki hava qatının elektrikkeçiriciliyindən bir neçə milyard dəfə çoxdur. Atmosferin yuxarı qatlarının ionlaşması günəş şüalarının ultrabənövşəyi hissəsinin, eləcə də Günəşdən atılan yüklənmiş çox kiçik bərk hissəciklərin – korpuskulların atmosferə təsirindən baş verir. Bu hadisələr hal-hazırda ətraflı tədqiq olunmuşdur, bu isə öz növbəsində ionosferi bilavasitə öyrənmək üçün radio dalğalardan istifadə etməyə imkan verir.

Müəyyən edilmişdir ki, yüksək hündürlüklərdə atmosferin ayrı-ayrı qatları müxtəlif dərəcədə ionlaşmaya malikdirlər. Ən yaxşı ionlaşmaya iki qatda özünü göstərir: maksimum ionlaşma 100 km hündürlükdə olan, 80 və 120 km yüksəkliklər arasında yerləşən – E qatı və 200 km yaxın hündürlükdə - F qatı. Bundan başqa, stratosferdə 50-65 km hündürlükdə yerləşən, zəif ionlanmış bir qat da - D qatı da mövcuddur, İonosferin vəziyyəti sabit qalmır, il və sutka ərzində, eləcə də günəşin aktivliyinin dəyişməsindən asılı olaraq daima dəyişir. Bununla əlaqədar olaraq radioqəbul şəraitləri də dəyişir. Məsələn, gündüz günəş radiasiyasının təsiri altında ionosferin aşağı qatlarının ionlaşma dərəcəsi artırır və qısa dalğa uzunluğunda (10-50 m) radioverlişlər daha davamlı olur. Gecə, ionlaşmanın zəifləməsi ilə əlaqədar daha uzun radio dalğalardan istifadə olunur. Qısa radio dalğalarının keçiriciliyinin güclü pozuntuları, xüsusən, **maqnit burulğanları** adlandırılan dövrlərdə müşahidə edilir. Bunlar çox vaxt yuxarı enliklərdə meydana gəlir.

**Ekzosfer**- 800-1000 km yüksəklikdə yerləşən atmosferin xarici qatıdır. Burada, çox güclü yüksəzləşmə şəraitində qaz hissəcikləri çox yüksək sürətə malikdirlər (11 km/san-dən artıq). Bunun nəticəsi olaraq, belə hissəciklər ağırlıq qüvvəsini dəf edərək, planetlərarası fəzaya uçub gedə bilirlər. Nəzəri mülahizələrə görə atmosferin yuxarı sərhəddində Yer fırlanmasının mərkəzdən qaçma qüvvəsi ağırlıq qüvvəsi ilə tarzlıqda olmalıdır. Hesablamalar göstərir ki, yer atmosferinin belə nəzəri sərhəddi qütb üzərində 28.000 km, ekvator üzərində - 42.000 km hündürlükdə yerləşir. Lakin bu məlumatlar həlləlik nəzəri maraq doğurur: güman edilir ki, bu hündürlüklərdə yalnız biri-birindən minlərlə kilometr aralı təkdən bir qaz hissəcikləri müşahidə edilə bilər. Təcrübədə isə bizə atmosfer qatlarının elə hündürlüklərini bilmək lazımdır ki, həmin yüksəkliklərdə sıxlığı ölçmək və orada baş verən fiziki hadisələri müşahidə etmək mümkün olsun. Böyük yüksəkliklərdə baş verən belə hadisələr sırasına **qütb parıltısını** aid edirlər. Bu optik hadisə ionosferin maqnit burulğanları ilə sıx bağlılığını göstərir və Günəşdən atılan elektrikle yüklənmiş hissəciklərin yüksüz atmosfer qazlarını bombardman etməsi nəticəsində onların işıqlanmasıdır. Müəyyən edilmişdir ki, qütb parıltısının yuxarı sərhəddi 1000-1200 km yüksəklikdə yerləşə bilər, bu yaxınlara qədər bu hündürlük atmosferin yuxarı sərhəddi hesab edilirdi. Yer sünəi peykləri buraxıldıqdan sonra atmosferin öyrənilməsi üçün geniş imkanlar açıldı. Əldə edilmiş elmi nəticələr artıq indi atmosferin yuxarı qatlarının fizikasının bir çox

məsələlərini yenidən işıqlandırmaq üçün imkanlar verdi. Bu nəticələrin bəzilərini nəzərdən keçirək.

Sovet peyklərinin perigeyində (ən yaxın hündürlüyündə - 225-228 km), onların tormozlanmasına görə hesablanmış atmosferin orta sıxlığının qiyməti bir kub metr havada üç on milyonda bir qrama bərabərdir. Bu əvvəllər raket müşahidələrinin məlumatları əsasında qəbul edilmiş qiymətdən 5 – 10 dəfə daha çoxdur. Ümumiyyətlə müəyyən edilmişdir ki, atmosferin sıxlığı eyni hündürlükdə sabit qalmır. Günəşdə baş verən partlayışlarla əlaqədar Yer üzərində maqnit burulğanları müşahidə edilən günlərdə sıxlığının qiyməti xüsusilə kəskin dəyişir. Aydın oldu ki, onun qiyməti sutkanın vaxtından asılıdır. Eyni hündürlükdə Yer in işıqlanan tərəfi üzərində sıxlıq işıqlanmamış zonaya nisbətən əhəmiyyətli dərəcədə böyükdür. Ekvatorial sahələrdə atmosferin sıxlığı mülayim qurşaqdakı müvafiq hündürlükdəki sıxlığın qiymətlərindən aşağı olduğu müəyyənləşdirilmişdir. Hal-hazırda süni peyklərin tormozlanması məlumatlarına əsasən atmosferin yuxarı sərhəddinin – geotacın - 20 min km hündürlükdə olduğu qəbul edilmişdir. Ehtimal olunur ki, bu yüksəkliklərdə atmosferin sıxlığı planetlərarası kosmik fəzanın sıxlığına bərabərdir. Peyklərin ötürücülərindən şüalanın radio dalğalarla ionosferin yuxarıdan “ışıqlanması” yolu ilə tədqiqi ionların yüksək konsentrasiyasının əvvəllər güman olunan sahələrinin hündürlüklərinin daha yüksəkdə yerləşməsinə müəyyən etməyə imkan verdi. Süni peyklər vasitəsilə Yer in radiasiya qurşaqları aşkar edilmişdir. Onlar Yer in maqnit sahəsi tərəfindən yaradılmış tələlərdə tutulmuş yüklənmiş hissəciklərin yüksək konsentrasiya zonalarıdır. Bu - radiasiyanın yüksək intensivlik zonalarıdır. Müəyyən edilmişdir ki, radiasiyanın xarici zonası ekvator müstəvisində yer səthindən 14 min-dən 50-55 min km qədər uzanır. 55-70° enlik intervalında xarici zona 270-300 km yaxındır. Bu zonada radiasiyanın sərhəddi və maksimum intensivliyi zamana görə dəyişir. Radiasiyanın daxili zonası yer səthindən 600-dən 5000 km-ə qədər məsafədə yerləşir. Xarici zonadan fərqli olaraq, daxili zona zamana görə daha dayanıqlıdır və onda şüalanma daha sərt, yəni, kosmik gəmilərin davamiyyətli uçuşu üçün daha təhlükəlidir. 1000 km-dən aşağıda yerləşən atmosferin yuxarı qatlarının temperaturuna radiasiya qurşaqlarının təsiri məsələlərinin həlli hal-hazırda vacib tədqiqat işlərindən biridir. Bununla əlaqədar belə hesab edilir ki, yer tacının əsas enerji mənbəyi günəşin korpuskular axınının enerjidir. Yer tacı elə bil ki, korpuskular axınlarının enerji rezervuarıdır, troposferin yuxarı hissəsində öz enerjisinin müəyyən bir hissəsini buradan götürür.

**Beynəlxalq standart atmosfer (BSA).** Atmosferin vəziyyəti çox dəyişkəndir; bu təyyarələrin keyfiyyətli uçuşlarının aerodinamik hesabları üçün ciddi çətinlik yaradır, çünki onlar havanın sıxlığı və temperaturu çox asılıdır. Bu çətinlikləri aradan qaldırmaq üçün müəyyən bir şərti atmosfer hesab edilən, **standart atmosfer** anlayışı daxil edilmişdir. O müxtəlif

yüksəkliklərdə havanın parametrlərinin orta qiymətləri ilə xarakterizə olunur və yay aylarında orta enliklərdə bu parametrlərin orta qiymətlərinə təxminən uyğundur.

Beynəlxalq standart atmosfer, aşağıdakı şərtlər qəbul edilmişdir:

1) atmosfer, bütün yüksəkliklərdə yalnız yer səthində olan eyni tərkibli quru havadan ibarətdir;

2) sıfır hündürlük kimi ("Yer") orta dəniz səviyyəsi qəbul edilmişdir, onun üzərində 0°C temperaturda havanın təzyiqi 760 mm civə sütununa (1013.2 mb) bərabərdir; bu şəraitdə havanın kütləvi sıxlığı 1293 q/m<sup>3</sup>-dir;

3) troposferin sərhəddi 11000 metr yüksəklikdə yerləşdiyi hesab edilir; troposferdə şaquli temperatur qradiyenti sabitdir və 100 metr üçün 0,65° bərabərdir;

4) stratosferdə, yəni 11 km-dən yuxarıda temperatur sabitdir və 56.5°C bərabərdir.

### **2.3. Atmosferin üfüqi istiqamətdə qeyri bərabər paylanması**

Göründüyü kimi atmosfer şaquli istiqamətdə ayrı-ayrı qatlara bölünür, lakin üfüqi istiqamətdə də o bircins deyil. Bu başlıca olaraq troposferdə müşahidə edilir. Burada biribirindən öz xüsusiyyətləri ilə fərqlənən, hava kütlələri adlanan ayrı-ayrı böyük hava həcmləri mövcuddur. Öz xüsusiyyətlərinə görə nisbətən bircins olan hava həcmləri **hava kütlələri** adlandırılır. Onlar qitə və ya onun iri hissəsi ölçüsündə böyük əraziləri tutur.

Hava kütləsinin ümumi xüsusiyyətləri onun müəyyən bir rayonda (ocaqda) bircins səth üzərində və atmosferin bərabər dərəcədə isinmə şəraitində formalaşması ilə müəyyən edilir. Əgər hər hansı bir hava kütləsi Arktik buzlaqlar üzərində uzun müddət qalırsa, onda o bir cür xüsusiyyət əldə edir; əgər o subtropiklərdə açıq okean üzərində qalırsa, onda başqa; Böyük Səhranın qumları üzərində isə tamamilə fərqli xüsusiyyətlərə malik olur. Bir hava kütləsi daxilində əsas meteoroloji elementlər ya sabit qalır və ya çox az dəyişir. Bir hava kütləsindən digərinə keçdikdə meteoroloji elementlərin kəmiyyətlərində adətən kəskin dəyişikliklər müşahidə edilir. Hava kütləsinin üfüqi uzunluğu bir neçə min kilometrə bərabər ola bilər. Hava kütləsinin şaquli qalınlığı bir neçə kilometrə çatır. Bəzi hallarda hava kütləsinin hündürlüyü stratosferə çata bilər. Hava kütlələrinin xassələrinin öyrənilməsində onların formalaşdığı yerin coğrafi təsnifatı əsas götürülür. İndi aşağıdakı hava kütlələrinin fərqləndirilməsi qəbul edilmişdir:

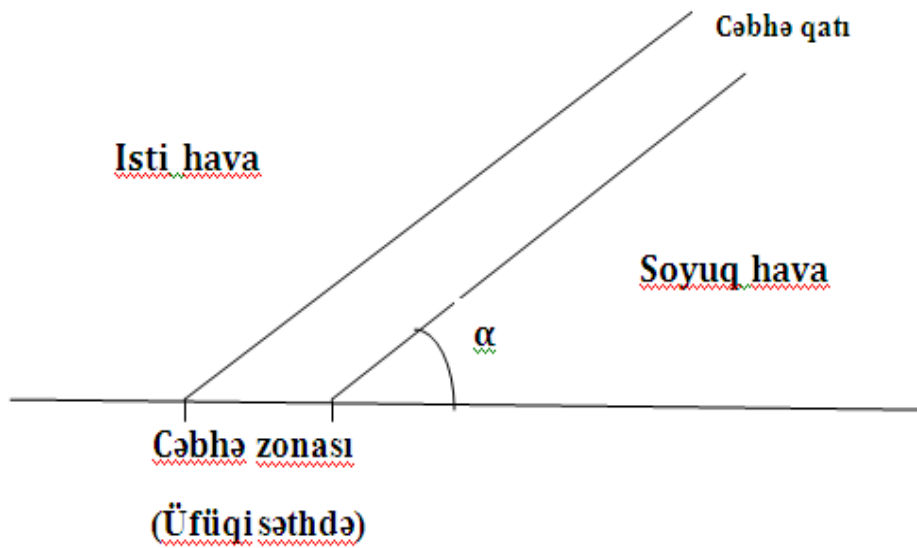
**1. Arktik hava kütləsi**, Qütb dairəsindən kənarında soyuq (buzlu) səth üzərində formalaşır. Adətən o bütün qalınlığı boyunca çox soyuq olur.

**2. Mülayim (qütb) hava kütləsi**, mülayim enliklərdə formalaşır. Bu enliklər üçün ən çox rast gəlinən "yerli" hava kütləsidir.

**3. Tropik hava kütləsi**, tropik və subtropik ərazilərdə formalaşır, çox quru və istidir.

**4. Ekvatorial hava kütləsi** – bu ekvatorial zonanın havasıdır, bir yarımkürədən digərinə keçir.

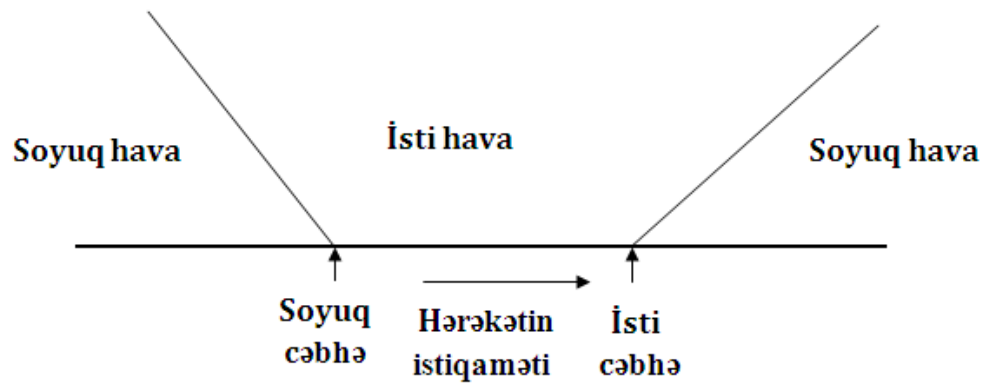
Hava kütləsinin formalaşdığı səthin xarakterinə görə **dəniz hava kütlələrini** (dəniz səthi üzərində formalaşan) və **kontinental hava kütlələrini** (materik formalaşır) fərqləndirirlər. Troposferin hava kütlələri atmosferin ümumi sirkulyasiyasında iştirak edərək, daima hərəkətdədirlər. Hava kütləsi yarandığı ocaqdan çıxaraq başqa səth üzərində hərəkət etdikdə, məsələn, qurudan dənizə keçdikdə onun transformasiyası (meteoroloji parametrlərin dəyişməsi) baş verir. Bu, sonda hava kütləsinin bir coğrafi tiptən digərinə keçməsinə gətirib çıxarır. Hava kütlələrinin coğrafi təsnifatı ilə yanaşı, termiki təsnifatda mövcuddur. Bu təsnifatda kütləyə nisbətən yaxınlığına və ya səthə yaxın olmasına görə onların istilik xarakteristikalarını müəyyən etməklə, **isti** və **soyuq** hava kütlələrini fərqləndirirlər. Yer səthi boyunca hərəkət etdikdə hava kütlələri biri-birilə təmasda olur və onlar arasında dar keçid zonası yaranır. Keçid zonasında bir çox meteoroloji elementlərin kəskin dəyişməsi müşahidə edilir. Bu keçid qatının qalınlığının çox az olması onu səth kimi qəbul edərək, **cəbhə səthi** və ya sadəcə olaraq **cəbhə** adlandırırırlar. Cəbhə səthi həmişə soyuq havaya doğru əyilir (şəkil 2.2). Meyl bucağı çox kiçikdir- bir neçə dərəcə. Hava kütlələrinin əsas coğrafi tipləri arasında formalaşan cəbhələr **əsas**



**Şəkil 2.2. İsti və soyuq hava kütlələrinin ayrılma sxemi (şaquli kəsim)**

**cəbhələr** adlandırılır. Üç əsas cəbhə tipini fərqləndirirlər: **arktik** - arktik və mülayim (qütb) hava arasında, **qütb** - qütb (mülayim) və tropik hava arasında və **tropik** - tropik və ekvatorial hava arasında. Yerini dəyişən hava kütlələri ilə yanaşı, onları ayıran cəbhələrdə yerini dəyişir. İki tip hərəkət edən cəbhəni fərqləndirirlər: soyuq havanın geri çəkilməsi nəticəsində əmələgələn isti

cəbhə və soyuq hava irəlilədikcə onun qarşısında daha isti hava geri çəkilən soyuq cəbhə (şəkil 2.3).



**Şəkil 2.3. İsti və soyuq cəbhələrin sxemi (şaqli kəsin)**

Troposferin daima hərəkətdə olan müxtəlif hava kütlələrinə parçalanması, qalın buludlar əmələ gətirən və yağıntılar verən hava kütlələri arasında ayırma səthlərinin (cəbhələrin) yaranması troposferin şaquli istiqamətdə əlavə olaraq qatlara bölünməsinə səbəb olur. Bu isə troposferdə baş verən meteoroloji proseslərin öyrənilməsini mürəkkəbləşdirir.



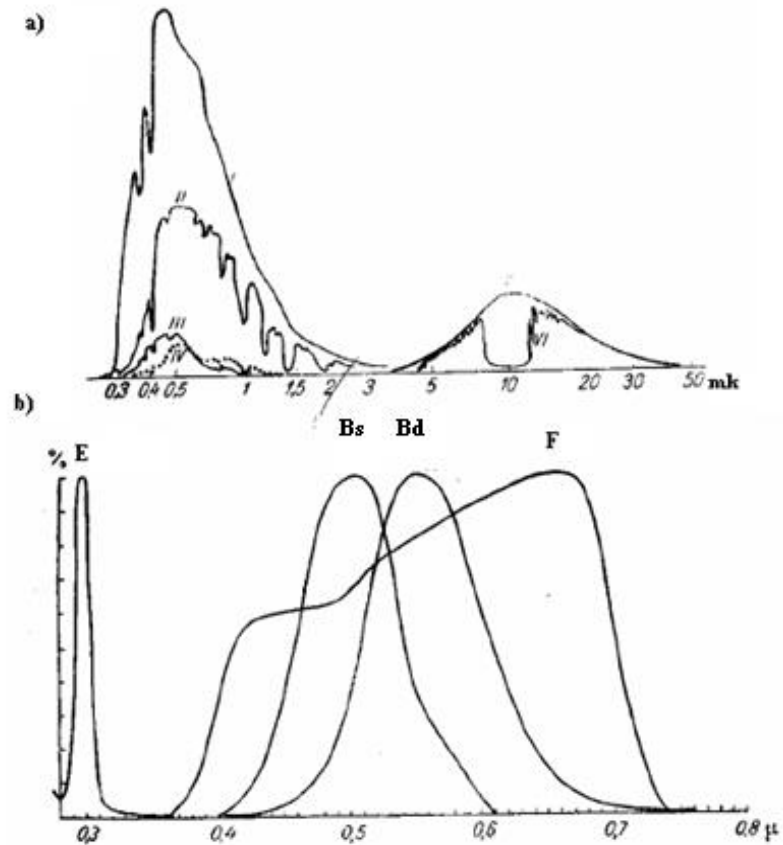
## III FƏSİL. GÜNƏŞ RADİASİYASI

### 3.1. Günəş radiasiya mənbəyi kimi

Günəşin şüa enerjisinin Yer səthinə gəlib çatan hissəsinə **günəş radiasiyası** deyilir. Yer üzərində bu enerji müxtəlif çevrilmələrə məruz qalır. Onun böyük bir hissəsi Yer kürəsinin səthinə çataraq, udulur və istilik enerjisinə çevrilir. Bunun sayəsində qızan Yer səthi istilik mənbəyi olur və həmin istilik havaya ötürülür. Az miqdarda istiliyi atmosfer onun daxilindən keçən günəş radiasiyasını bilavasitə udmaqla alır. Günəş şüalarının istiliyi çox müxtəlif hava şəraitlərinin yaranmasına və dəyişikliklərə səbəb olur. Beləki, atmosferdə müşahidə edilən müxtəlif proseslər Yerin Günəşdən aldığı enerji hesabına baş verir. Günəş radiasiyasının bir sıra fotokimyəvi prosesləri, ilk növbədə fotosintez, yəni bitki tərəfindən üzvi maddənin yaradılması, bitki orqanizmlərinin həyati fəaliyyətlərinin başlıca səbəbidir. Günəş istiliyi heyvan orqanizmlərinə də lazımdır. Təbii şəraitdə şüa enerjisi və onun çevrilməsinin öyrənilməsi, eləcə də radiasiyanın ölçülməsi metodlarının işlənməsi ilə **aktinometriya** adlanan xüsusi elm sahəsi məşğul olur. Bu elm yalnız XX əsrdə meydana gəlmişdir.

Yer səthi və atmosfer üçün şüa enerjisinin vahid mənbəyi Günəşdir. Radiasiyanın digər mənbələri (meteoritlər, Ay, planetlər və ulduzlar) əhəmiyyət kəsb etmir, çünki, onlardan o qədər az enerji alınır ki, bu enerji nəzərə alınmasada olar. Həmçinin Yer kürəsinin daxilindən yer səthinə gələn istilik axını da nəzərə alınmaq olar. Yer qabığı pis istilik keçiriciliyinə malik olduğu üçün yer səthinin  $1 \text{ sm}^2$  sahəsi yerin dərinliklərindən ildə cəmi 54 kal enerji alır. Günəş, diametri 1.391.000 km olan böyük bir kürədir və Yerin diametrindən 109 dəfə böyükdür. Yer və Günəş arasındakı orta məsafə təxminən 150 milyon km-ə bərabərdir. Günəşin şüalanma səthinin temperaturu  $6000^\circ$  yaxındır. Dərinliyə doğru temperatur kəskin artırır və Günəşin mərkəzində  $20\ 000\ 000^\circ$  - ə çatır. Bu temperaturda, daxili hissələrində 50% hidrogendən, 40% heliumdan və 10% ağır elementlərdən təşkil olunan günəş maddəsi başlıca olaraq elementlərin atomlarından ibarət olur. Yüksək temperatur hesabına bu atomlar artıq Günəşin səthində öz elektronlarının bir hissəsini itirir və közərmiş ionlaşmış qaz yaradırlar. Günəşin tərkində isə atom nüvələri elektron örtükdən ya tamamilə məhrumdurlar, ya da ən yaxın elektronları tutub saxlayırlar. Bu nüvələr yerin tərkində çox böyük sürətlə hərəkət edirlər. Amma Günəşdə hidrogen çox olduğu üçün onun atom nüvələri protondur. Bu sonuncular digər elementlərin nüvələri ilə toqquşaraq, bu nüvələrin parçalanmasına və çevrilməsinə səbəb olur. Həm də bu zaman nüvə reaksiyaları yaranır ki, nəticədə karbonun iştirakı ilə hidrogenin heliuma çevrilməsi baş verir. Bu istilik nüvə reaksiyalarında radioaktiv qamma və rentgen şüaları şəklində külli miqdarda enerji ayrılır. Lakin, günəşində daxilində yüksək sıxlığın olması səbəbindən yaranan radiasiya yuxarıda yerləşən qatlar tərəfindən udulur və günəş səthinə hərəkətdə bir çox çevrilmələrə məruz qalır. Günəş tərəfindən şüalandırılan külli miqdar enerjiden cəmi ikimilyardda bir pay enerji Yərə düşür.

Günəş şüalanma mənbəyi kimi, tam spektri olmaqla, buraxdığı dalğaların müxtəlifliyinə malikdir (şəkil 3.1a, əyri I). Günəşin radiasiya enerjisinin təxminən yarısı dalğa uzunluğu 400 - dən (ultra



**Şəkil 3.1. Radiasiyanın spektrləri və onların təsiri**

*a - atmosferdən kəhar günəş radiasiyasının spektrində enerjinin paylanması (I), günəşin hündürlüyü 30 °-də düz günəş radiasiyasının (II), buludsuz səmada (III) və tutqun səmada (IV) yayılan radiasiyanın, 20 ° temperaturda qara cismin şüalanması (V) və buludsuz səmada atmosferin uzundalğalı radiasiyasının (VI); b - insan gözünün həssaslığı gündüz (Bd) və toranda (Bs), fotosintez prosesində radiasiyanın təsiri (F), dərinin eriteminin əmələ gəlməsi (E)*

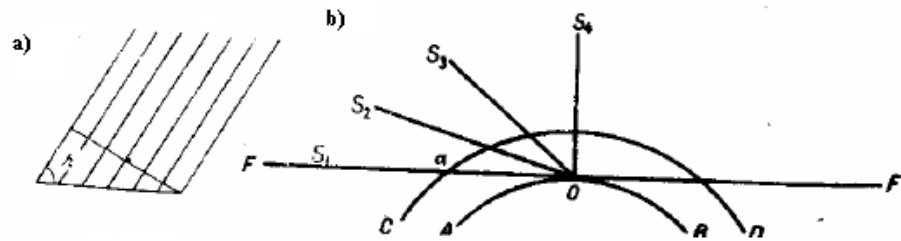
bənövşəyi şüalar) 760 mmk (qırmızı şüalar) spektr sahəsinə düşür. Bu şüalar insan gözü üçün görünəndir və işığı əmələ gətirir. Günəş enerjisinin müəyyən miqdarı dalğa uzunluğu 290 - 400 mmk-də yer səthinə görünməz ultrabənövşəyi şüalar kimi yer səthinə gəlir. Dalğa uzunluğu 290 mmk-dən az olan şüalar atmosferin yuxarı qatlarında ozon ilə udulduğu üçün yer səthinə gəlib çatmır. Yer səthinə gəlib çatan enerjinin əhəmiyyətli miqdarı dalğa uzunluğu 760 mmk-dən böyük olan spektrin infraqırmızı hissəsinin tərkibindədir. Lakin, Günəşin spektri dalğa uzunluğu iki onlarla mikrona qədər izlənməsinə baxmayaraq, günəş radiasiyası sərhəddi 290-dan 3000 mmk intervalında olan "qırsadalğaya" aiddir, çünki, bu hədudlarda günəş radiasiyasının 97%-ə qədər cəmlənmişdir.

### 3.2. Günəş radiasiyasının intensivliyi. Günəş sabiti

Vahid zaman ərzində cismə (yer səthinə) gələn şüa enerjisinin miqdarı **radiasiya axını** adlanır. Praktiki məqsədlər üçün günəş radiasiyasının intensivliyini, yəni günəş radiasiyasının axın sıxlığını və ya vahid zaman ərzində vahid sahəyə düşən enerjini müəyyən etmək vacibdir. Bu intensivlik günəş şüalarına perpendikulyar olan və onun üzərinə düşən bütün günəş enerjisini udan, 1 dəqiqədə  $1 \text{ sm}^2$  qara səth üzərində əmələ gələn kalorilərlə istiliyin miqdarıdır. Əgər günəş zenitdə deyilsə, onda  $1 \text{ sm}^2$  üfüqi səthə düşən günəş enerjisinin miqdarı, günəş şüalarına perpendikulyar olan  $1 \text{ sm}^2$  səthə gələn enerji miqdarından az olacaq. Bu miqdar şüaların üfüqi səthə düşmə bucağından asılıdır. (şək.3.2a). 1 dəqiqədə  $1 \text{ sm}^2$  üfüqi səthin aldığı istiliyin miqdarını hesablamaq üçün aşağıdakı formuladan istifadə etmək olar:

$$S' = S \sin h , \quad (3.1)$$

burada  $S'$  – 1 dəqiqədə  $1 \text{ sm}^2$  üfüqi səthin aldığı kalorilərlə istiliyin miqdarıdır;  $S$  – şüalara perpendikulyar olan səthin aldığı istiliyin,  $\text{kal}/\text{sm}^2$  miqdarıdır;  $h$  – günəş şüalarının üfüqi səthlə əmələ gətirdiyi bucaqdır, başqa sözlə  $h$  günəşin hündürlüyü adlanır.



Şək.3.2. Günəşin hündürlüyünün düz günəş radiasiyasına təsiri  
a – üfüqi səthə radiasiyanın intensivliyi, b – atmosferin optik kütləsi

Günəşin şüa enerjisi atmosferin xarici sərhəddindən yer səthinə qədər olan məsafədə yolda qismən udulur və seyrəlir. Bu atmosferin və günəş radiasiyasının keçdiyi qatın vəziyyətindən asılı olaraq dəyişir. Ona görə də düz günəş radiasiyasının kəmiyyəti yer səthinin və atmosferin müxtəlif yerlərində müxtəlifdir. Amma atmosferin yuxarı sərhəddində hər yerdə günəş radiasiyasının intensivliyi eynidir. Buna görə də atmosferin yuxarı sərhəddində günəş radiasiyasının intensivliyi **günəş sabiti** adlandırılır.

Atmosferin yuxarı sərhəddində günəş şüalarına perpendikulyar olan vahid zaman ərzində (1 dəq.) vahid səthə ( $1 \text{ sm}^2$ ) günəşdən gələn kalorilərlə günəş enerjisinin miqdarı **günəş sabiti** ( $S_0$ ) adlanır. Başqa sözlə, əgər yerin atmosferi tamamilə şəffaf olsa idi, onda yer səthinə gələn günəş radiasiyasının intensivliyi günəş sabiti olardı.

Atmosferin sərhəddində günəş radiasiyasının intensivliyi orta hesabla  $2 \text{ kal/sm}^2$  dəq-dir və günəş sabiti adlanır. Əgər atmosfer mütləq şəffaf olsa idi yer səthində də günəş sabitinə qiyməti də belə olardı. Dairəyə çox yaxın olan yer orbitinin elliptik formada olmasına görə, Günəş və Yer arasındakı məsafə daima dəyişir. Şimal yarımkürəsində qış olduqda, Yer Günəşə yaxın olur. Buna görə həqiqi günəş radiasiyası günəş sabitinə (yanvarın 1-5) orta qiymətindən 3,3% böyükdür, yayda isə əksinə Yer daha uzaqda yerləşir, ona görə də həqiqi radiasiya bu orta qiymətdən 3,4 % (iyulun 1-5) kiçikdir.

Atmosferdən kənar günəş radiasiyasını ( $S_0$ ) müəyyən etmək üçün aşağıdakı formuladan istifadə etmək olar:

$$I_o^* = \frac{I_0}{(R:R)^2}$$

(3.2)

burada,  $S_0$ -günəş sabiti;  $R:R_{or}$ - verilən vaxtda Günəş və Yer arasında məsafənin  $R$  orta məsafəyə  $R_{or}$  nisbətidir.

1934-cü ildən günəş sabiti kimi  $S_0 = 1,94 \cdot \text{kal/cm}^2$  dəq qəbul edilmişdi. Raketlər vasitəsi ilə ultrabənövşəyi radiasiyanın son ölçmələri bu kəmiyyətin dəqiqləşdirilməsi üçün materiallar vermişdir, nəticədə ola bilər ki,  $S_0$   $2 \text{ kal/cm}^2$  dəq-dən böyük olsun.

### 3.3. Atmosferdə günəş radiasiyasının zəifləməsi

Günəş radiasiyası atmosferdən keçdikdə bir sıra dəyişikliklərə məruz qalır. O, atmosfer və orada olan bulud tərəfindən qismən udulur və yayılır, nəticədə radiasiyanın intensivliyi azalır. Absolyut təmiz və quru atmosfer normal atmosferdə 91%-ə yaxın atmosferdən kənar günəş radiasiyasını yerə buraxır. Real atmosferdə günəş radiasiyası əsasən su buxarı və digər üçatomlu qazlar: karbon dioksid və ozon, habelə toz tərəfindən udulur. Qazlar spektrin müəyyən dar zolağında radiasiyanı zəiflədərək, seçimli udma qabiliyyətinə malikdirlər, bu əyri II (şəkil 3.1a) görsənir. Lakin, bu halda udma zolaqları günəş spektrinin elə sahələrində yerləşir ki, orada intensivliklər nisbətən kiçikdir. Buna görə atmosferin bilavasitə günəş şüaları ilə qızması kiçikdir. Günəş radiasiyası səpələndikdə atmosferin tərkib hissələri tərəfindən udulmur və deməli, istilik enerjisinə keçmir. O yalnız düz yoldan yayınır və hər tərəfə səpələnir. Bu səpələnmə havada olan kiçik hissəciklərlə: su damcıları, buz kristalları, toz və eləcə də hava molekulları, xüsusilə istilik hərəkətləri zamanı molekulların təsadüfi cəmlənməsi ilə baş verir. Səpələnmiş işığın intensivliyi, və eləcə də onun tərkibi səpələyən hissəciklərin ölçüləri ilə səpələnmənin işığın dalğa uzunluqları arasındakı nisbətdən asılıdır. Əgər mühit işığın dalğa uzunluğundan kiçik ölçüdə olan kiçik hissəciklərdən təşkil olunubsa, məsələn, su

molekullarından, onda səpələnmə kəmiyyəti Reley qanununa görə, dalğa uzunluğunun dördüncü dərəcəsinə əks mütənəsb olacaq, yəni

$$K = \frac{C}{\lambda^4}, \quad (3.3)$$

burada  $K$  - səpələnmənin intensivliyi,  $\lambda$  — dalğa uzunluğu,  $C$  – səpələyən hissəciklərin ölçüsündən asılı olan sabit kəmiyyətdir.

Reley qanuna görə spektrin görünən hissəsində (mavi, göy, bənövşəyi, və xüsusilə görünməyən ultrabənövşəyi) qısal dalğalı şüalar atmosferdə uzundalğalılara nisbətən daha güclü seyrəlir. Beləki, qırmızılara nisbətən bənövşəyi şüalar 16 dəfə çox seyrəlirlər. Buna görə də, buludsuz səmadən gələn səpələnmənin işıq qısal dalğalı radiasiya ilə zəngindir. Lakin, insanın gözü bənövşəyi şüalara az həssasdır. Şəkil 3.1. b-də  $B_d$  əyrisi göstərir ki, gözün həssaslığı sarı-yaşıl şüalarda maksimaldır. Ona görə də, qısal dalğalılardan mavi, göy və bənövşəyi şüaların səpələnməsi atmosferdə buludsuz səmada göy rəng yaradır. Səpələyən hissəciklərin ölçülərinin artması ilə onların uzundalğalı şüaları səpələnmə dərəcəsi (yaşıl, sarı, narıncı və qırmızı) artır. Buna görə də, qısal dalğalı və uzundalğalı şüaların səpələnmə intensivliyində fərq tədricən azalır və bu şüalarda olan dəyişikliklər hesabına səma ağımtıl rəng alır. Əgər havada olan hissəciklərin ölçüləri düşən işığın dalğa uzunluqlarına nisbətən böyükdürsə (məsələn, su damcıları və buludların buz kristalları və duman), onda səpələnmə spektrin bütün şüaları üçün eyni intensivlikdə olacaqdır. Bu halda səpələnmənin işıq spektri, bu hissəciklərə düşən işıq spektri kimi olacaq, bulud və dumanın rəngi isə ağ olacaqdır.

Atmosferin günəş şüalarını səpələnməsi nəticəsində göydən yer səthinə gələn çatan radiasiya **səpələnmə radiasiyası** adlanır. Atmosferi tərəfindən günəş radiasiyasının udulması və səpələnməsi ona gətirib çıxarır ki, radiasiya yer səthinə zəif dərəcədə çatır. Bu zəifləmə günəş şüalarının atmosferdə keçdiyi yolun uzunluğundan, deməli, şüanın yolunda olan səpələyici hissəciklərin miqdarından və atmosferi tutqun edən hissəciklərin miqdarından və ölçülərindən asılıdır. Günəşin üfüq üzərində hündürlüyündən asılı olaraq günəş şüalarının atmosferdə keçdiyi yollarda olduqca müxtəlifdir (şək. 3.2.b). Əgər  $AB$  yer səthi,  $O$  - yer səthində müşahidə məntəqəsi,  $CD$  - atmosferin xarici sərhəddi,  $EF$  - müşahidə yerinin üfüqi olarsa, onda günəş üfüq üzərində  $S_1$  nöqtəsində olduqda günəşin şüalarının keçdiyi yol  $aO$  bərabər olacaqdır.

Üfüq üzərində günəşin hündürlüyü artdıqca, atmosferdə günəş şüalarının keçdiyi yol qısalır və şüaların keçdiyi atmosferin optik kütləsi kiçik olacaqdır. Bununla əlaqədar olaraq günəş enerjisinin udulması və səpələnməsi azalır və onun əhəmiyyətli dərəcəsi yer səthinə gələn çatan. Günəş şüalarının ən qısa yol günəşin hündürlüyü  $90^\circ$ , yəni, zenitdə olduqda müşahidə olunur. Bu halda günəş şüaları şaquli düşür. Əgər günəş şüaları şaquli düşdükdə atmosfer

kütləsini vahid qəbul etsək, onda günəşin üfük üzərində digər hündürlüklərində atmosfer kütləsini aşağıdakı kəmiyyətlərlə ifadə etmək olar:

Günəşin hünd, h (dər.)	90	80	70	60	50	40	30	20	10	5	3	1	0
Atmosfer kütləsi, k	1,0	1,02	1,06	1,15	1,30	1,55	2,0	2,90	5,6	10,4	15,36	27,0	35,4

Bu verilənlər göstərir ki, günəşin üfük üzərində müxtəlif hündürlüklərində onun şüaları atmosferin müxtəlif kütlələrindən keçir. Əgər günəş zenitdə olduqda şüalar bir kütlə keçirsə, hündürlük 30 ° olduqda onlar artıq iki atmosfer kütləsini keçir, günəş üfüqdə olduqda isə şüaların keçdiyi hava kütləsi 35 dəfə artır. Deyilənlərdən görünür ki, günəşin üfük üzərində aşağı hündürlüklərində atmosfer kütləsi xüsusilə daha tez dəyişir. Günəşin üfük üzərində hündürlüyündən asılı olaraq günəş şüalarının yolunun uzunluğunun dəyişməsi gün ərzində günəş radiasiyasının zəifləməsinə eyni təsir etmir. Bu atmosferin günəş radiasiyasını udması və səpələməsi ilə əlaqədardır.

Günəşin üfük üzərində hündürlüyü az olduqda günəş radiasiyasını intensivliyi xüsusilə əhəmiyyətli dərəcədə azalır. Bu halda səpələnmə hesabına əsasən çox qısa dalğalı şüalar itir. Buna görə də aşağı hündürlüklərdə günəşin diski narıncı və ya qırmızı rəng alır. Günəş çıxdıqda və batdıqda yer səthi xüsusilə az istilik alır, həm də ona görə ki, belə şəraitlərdə kiçik bucaqların sinuslarının kəmiyyətləri də kiçik olur. Günəşin üfük üzərində hündürlüyü artdıqca qısadalğalı şüaların intensivliyi artır və o günortaya yaxın saatlarda ən böyük qiymətə çatır.

Atmosfer tərəfindən udulması və səpələnməsi səbəbindən günəş radiasiyasının zəifləməsi Buqer formulu ilə ifadə edilə bilər:

$$S = S_0 \cdot p^m$$

(3.4)

$S$  – yer səthində günəş radiasiyasının intensivliyi,

$S_0$  - atmosferin yuxarı sərhəddində günəş radiasiyasının intensivliyi (günəş sabiti),

$p$  - havanın şəffaflıq əmsalı, bu atmosferin hava qatının optik kütləsindən keçən günəş radiasiyasının hissəsini göstərir,  $m$  - atmosfer kütləsinin kəmiyyətidir.

Buqer formuluna görə, əgər günəş şüaları bir atmosfer kütləsini keçirsə, onda aydındır ki

$$S_1 = S_0 \cdot p \quad (3.5)$$

Əgər günəş şüaları iki atmosfer kütləsini keçirsə ( günəşin hündürlüyü 30° olduqda), onda radiasiyasının intensivliyi əvvəlkindən  $p$  payı təşkil edər, yəni

$$S_2 = S_1 \cdot p = S_0 \cdot p^2 \quad (3.6)$$

və i.a. Günəş şüaları  $t$  atmosfer kütləsini keçdikdə radiasiyanın intensivliyi aşağıdakı kimi olacaq

$$S_m = S_0 \cdot p^m \quad (3.7)$$

Atmosferin şəffaflıq əmsalı  $p$  günəşin ayrı-ayrı şüaları üçün eyni olmur. O su buxarının udulma zolağından kənarında uzundalğalı şüalar üçün ən böyük, qısdalğalı görünən və ultrabənövşəyi şüalar və eləcə də su buxarı və ozonun udulma zolağında yerləşən şüa spektri üçün kiçik olacaqdır. Sonuncu şüalar, xüsusilə onlar böyük miqdarda atmosfer kütləsi keçikdə havada itəcəkdir

Şəffaflıq əmsalı havanın rütubətliyindən asılıdır. Rütubətlik artdıqca o azalır, əksinə, o azaldıqca artır. Su buxarının atmosferdə kiçik miqdarı - qışda, böyük – yayda müşahidə edilir. Ona görə də qışda şəffaflıq əmsalı yaya nisbətən böyükdür. Beləki, N.N. Kalitinə görə, Pavlovskidə (Sankt-Peterburq ətrafında) iyul ayında şəffaflıq əmsalı 0,76-ya, dekabrda isə 0,81 bərabərdir.

Şəffaflıq əmsalı həmdə havanın tozlu omasından da asılıdır. Toz onun kəmiyyətini azaldır. Şəffaflığın xüsusilə nəzərə çarpan azalması vulkan püskürmələrindən sonra olur, bu zaman atmosfərə külli miqdarda kül atılır. Meşə yanğınları zamanı da böyük ərazilərdə şəffaflıq əmsalının azalması müşahidə edilir, bu böyük dərəcədə günəş radiasiyanı azaldır. Beləki, 1915-ci ildə Sibirdə 1 600 000 km<sup>2</sup> ərazini əhatə edən meşə yanğınları avqustda günəş radiasiyasını 65% azaltmışdır, bunun nəticəsində taxılın yetişməsi 10-15 gün gecikmişdi.

Beləliklə, şəffaflıq əmsalı havanın təmizlik dərəcəsini xarakterizə edir. Onun ən böyük qiymətinə tamamilə təmiz və quru atmosfer malikdir. Belə ideal atmosfer üçün  $q$  ilə işarə edilir. Şəffaflıq əmsalından başqa. Link və Foyssnerə görə, havanın təmizlik dərəcəsini **bulanlıq əmsalı (T)** da xarakterizə edir. O tərkibində su buxarı olan verilən tozlu atmosfer kütləsinin günəş radiasiyasını zəifləmək üçün nə qədər təmiz və quru atmosfer götürülməsi lazım gəldiyini göstərən bir rəqəmdir.

Beləliklə tozlu və rütubətli atmosferin  $m$  kütləsinə, radiasiyanın zəifləməsinə görə  $mT$  kütləsi, mütləq təmiz və quru atmosfərə müvafiqdir. Bu halda, Buqerin günəş radiasiyanın zəifləmə formulunu aşağıdakı kimi yazmaq olar:

$$S_m = S_0 \cdot p^m = S_0 \cdot p^{mT} \quad (3.8)$$

Bulanlıq əmsalı həmişə vahiddən böyükdür. Onun kəmiyyəti havada su buxarı, su damcıları, buz kristalları və toz hissəcikləri artdıqca artır. Bulanlıq əmsalının ən kiçik qiymətinə, tərkibində az toz və su buxarı olan (2,8 – 2,0) olan arktik hava malikdir. Onun ən böyük qiyməti isə tropik havada müşahidə edilir (orta enliklərdə 3-5-ə yaxın, tropiklərdə və ekvatorada 5 və yuxarı).

### 3.4. Düz günəş radiasiyası və onun intensivliyi

Günəş diskindən demək olar ki, paralel şüalar şəklində bilavasitə yer səthinə gələn şüa enerjisi **düz günəş radiasiyası** adlanır. Günəş ətrafında radiusu 3—5° olan göyün kiçik bir hissəsinin səpələnən radiasiyasını da adətən, düz günəş radiasiyasına aid edirlər, çünki, bu günəşətrafi radiasiya olmadan düz günəş radiasiyasını praktiki olaraq ölçmək çətindir. Düz günəş radiasiyası günəşin üfük üzərində hündürlüyündən, havanın şəffaflığından, buludluluqdan, yerin dəniz səviyyəsindən hündürlüyündən və Yer və Günəş arasındakı məsafədən asılıdır.

**Cədvəl 3.1.**

#### **Günəş radiasiyasının intensivliyi (aydın səma, kal/cm<sup>2</sup>dəq. ilə) Abşeron yarımadası, Ceyranbatan məntəqəsi**

Vaxt s.dəq	Radiasiya	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
6.30	düz			0.11	0.24	0.38	0.40	0.33	0.28	0.16	0.08		
9.30		0.40	0.57	0.74	0.98	1.05	1.11	1.04	1.00	0.83	0.70	0.51	0.41
12.30		0.68	0.84	1.06	1.19	1.26	1.30	1.26	1.19	1.05	0.89	0.72	0.50
15.30		0.28	0.41	0.54	0.73	0.81	0.86	0.85	0.76	0.50	0.40	0.20	0.19
18.30					-	0.06	0.13	0.13	0.10	-			

**Cədvəl 3.2**

#### **Günəş radiasiyasının intensivliyi (aydın səma, kal/cm<sup>2</sup>dəq. ilə) Abşeron yarımadası, Pirallahı ad.**

Vaxt s.dəq	Radiasiya	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
6.30	düz			0.03	0.24	0.40	0.43	0.38	0.28	0.16	0.08		
9.30		0.45	0.59	0.81	1.02	1.14	1.16	1.12	1.01	0.90	0.74	0.56	0.44
12.30		0.71	0.90	1.12	1.26	1.33	1.36	1.32	1.24	1.12	0.89	0.71	0.64
15.30		0.27	0.42	0.62	0.78	0.85	0.91	0.89	0.79	0.61	0.39	0.24	0.17
18.30					-	0.08	0.04	0.13	0.06	-			

Abşeron yarımadasında düz günəş radiasiyasının gündüz saatlarında gedişi göstərir ki, əgər şüalara normal (perpendikulyar) səthdə ölçmə aparılırsa, günəş çıxan andan onun intensivliyi sürətlə artır (cədv.3.1-3.2). Qışda intensivliyin maksimumu günorta saatlarında müşahidə edilir. İlin isti dövründə isə günorta saatlarında çox vaxt artımın dayanması, və hətta



kiçik azalma baş verir. Bu hadisə günortaya yaxın saatlarda çox güclü inkişaf edən şaquli cərəyanlar vasitəsilə yuxarıya su buxarı və tozun daşınması ilə havanın şəffaflığının əhəmiyyətli dərəcədə azalması səbəbindən baş verir. Günortadan sonra üfüq üzərində günəşin hündürlüyünün azalması ilə düz günəş radiasiyasının intensivliyi əvvəlcə yavaş, sonra isə tez aşağı düşür və günəş diskinin görünən yuxarı kənarının batması ilə sifıra çatır. Yer kürəsinin ayrı-ayrı yerlərində buludsuz səmada şüalara ( $\text{kal}/\text{sm}^2 \cdot \text{dəq}$ ) normal (perpendikulyar) səthə düşən günəş radiasiyasının orta günorta qiymətlərini göstərək:

	May	İyun	İyul
Şpisberqen ( $79^{\circ}55'$ şm.en.) . . . . .	1,27	1,29	1,33
İrkutsk ( $52^{\circ}16'$ şm.en.) . . . . .	1,41	1,33	1,33
Cakarta ( $6^{\circ}11'$ cn.en.) . . . . .	1,26	1,25	1,26

Bu məlumatlar göstərir ki, ilin isti dövründə normal (perpendikulyar) səthə düşən düz günəş radiasiyasının günorta olan intensivliyi yerin enliyindən az asılıdır. Qütb enliklərində günəşin üfüq üzərində hündürlüyü günorta saatlarında kiçik olmasına baxmayaraq, şüalara perpendikulyar səthə düşən düz günəş radiasiyasının intensivliyi, günəşin hündürlüyü yüksək olan ekvatorial qurşaqlarda müşahidə edilən günorta qiymətlərdən bir az fərqlənir. Bu onunla əlaqədardır ki, qütb enliklərində hava çox şəffafdır. Əgər şimalda gündüz saatlarının davamiyyətinin böyük olduğunu nəzərə alsaq, onda yüksək enliklərdə buludsuz gündə şüaya perpendikulyar səthin aldığı enerji miqdarı tropiklərdə alınan enerjiden çox böyükdür. Orta enliklərdə illik gedişdə düz günəş radiasiyasının normal səthə düşən maksimal günorta qiymətləri günorta saatlarında ən yüksək hündürlüyə çatan yaya deyil, yaz aylarına düşür. Bu yerdəyişməyə səbəb yayda atmosferin tozlu və onun tərkibində su buxarının miqdarının artıq olması ilə əlaqədar şəffaflığın azalmasıdır. Belə ki, Moskvada ən yüksək orta aylıq günorta düz günəş radiasiyasının intensivliyi ( $1,22-1,23 \text{ kal}/\text{sm}^2 \cdot \text{dəq}$  qədər) aprel-maya, ən kiçik – dekabra ( $0,80 \text{ kal}/\text{sm}^2 \cdot \text{dəq}$ ).düşür.

Normal səthə düşən şüaya görə düz günəş radiasiyasının üfüqi səth üçün gündüz gedişi tamamilə fərqlidir. Günəş çıxdıqdan sonra düz radiasiya yavaş-yavaş artır, çünki, üfüq üzərində günəşin hündürlüyünün bucağı və sinus bucağı kiçikdir. İntensivliyin maksimumu adətən günorta (buludsuz gündə) müşahidə olunur. Üfüqi səthə düşən düz radiasiyanın intensivliyi yerin enliyindən asılıdır, enliyin azalması ilə o əhəmiyyətli dərəcədə artır. İlin soyuq dövründə fərqlər xüsusilə böyükdür. Bir sıra məntəqələr üçün üfüqi səthə düşən düz günəş radiasiyasının günorta qiymətləri ( $\text{kal}/\text{sm}^2 \cdot \text{dəq}$ ) aşağıda verilmişdir:

	Yanvar	Aprel	İyul	Oktyabr
Tixaya buxtası ( $80^{\circ}20'$ şm.en.) . . .	–	0,40	0,65	–
Pavlovsk ( $59^{\circ}41'$ şm.en.) . . . . .	0,07	0,69	1,05	0,57

Alma-ata (43°16' şm.en.) . . . . . 0,54      1,06      1,18      0,79

Düz günəş radiasiyasının intensivliyinə buludluq güclü dərəcədə təsir göstərir. Günəşin yüksəkliyi 15-20 °-dən çox olduqda yüngül və şəffaf buludlar, daha sıx olanlar isə yüksəklik 40° və yuxarı olduqda radiasiyanı buraxmağa başlayırlar. Su buxarı və tozun hündürlük artdıqca azalması ilə əlaqədar olaraq, dəniz səviyyəsi üzərində yüksəklik artdıqca düz günəş radiasiyasının intensivliyi artır. Bu artım əvvəlcə hər 1 km yüksəklikdə 10 % olur, sonra isə artım yavaşır. Dağlarda və təyyarədə müşahidə edilən maksimal kəmiyyət, 5 km-ə yaxın hündürlükdə ölçülmüş şüaya normal səthdə  $1,68 \text{ kal/sm}^2 \cdot \text{dəq-yə}$  çatır. Atmosferdən kənar günəş radiasiyasını müəyyən etmək üçün günəşin müxtəlif yüksəkliklərinə müvafiq gələn müxtəlif atmosfer kütlələrində günəş radiasiyasının spektrlərini alırlar. Sonra, hər bir dalğa uzunluğu üçün optik kütlənin azalması ilə intensivliyin artımı tapılır və sıfır kütlə üçün intensivlik hesablanmaqla, asılıq ekstropolyasiya edilir. Bu yolla I əyrisi (şək. 3.1) alınır. Bu əyrü və absis oxu ilə məhdudlaşmış sahə atmosferdən kənar radiasiyaya müvafiqdir. Bu kəmiyyət hesablanarkən ozon və su buxarı tərəfindən tamamilə udulan radiasiya nəzərə alınmalıdır.

### 3. 5. Səpələnən radiasiya. Səpələnən radiasiyanın intensivliyi

Göy qübbəsindən və ya onun ayrı-ayrı hissələrindən yer səthinə gələn yerin atmosferi və buludlar tərəfindən səpələnən günəş radiasiyasının hissəsi **səpələnən radiasiya** adlanır. Səpələnən radiasiya sayəsində biz həm buludsuz səmada, həm də tutqun havada gündüz işıqlanmasına malik oluruz, biz kölgədə olan əşyaları, səmanın “göy rəngini” görürük, alaqaranlıq və sübh şəfəqini müşahidə edirik. Şüa enerjisinin qaz molekulları tərəfindən səpələnməsi tədqiqatları ilə Reley şüa enerjisinin səpələnməsi nəzəriyyəsinin əsaslarını işləyib hazırlanmışdır. Reley təyin etdi ki, radiasiyanın səpələnməsi vahid həcmdə olan səpələyici hissəciklərin miqdarından, onların kəmiyyətindən və təbiətindən, həm də radiasiyanın özündən, yəni, radiasiyanı təşkil edən dalğa uzunluğundan asılıdır. Reley günəş spektrinin tərkibinə daxil olan, ölçüləri dalğa uzunluğundan böyük olmayan, çox kiçik hissəciklərin səpələnmə qanunu tapdı. Belə hissəciklər hava molekullarıdır, ona görə də Reley qanunu molekulyar səpələnmə qanunu adı almışdır. Reley qanuna görə molekulyar səpələnmə intensivliyi dalğa uzunluğunun dördüncü dərəcəsinə tərs mütənəsbdir, yəni

$$K = \frac{C}{\lambda^4}, \quad (3.9)$$

Burada, C- vahid həcm havada olan molekulların sayından və qazın təbiətindən asılı olan əmsal (bu formula yuxarıda verilmişdir). Cədvəl 3.3-də normal təzyiqdə təmiz və quru hava üçün səpələnmə əmsalının qiymətləri verilmişdir. Beləliklə, Reley qanuna görə atmosferdə qısdalğalı radiasiya uzundalğalıya nisbətən daha güclü səpələnir.

Görünən spektrin kənar şüalarını müqayisə etdikdə bənövşəyi şüaların qırmızıya nisbətən  $4,4/0,31=14$  dəfə çox səpələndiyini alarıq. Dalğa uzunluğunun azalması ilə işığın səpələnməsinin

**Cədvəl 3.3**

Dalğa uzunluğu	0,760 (qırmızı)	0,589 (sarı)	0,486 (göy)	0,396 (bənövşəyi)
$K \cdot 10 \text{ sm}^{-7}$	0,31	0,86	1,9	4,4

artması səmanın göy rəngdə olmasını izah edir. Baxmayaraq ki, bənövşəyi və göy şüalar mavidən daha güclü səpələnir, lakin onların enerjisi əhəmiyyətli dərəcədə kiçikdir. Buna görə də seyrələn atmosfer işığı göy qübbəsinin dərin mavi olduğu təəssüratı yaradır. Səpələnen radiasiya hər tərəfə eyni cür yayılır. Releyin nəzəriyyəsinə görə, ən böyük səpələnmə intensivliyi düşən şüa (irəli) və əks (geri) istiqamətindədir. Səpələnmənin minimumları düz şüaya perpendikulyar istiqamətlərdir. Tərkibdə qatışıqlar olmayan tamamilə təmiz və quru havada bu cür səpələnmə baş verir. Lakin, atmosferdə həmişə toz şəklində çoxlu qatışıqlar, duman, bulud damcıları var, onlarda həmçinin şüa enerjini səpələyir. Ölçüləri dalğa uzunluğundan böyük olan daha iri hissəciklərin radiasiyanı səpələməsi prof.V. V. Shuleikin tərəfindən daha ətraflı öyrənilmişdir. Müxtəlif istiqamətlərdə səpələnen radiasiyanın yayılması bu halda da molekulyar səpələnmədən əhəmiyyətli dərəcədə fərqlənir. Düşən şüa (irəli) istiqamətində səpələnen radiasiyanın intensivliyi, əks (geri) istiqamətdə səpələnen radiasiya intensivliyindən əhəmiyyətli dərəcədə böyükdür. Hissəcik nə qədər iri olarsa, bir o qədər irəli işığın səpələnməsi baş verir. Tozdan əmələ gələn həm quru, həm də rütubətli dumanlarda səmanın göy rənginin ağımtıl rəngə nə üçün keçməsi bununla izah edilir. Havada qatışıqlar (toz, su damcıları) çox olduqca, bir o qədər çox müxtəlif dalğa uzunluqlu şüalar səpələnir, və bununla yanaşı səmanın və zəif dumanın mavi rəngi bir o qədər ağımtıl (solğun) olur. Hava çox təmiz və boşalmış olan dağlarda və böyük yüksəkliklərdə səpələnmə ümumiyyətlə zəifdir, səma isə qaranlıq görünür. Böyük yüksəkliklərdə bəzən hətta günəş işığında qaranlıq səmada çox parlaq işıq saçan obyektləri: ulduz, planetləri görmək olar. Deyilənlərdən məlum olur ki, düz günəş radiyasına nisbətən səpələnen radiasiya qısdalğalı şüalarla daha zəngindir. Günəş şüasının keçdiyi hava qatı nə qədər böyük olarsa, o qədər çox qısdalğalı şüalar itir və eyni vaxtda o qədər də çox uzundalğalı şüalar qalır. Beləliklə, səpələnen radiasiyanın spektral tərkibi düz günəş radiyasının spektral tərkibindən fərqlənir, hava təmiz olduqca bu fərqdə böyüyür. Yer səthinə gəlib çatan enerjinin böyük bir hissəsi səpələnen radiasiyaya məxsusdur. Tez-tez tutqun hava olan şimal ərazilərdə günəşdən gələn bütün enerji demək olar ki, yalnız səpələnen radiasiya hesabına yaranır. Onun enerjisi müəyyən vaxtda olan intensivliklə təyin olunur.

Səpələnən radiasiyanın intensivliyi bütün göy qübbəsindən 1 dəqiqədə  $1 \text{ sm}^2$  üfqi səthin aldığı kiçik kalorilərin miqdarı ilə ölçülür. Səpələnən radiasiyanın intensivliyinin qiyməti  $D$   $\text{kal}/\text{sm}^2$  dəq. geniş həddə (kalorinin yuzdəbirindən bir neçə ondəbirə qədər) dəyişir və günəşin hündürlüyündən, atmosferin şəffaflığından, buludluluqdan, dəniz səviyyəsindən hündürlükdən və qar örtüyünün olmasından asılıdır. Bu amillər düz günəş radiasiyanı azaldır, səpələnən radiasiyanı artırır. Həm düz günəş radiasiyanı, həm də səpələnən radiasiyanı eyni dərəcədə udan, lakin səpələmədə az iştirak edən iri kömür hissəciklərinin tüstüsü istisna təşkil edir. Günəş üfqü üzərində nəqədər hündürdə olarsa, səpələnən radiasiyanın intensivliyi bir oqədər böyükdür. Bunu səpələnmə nəzəriyyəsi əsasında aşağıdakı kimi izah etmək olar. Radiasiyanın səpələnməsi başlıca olaraq düz günəş şüaları istiqaməti boyunca irəli və geri baş verir. Geri səpələnən radiasiya kainata gedir və yer üçün itir.

İrəli səpələnən radiasiya yer səthinə düşür və təbiidir ki, onun intensivliyi (üfqi səthə) günəşin hündürlüyü artdıqda, yəni düşən günəş şüaları daha şaquli olduqca artır. Atmosferdə günəş radiasiyasının səpələnməsi səpələyən hissəciklərin sayından asılıdır, hava nə qədər təmiz olarsa, bir o qədər  $D$  kəmiyyəti aşağı olar, və əksinə, onun şəffaflığı nə qədər aşağı və ya havada qatışıqlar (toz, tüstü, su buxar, və s.) nə qədər çox olarsa, bir oqədər səpələnən radiasiyanın intensivliyi böyük olar. Buludlar səpələnən radiasiyanın qiymətini əhəmiyyətli dərəcədə artırır, beləki onlar yaxşı səpələyici mühitdirlər. Günəş tərəfindən işqlandırılmış buludlar (yüksək-topa, topa) səpələnən radiasiyanın qiymətinə xüsusilə güclü təsir edir. Belə buludların təsiri altında  $D$  – nin qiyməti 8-10 dəfə artır və  $0.7-0.8 \text{ kal}/\text{cm}^2 \cdot \text{dəq}$  çata bilər. Buludlu səmada buludsuz vəziyyətə nisbətən səpələnən radiasiya 1,5-2 dəfə böyük olur və yalnız çox güclü buludluluqda və yağıntılar olan zaman səpələnən radiasiya aydın səmaya nisbətən kiçikdir. Əgər buludsuz səma üçün səpələnən radiasiya düz günəş radiasiyanın bir neçə faizini təşkil edərsə, onda buludluq artdıqda bu faiz artır, xüsusilə səmada böyük miqdarda buludlar və günəş kiçik hündürlükdə olduqda, artıq vahidlərlə deyil, onluqlarla ölçülür. Səpələnən radiasiya həmçinin yer səthinin xarakterindən, onun əks etmə qabiliyyətindən (albedo) asılıdır. Bundan başqa qar örtüyü səpələnən radiasiyaya təsir edərək onu təxminən 1/3 dəfə artırır. Bu onunla əlaqədardır ki, qar örtüyü böyük əks etmə qabiliyyətinə malikdir. Qar örtüyündən əks edilən radiasiya atmosferə və buludlara istiqamətlənir, orada onun bir hissəsi yenidən səpələnir və yerə geri dönerək ümumi səpələnən radiasiya axımının artmasına səbəb olur.

Səpələnən radiasiya günəş çıxmamışdan əvvəl alaqaranlıq və şəfəq hadisəsi yaratmaqla yerə gəlməyə başlayır. Günəş çıxdıqda səpələnən radiasiyanın intensivliyi  $0,01 \text{ kal}/\text{sm}^2$  dəq təşkil edir. Bu halda bulud onu yalnız zəiflədir. Aydın havada günəş çıxdıqdan sonra onun hündürlüyü artdıqca səpələnən radiasiyanın intensivliyi artır. Bu onunla izah edilir ki, günəşin hündürlüyü artdıqca atmosferin hər kvadrat santimetr üfqi kəsiminə daxil olan şüa enerjisinin miqdarı

artır, bu isə radiasiyanın güclü səpələnməsinə səbəb olur. Atmosferin bulanıqlığından asılı olaraq günəşin hündürlüyü 3-dən 10°-yə qədər olduqda səpələnən radiasiya düz günəş radiyasiyası ilə müqayisə edilir, sonra onun artımı ondan geri qalır. Pavlovsk (Sankt - Peterburq yaxınlığında) üçün ayrı-ayrı saatlarda buludsuz səmada qış və yay gündüz gedişini xarakterizə edən səpələnən radiasiyanın intensivliyinin orta qiymətləri (kal/sm<sup>2</sup>dəq) aşağıda verilmişdir:

Saatlar .....	4	6	8	10	12	14	16	18	20
1 iyun.....	0,03	0,10	0,16	0,23	0,25	0,22	0,16	0,10	0,03
1 dekabr	—	—	—	0,02	0,04	0,02	-	-	-

Bu verilənlərdən görünür ki, səpələnən radiasiyanın ən böyük intensivliyi günorta müşahidə edilir və iyunda 0,25 kal/sm<sup>2</sup>dəq çatır. Ən kiçik qiymətlər isə dekabr ayına düşür- 0,04 kal/sm<sup>2</sup>dəq. İsti dövrdə buludsuz səmada yüksək bulanıqlıqda günorta saatlarında səpələnən radiasiyanın intensivliyi üfüqi səthə düşən düz günəş radiyasiyasının 1/3 intensivliyinə çatır.

Bu verilənlər 1956-cı ildə Voyeykovda (Sankt-Peterburq yaxınlığında) alınmış səpələnən radiasiyanın orta aylıq qiymətlərilə (kal/sm<sup>2</sup>dəq) təsdiqlənir:

Saatlar .....	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
İyun.....	4,2	63,0	142,2	218,4	285,6	353,4	432,6	490,2	525,6	633,0	
Dekabr.....	—	—	—	—	—	0	21,0	61,2	85,2	84,0	
Saatlar..	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
İyun....	638,4	615,0	554,4	453,6	351,0	246,0	132,0	54,0	3,6	0	
Dekabr	60,6	26,4	0,6	0	-	-	-	-	-	-	-

Beləliklə, buludsuz səmanın səpələnən radiyasiyasının istilik effekti düz günəş radiyasiyasının yaratdığı effektdən əhəmiyyətli dərəcədə azdır. Buludsuz səmanın səpələnən radiyasiyası qısdalğalı şüalarla zəngindir. Onun dalğa uzunluqlarına görə paylanması enerjisi III əyrisində göstərilir (şək. 3.1a). Dəniz səthindən hündürlük artdıqca əsasən uzun dalğaların hesabına səpələnən radiasiya azalır, bunun sayəsində səmanın rəngi göyə çalır. Starostatdan səma bənövşəyi görünür. Buludlu havada aydın havaya nisbətən səpələnən radiasiya olduqca çoxdur. Buludlar səpələnən radiasiyanı 3-4 dəfə artırır. Səpələnən radiasiya Arktikada xüsusilə böyükdür. Müəyyən edilmişdir ki, Arktikada səpələnən radiasiyanın qiyməti 1,0 kal/ sm<sup>2</sup>dəq çatır. Cənubda günəşin hündürlüyünün böyük olmasına baxmayaraq, bu cür hadisələr müşahidə edilmir.

Mirny, Pioner və başqa stansiyalarda aparılan müşahidələr göstərir ki, səpələnən radiasiyanın daha böyük qiymətləri Antarktikada müşahidə edilir. Günəşin hündürlüyünün nisbətən kiçik olmasına baxmayaraq, qütb ərazilərdə səpələnən radiasiyanın böyük qiymətlərə malik olmasını, burada əksər hallarda günəş radiyasiyasını yaxşı səpələyən buludların olması, yer səthinin isə həmişə səpələnən radiasiyanı artıran qar ilə örtülü olması ilə izah etmək olar.

Yuxarıda deyilənlərdən məlum olur ki, yer səthinə şüa enerjisinin gəlməsində səpələnən radiasiya mühüm rol oynayır.

### 3.6. Cəm radiasiya

Eyni vaxtda yer səthinə çatan, üfüqi səthə düşən səpələnən və düz radiasiyanın cəmini **cəm radiasiya** adlandırmaq qəbul edilmişdir. Beləliklə cəm radiasiyanın intensivliyi aşağıdakı kimidir:

$$Q = S' + D \quad (3.10)$$

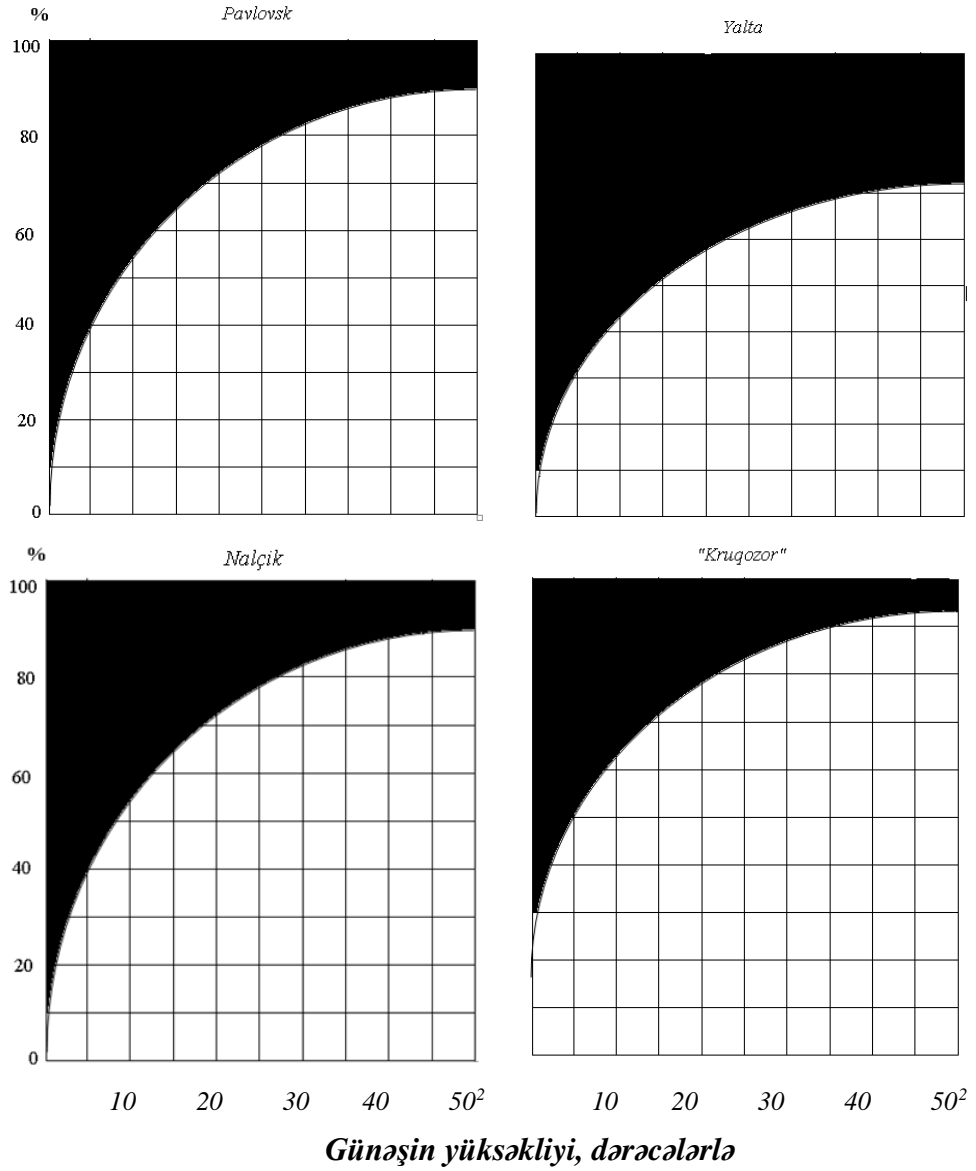
Aydın, buludsuz gün cəm radiasiya üfüqi səthə düşən düz günəş radiasiyadan və səpələnən radiasiyadan təşkil olunur.

Günəş buludlarla örtülü olan buludlu havada cəm radiasiya yalnız səpələnən radiasiyadan ibarət olur. Praktiki məqsədlər üçün, düz və səpələnən radiasiyaları ayrı-ayrılıqda deyil, radiasiyanı cəm halında öyrənilmək daha böyük əhəmiyyətə malikdir. Cəm radiasiyanın tərkibi, yəni, düz və səpələnən radiasiyalar arasında nisbət günəşin hündürlüyündən, atmosferin şəffaflığından, enlikdən asılı olaraq geniş hədudlarda dəyişə bilər. Günəş çıxana qədər gələn radiasiya, cüzi də olsa, yalnız səpələnən radiasiyadan ibarət olur. Günəş çıxdıqdan sonra düz və səpələnən radiasiya artır. Düz günəş radiasiyası daha tez və günəşin kiçik hündürlüyündə, 8° yaxın olduqda qiymətlər tarazlaşır, sonra günortaya qədər səpələnən radiasiyanın payı azalır, bundan sonra isə dəyişikliklər əks istiqamətdə gedir.

Atmosfer şəffaf olduqca, səpələnən radiasiya ümumi cəm qiymətində bir o qədər az olur, və o qədər də tez, yəni, günəşin kiçik hündürlüyündə düz və səpələnən radiasiyanın qiymətlərinin tarazlaşması baş verir. Əgər günəşin aşağı vəziyyətində səpələnən radiasiya tamamilə səpələnən radiasiyadan ibarətdirsə, onda günəşin yüksəkliyi 50° və buludsuz səmada sonuncu yalnız 10-20%-təşkil edir. Buludsuz gün üçün düz və səpələnən radiasiya arasında nisbət şəkl.3.3-dən aydın görünür. Bu nisbət N. N. Kalitinin müxtəlif müşahidə məntəqələrində: Pavlovsk, Yalta, Nalçik və Elbrus dağında Kruqozor stansiyasında (h = 3200 m) aparılmış ölçmələrdən alınmışdır. Şəkil 3.3-dən görünür ki, havanın şəffaflığı böyük, səpələnən radiasiyanın intensivliyi kiçik olan Kruqozor məntəqəsində tarazlaşma günəşin yüksəkliyi artıq 4° olduqda baş verir.

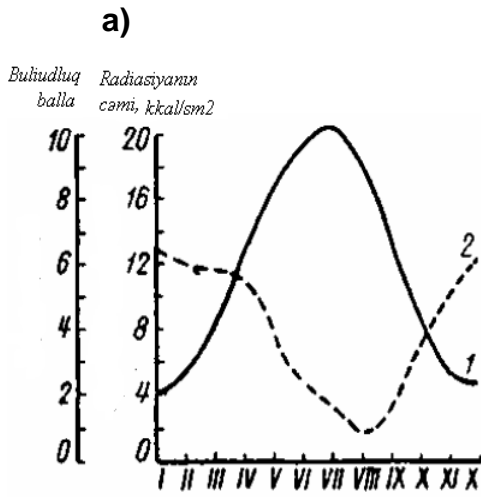
Atmosferin şəffaflığı az olan Pavlovsk, üçün tarazlaşma günəşin yüksəkliyi 6° olduqda baş verirdi. Nalçikdə düz günəş və səpələnən radiasiyasının qiymətləri h= 8°-də tarazlaşır. Yaltada müşahidə aparılan gün havanın şəffaflığı çox kiçik olduğu üçün radiasiyanın qiymətləri h=14° -də tarazlaşmışdır.

Şəkil 3.3-ə əsasən demək olar ki, müxtəlif şəffaflıqda hətta buludsuz səma üçün səpələnən radiasiya cəm radiasiyanın əhəmiyyətli faizini təşkil edir. Cəm radiasiyanın tərkibi yer kürəsinin müxtəlif məntəqələri üçün eyni deyil. Yaz və yayda düz günəş radiasiyası hər yerdə

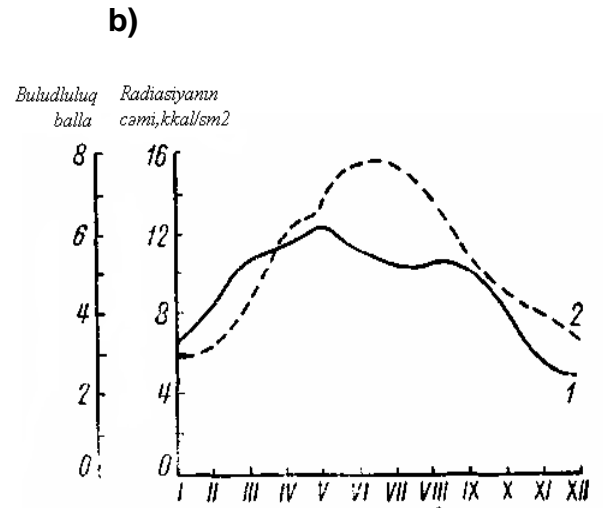


**Şəkil 3.3. Düz və səpələnən radiasiya arasında nisbət**

səpələnəndən böyük alınır. Qış və yayda şimalda səpələnən radiasiya, cənubda isə düz günəş radiasiyası çoxdur. Cəm radiasiyanın sutkalıq cəminə buludluq əhəmiyyətli təsir göstərir. Bu buludlarla tamamilə örtülü səmada cəm radiasiyanın sutkalıq cəmi aydın səmaya nisbətən 2-3 dəfə aşağıdır. Cəm radiasiyanın aylıq cəminin illik gedişi də orta aylıq buludluluğun illik gedişindən əhəmiyyətli dərəcədə asılıdır. Şəkil 3.4 və 3.5-də Daşkənd və Vladivostokda cəm radiasiyanın aylıq cəminin və orta aylıq buludluluğun illik gedişləri göstərilmişdir (T.G. Berlanda görə). Şəkillərdən görüldüyü kimi, orta aylıq buludluluğun minimumu yay aylarında olan Daşkənddə cəm radiasiyanın maksimal cəmləri iyulun sonunadüşür. Yayda buludlu havanın üstünlük təşkil etdiyi (buludluluğun orta aylıq maksimumu) Vladivostokda gələn cəm radiasiyanın yay maksimum "kəsilib" və ən böyük qiymətlər aprel və avqustda müşahidə edilir.



**Şəkil 3.4. Daşkənddə cəm radiasiyanın aylıq cəminin (1) və orta aylıq buludluğun (2) illik gedişi**



**Şəkil 3.5. Vladivostokda cəm radiasiyanın aylıq cəminin(1) və orta aylıq buludluğun (2) illik gedişi**

Cəm radiasiyanın cəmləri də enlikdən əhəmiyyətli dərəcədə asılıdır. Enlik azaldıqca sutkalıq cəmlər artır, həm də enlik nə qədər kiçikdirsə, cəm radiasiya il ərzində bir o qədər bərabər paylanır. Belə ki, Pavlovsk ( $\varphi = 60^\circ$ ) üçün aylıq qiymətlərin dəyişməsi 12-407 kal, Vaşinqton ( $\varphi = 38,9^\circ$ ) üçün onlar azdır 142-486 kal, Takubai ( $\varphi = 19^\circ$ ) üçün isə 307-556 kal/sm<sup>2</sup> sutkadır. Şimaldan cənuba getdikcə cəm radiasiyanın illik cəmləri artır. Lakin, şimalda, Arktika şəraitində, bəzi aylarda cənub rayonlarına nisbətən cəm radiasiyanın hətta böyük qiymətlərini də almaq olar. Məsələn, Tixiy buxtasında may ayında cəm radiasiya Pavlovskə nisbətən 27% çoxdur, və yalnız Feodosiyaya nisbətən 3% azdır, iyunda isə burada radiasiya Pavlovskə nisbətən 30%, və Feodosiya nisbətən 5% çoxdur. Bu onunla izah edilir ki, Tixiy buxtasında bu aylarda fasiləsiz qütb günü olur, yəni günəş üfüqdə batmır. Antarktikada iki il ərzində aparılan müşahidələrdə maraqlı nəticələr əldə edilmişdir. Aşkar olundu ki, Antarktikada ən isti ay cəm radiasiyanın cəmləri, Arktikanın eyni enliklərindəki qiymətlərdən təqribən 1,5 dəfə böyükdür, yəni, təxminən Krım və Daşkəndin enliklərində olduğu kimidir. Hətta il ərzində Antarktikada cəm radiasiya Sankt-Peterburqa nisbətən böyükdür, və demək olar ki, Voronej ilə eynidir. Antarktikaya günəşdən belə böyük istiliyin gəlməsi aşağıdakı amillərlə izah edilir: havanın çox quru olması, dəniz səviyyəsindən çox hündür olması (orta hesabla 2 km), parıltılı qar səthinin (70 - 90%) böyük albedoya malik olması səpələnən radiasiyanı artırır.

### 3.7. Günəş radiasiyasının əks edilməsi. Albedo

Yer səthinə gəlib çatan cəm radiasiya, tamamilə udulmur, onun bir qismi yerdən əks edilir. Buna görə də, hər hansı bir yer üçün gələn günəş enerjisi hesablanan zaman yer səthinin



əks etmə qabiliyyəti nəzərə alınmalıdır. Radiasiyanın əks olunması buludların səthindən baş verir. Verilən səthdən bütün istiqamətlərdə əks olan bütün qısdalğa radiasiya axınının qiymətinin ( $R_q$ ) həmin səthə düşən radiasiya axınına nisbəti bu səth üçün albedo ( $A$ ) adlanır. Bu

$$A = \frac{R_q}{Q}$$

qiymət yer səthinə düşən şüa enerjisinin hansı hissəsinin əks olunduğunu göstərir. Bəzən albedonun qiymətini faizlərlə ifadə edirlər. Onda

$$A = \frac{R_q}{Q} \cdot 100\%.$$

(3.11)

Cədvəl. 3.2 –də müxtəlif tip yer səthləri üçün albedonun qiymətləri verilir. Cədvəldən görüldüyü kimi təzə düşmüş qar ən yüksək əks etmə qabiliyyətinə malikdir. Ayrı-ayrı hallarda qarın albedo qiyməti 87% -ə qədər olur, Arktika və Antarktika şəraitində isə hətta 95% çatır. Köhnə yatıb qalmış, bir qədər ərimiş və çirklənmiş qarın əks etməsi çox aşağıdır. Cədvəl. 3.4 –dən aydın olur ki, müxtəlif torpaq və bitki örtüyünün albedosu biri-birindən az fərqlənirlər.

**Cədvəl 3.4.**

<b>Səthin növü</b>	<b>Albedo, %</b>
<b>Təzə qar.....</b>	<b>84</b>
<b>Köhnə qar.....</b>	<b>46</b>
<b>Quru qaratorpaq.....</b>	<b>14</b>
<b>Humus.....</b>	<b>26</b>
<b>Qumlu səhranın səthi.....</b>	<b>28-38</b>
<b>Əkilməmiş (quru) sahə.....</b>	<b>8-12</b>
<b>Nəm şumlanmış sahə.....</b>	<b>14</b>
<b>Təzə (yaşıl) ot.....</b>	<b>26</b>
<b>Quru ot.....</b>	<b>19</b>
<b>Çovdar və buğda müxtəlif yetişmə mərhələlərində,,,,,.....</b>	<b>10-25</b>
<b>Küknar və şam meşəsi.....</b>	<b>10-18</b>

Aparılmış çoxsaylı tədqiqatlar göstərir ki, albedonun qiyməti sutka ərzində tez-tez dəyişir, həm də albedonun böyük qiymətləri səhər və axşam müşahidə edilir. Bu onunla izah olunur ki, hamar səthlərin əks etmə qabiliyyəti günəş şüalarının düşmə bucağından asılıdır. Günəş şüaları şaquli düşdükdə onlar bitki örtüyünün dərinliyinə nüfuz edir və orada udulur. Günəş kiçik hündürlükdə olduqda şüalar bitki daxilinə az nüfuz edir və çoxu onun səthindən əks olur. Su səthinin albedosu, quru səthinin albedosundan orta hesabla azdır. Bu onunla izah olunur ki, günəş şüaları (günəş spektrinin qısdalğalı yaşıl-mavi hissəsi) onlar üçün əhəmiyyətli dərəcədə şəffaf olan suların yuxarı qatlarına nüfuz edərək, orada səpələnirlər və udulurlar. Bununla

əlaqədar olaraq, suyun əks etmə qabiliyyətinə onun bulanıqlıq dərəcəsi təsir göstərir. Çirklənmiş və bulanıqlı su üçün albedonun qiyməti gözə çarpacaq dərəcədə artır. Səpələnən radiasiya üçün suyun albedosu orta hesabla 8-10%-dir. Düz günəş radiasiyası üçün su səthinin albedosu günəşin hündürlüyündən asılıdır: günəşin hündürlüyünün azalması ilə albedonun qiyməti artır. Belə ki, şüalar dik düşdükdə yalnız 2-5%-i əks olunur. Günəş üfüq üzərində aşağı vəziyyətdə olduqda 30-70% əks olunur. Buludların əks etmə qabiliyyəti çox böyükdür. Buludların albedosu 80% - ə qədərdir. Səthin albedosunun kəmiyyətini və cəm radiasiyanın qiymətini bilməklə, verilən səth tərəfindən udulan radiasiyanın miqdarını təyin etmək olar. Əgər A – albedodrsa, onda  $a = (1-A)$  kəmiyyəti verilən səthin udma əmsalındır, bu səthə düşən radiasiyanın hansı hissəsinin udulduğunu göstərir. Məsələn, əgər yaşıl ot olan səthə ( $A = 26\%$ ) cəm radiasiya axını  $Q = 1,2$  kal/sm<sup>2</sup> dəq düşürsə, onda udulan radiasiyanın faizi aşağıdakı kimi olar

$$Q_{ud} = 1 - A = 1 - 0,26 = 0,74, \text{ və ya } 74 \%$$

udulan radiasiyanın qiyməti isə

$$B_{ud} = Q (1 - A) = 1,2 \cdot 0,74 = 0,89 \text{ kal/sm}^2 \text{ dəq}$$

### 3.8. Yer in və atmosferin uzundalğalı şüalanması

Düz və səpələnən günəş radiasiyası axını ilə yanaşı, həm yer səthi, həm də atmosferdən fasiləsiz olaraq şüalanan görünməyən uzundalğalı radiasiya axını atmosferi keçib gedir. Bu görünməyən istilik şüalanması vasitəsilə Yer və atmosfer öz istiliyini kainata itirir, eləcədə qarşılıqlı mübadiləsi baş verir. Əgər bu istilik sərfi olmasaydı, onda yerin temperaturu ildən ilə fasiləsiz olaraq artardı, həqiqətdə isə bu yoxdur. Təbiətdə bütün cisimlər, deməli yer səthinin hər bir sahəsi və temperatura müvafiq olaraq, havanın hər bir həcmi istilik radiasiyasını şüalandırır. Müxtəlif növ torpaqların, bitki örtüyünün və yer səthini təşkil edən digər cisimlərin şüalanmasının ölçülməsi göstərir ki, yer səthinin uzundalğalı şüalanmasının bütün dalğa uzunluqlarında mütləq qara cisimdən eyni bir kəmiyyət qədər fərqlənir, yəni müxtəlif dalğa uzunluqları  $\delta$  üçün udulma əmsalları bir-birindən az fərqlənirlər. Ona görə də torpağın tam şüalanması üçün

$$E_y = \delta E, \quad (3.12)$$

burada  $\delta$  – uzundalğalı spektr sahəsində yer səthinin udma əmsalının orta qiymətidir.

Stefan-Boltsman qanuna görə mütləq qara cismin şüalanma qabiliyyəti,  $E = \sigma T^4$  bərabərdir. Deməli, yerin şüalanması üçün yazıla bilər:

$$E_y = \delta \sigma T^4 \quad (3.13)$$

Müxtəlif təbii səthlərin şüalanma qabiliyyəti  $\delta$  mütləq qara cismin şüalanma qabiliyyətindən az fərqlənir, bu cədvəl 3.5-dən aydın görünür.

## Müxtəlif təbii səthlərin nisbi şüalanma qabiliyyəti

Səthin xarakteri	Şüalanma qabiliyyəti (qara cismin şüalanma qabiliyyətinə görə,%-lə)
Qara torpaq	87
Qum	89
Çınqıl	91
Seyrək ot	84
Çovdar sahəsi . . . .	93
Qar . . . . .	99,5
Su . . . . .	96,5

Qeyd etmək maraqlıdır ki, qar ən böyük əks etmə qabiliyyətinə malikdir. Qısdalğalı günəş radiasiyasını qar demək olar ki, tamamilə əks etdirir, uzundalğalı radiasiyanı isə qar udur və təqribən qara cism kimi şüalandırır. Yer səthinin nisbi şüalandırma qabiliyyətinin orta qiyməti kimi, adətən  $\delta = 95\%$ -i qəbul edirlər. Yer səthinin şüalanması həm gündüz, həm də gecə baş verir, gündüz o günəşdən gələn istiliklə artıqlaması ilə kompensasiya oluna bilər və yalnız gecə, günəş radiasiyasının olmadığı vaxt tam aydın dərəcədə özünü göstərə bilər. Ona görə də yer səthinin şüalanmasını bəzən gecə şüalanması adlandırırlar.

Təbii şəraitdə yer səthinin şüalanma qiyməti torpaq səthinin temperatur hədlərinə müvafiq olaraq geniş həddlərdə dəyişir. Belə ki, Antarktika müşahidə edilmiş ən aşağı temperaturda  $-84^{\circ}$   $E_y = 0,95 \cdot 8,26 \cdot 10^{-11} \cdot 1894 \approx 0,1$  kal/sm<sup>2</sup>dəq, ən yuxarı temperaturda  $+84^{\circ}$  (Orta Asiya, Ərəbistan, Afrika səhralarında gündüz qum səthi)  $E_y = 0,95 \cdot 8,26 \cdot 10^{-11} \cdot 3534 \approx 1,2$  kal/sm<sup>2</sup>dəq,  $+15^{\circ}$  orta temperaturda isə  $E_y = 0,95 \cdot 8,26 \cdot 2884 = 0,54$  kal/sm<sup>2</sup>dəq-dir.

Yerin şüalanma spektrinə 3-dən 80 mk-dək dalğa uzunluqları aiddir. Vin qanunundan məlum olduğu kimi, maksimum şüalanma  $t = -84^{\circ}$  olduqda  $\lambda = 2884/189 = 15,2$  mk,  $t = +80^{\circ}$  olduqda  $\lambda = 2884/353 = 8,1$  mk,  $t = +15^{\circ}$  olduqda  $\lambda = 2884/288 = 10$  mk düşür. Atmosfer, günəş radiasiyasının bir hissəsini saxlamaqla və yerin şüalanmasının böyük hissəsini udmaqla, öz növbəsində həm kainata, həm də yer səthinə doğru şüa enerjisi verir. Yerə istiqamətlənən atmosfer şüalanması atmosferin **qarşılıqlı şüalanması** adlanır. Qarşılıqlı şüalanma, yer şüalanması kimi uzundalğalı, görünməyən istilik şüalanmasıdır. Qarşılıqlı şüalanmanın spektral tərkibi haqda aşağıdakı mülahizələri əsaslanaraq fikir yürütmək olar.

Uzundalğalı radiasiyanı əsasən atmosferin tərkibində olan su buxarı və karbon qazı udur. Beləki, atmosferdə karbon qazının miqdarı cüzi olduğundan, onda praktiki olaraq uzundalğalı radiasiyanı həm udan, həm də şüalandıran su buxarıdır. Kirxhof qanuna görə bu radiasiya yalnız elə dalğa uzunluqlarından ibarətdir ki, onları su buxarı uda bilər.

Yuxarıda deyilənlərdən məlum olur ki, yer səthi atmosfərə şüalanma ilə istilik itirərək, özü də atmosferin şüalanma şəklində müəyyən miqdarda istiliyini alır.

Beləliklə ki, təbii şəraitdə eyni vaxtda həmişə iki uzun dalğalı radiasiya var: yerin özünün şüalanması  $E_y$  və atmosferin qarşılıqlı şüalanması  $E_a$ . Bu axınların fərqi  $E_{ef} = E_y - E_a$  yerin faktiki istilik itkisidir və effektiv şüalanma adlanır (iki axının nəticəsi və ya effekti kimi). Hər hansı bir səthin effektiv şüalanma kəmiyyəti şüalandıran səthin və havanın temperaturu və havanın rütubətlənməsi ilə müəyyən edilir. Səthin temperaturunun artması ilə effektiv şüalanma artır, havanın mütləq rütubətlənməsinin yüksəlməsi ilə - azalır. Havanın şəffaflığının azalması da həmçinin effektiv şüalanmanın azalması ilə müşayiət olunur. Buludluluq effektiv şüalanmaya böyük təsir göstərir.

Buludlar nə qədər çox və sıx olarsa, effektiv şüalanma bir oqədər kiçik olar. Bu onunla izah edilir ki, buludu təşkil edən su damcıları demək olar ki, yer səthi kimi şüa buraxır. Əgər buludun temperaturu yer səthinin temperaturuna bərabərdirsə, onda  $E_a - E_a$  və  $E_f = 0$  olar. Əgər buludun temperaturu yer səthinin temperaturundan yüksək olarsa, onda effektiv şüalanma əks qiymət alır və bununla o sərf deyil, istiliyin mənbəyi olur. Əgər cihazla effektiv şüalanmanı müşahidə etmək olarsa və cihazın temperaturu məlumdursa, atmosferin qarşılıqlı şüalanmasını asanlıqla tapmaq olar. Fərz edək ki,  $20^\circ$  temperaturda cihazın effektiv şüalanması  $E_{ef} = 0.19$   $\text{kal}/\text{sm}^2 \cdot \text{dəq}$  və Stefan-Boltzmann formuluna görə hesablanmış cihazın özünün şüalanması  $E_c = 0,609$   $\text{kal}/\text{sm}^2 \cdot \text{dəq}$ -dir, onda  $E_a = E_c - E_{ef} = 0,609 - 0,19 = 0.419$   $\text{kal}/\text{sm}^2 \cdot \text{dəq}$ . olar. Bu atmosferin yerə hansı əhəmiyyətli miqdarda enerji şüalandırdığını göstərir. Əgər qarşılıqlı şüalanmanın orta qiyməti kimi  $E_a = 0.4$   $\text{kal}/\text{sm}^2 \cdot \text{dəq}$ . qəbul etsək, onda bir sutka ərzində yer səthi  $0,4 \cdot 1440 = 576$   $\text{kal}/\text{sm}^2 \cdot \text{dəq}$ . enerji alır. Bu təxminən mülayim enliklərdə aydın yay günlərində düz günəş radiasiyanın miqdarına uyğundur. Buradan görünür ki, atmosfer yer səthini həddindən artıq soyumadan qoruyaraq, onun istiliyinin saxlanması böyük rol oynayır. Yer səthindən gələn görünməz istilik şüalanmasını saxlayaraq və udaraq, atmosfer eyni zamanda qısdalğalı günəş radiasiyanı yerə kifayət qədər yaxşı buraxır. Beləliklə, atmosfer istixanaların şüşələri kimi, içəriyə günəş şüalarını buraxır, səthin uzundalğalı şüalarını saxlayır. Atmosferin bu xüsusiyyəti **istixana effekti** adlandırılır. Hesablamalar göstərir ki, atmosferin hesabına yer səthi elə miqdarda istilik saxlayır ki, bu miqdarı yer yalnız günəş sabiti 22% artırıldıqda əlavə əldə edə bilərdi. Əgər yer atmosferdən məhrum olsaydı, onda yerin orta temperaturu, həqiqətdə müşahidə edilən  $+15^\circ$  olmazdı, bu zaman  $-23^\circ$ , yəni  $38^\circ$  aşağı olardı.

### 3.9. Şüa enerjisinin gəlir-çıxarı

#### 3.9.1. Yer səthinin radiasiya balansı

Yer səthində və atmosferdə eyni zamanda həm qısdalğalı (düz və səpələnən günəş radiasiyası), həm də uzundalğalı (yer və atmosferin şüalanması) müxtəlif radiasiya axınları müşahidə edilir. Beləliklə, hər bir anda yer səthində gələn və sərf olunan şüa enerjisi və ya radiasiya var. Gələn şüa enerjisi düz  $S'$  və səpələnən  $D$  günəş radiasiyasından və atmosferin

şüalanmasından  $E_a$  ibarətdir. Sərf olunan şüa enerjisi əks olunan radiasiyadan  $R_q$  və səthin şüalanmasından  $E_y$  ibarətdir. Gələn və sərf olunanın cəmi və ya onlar arasındakı fərq səthin **radiasiya balans**  $B$  adlanır, onu aşağıdakı tənlik ilə ifadə etmək olar:

$$B = S' + D + E_a - R_q - E_y \quad (3.14)$$

Gələn və sərf olunanın qısdalğalı radiasiyanı və gələn və sərf olunanın uzundalğalı radiasiyanı qruplaşdıraraq radiasiya balansını tənliyini başqa cür yazmaq olar:

$$B = (S' + D - R_q) + (E_a - E_y) \quad (3.15)$$

Gələn və sərf olunanın qısdalğalı radiasiyanı və ya qısdalğalı radiasiyanın balansını  $B_q$  udulan radiasiyanı göstərir və ya

$$B_q = (S' + D) \cdot (1 - A) \quad (3.16)$$

Burada  $A$  - günəş radiasiyası üçün verilən səthin albedosudur ( vahidin hissələri ilə ifadə olunur)

Gələn və sərf olunanın uzundalğalı radiasiyanın və ya uzundalğalı radiasiyanın balansını  $B_u$  bərabərdir:

$$B_u = E_a - E_y$$

bu əks işarə ilə effektiv şüalanmadır, çünki

$$E_{ef} = E_y - E_a$$

Beləliklə, səthin radiasiya balansının tənliyi aşağıdakı kimi yazıla bilər:

$$B = (S' + D) \cdot (1 - A) - E_{ef} \quad (3.17)$$

Radiasiya balansını faktiki olaraq gələn və sərf olunanın şüa enerjisidir, ondan yer səthinin istilik şəraiti – onun qızması və ya soyuması asılıdır. Əgər gəlir çıxardan böyükdürsə - balans müsbət və səth qızır. Əgər gəlir çıxardan kiçikdirsə- balans mənfidir və səth soyuyur. Səthin radiasiya balansının öyrənilməsi çox böyük praktiki maraq daşıyır, çünki, o iqlim əmələgətirici amildir və onun qiymətindən nəinki torpağın, həm də onunla təmasda olan hava qatının istilik rejimi asılıdır. Radiasiya balansını buxarlanmanın hesablanması, sinoptik meteorologiyada hava kütlələrinin formalaşması və transformasiyası məsələlərinin öyrənilməsində böyük əhəmiyyət kəsb edir. Bundan başqa, radiasiya balansını radiasiyanın insana və bitki aləminə təsirinin öyrənilməsində böyük əhəmiyyətə malikdir. Radiasiya balansını müşahidələrin ayrı-ayrı elementlərini təyin etməklə hesablamaq olar, digər tərəfdən xüsusi cihazların - balansomerin vasitəsilə bilavasitə ölçülə bilər. Son vaxtlara qədər, radiasiya balansının öyrənilməsi üçün onun kəmiyyətini müəyyən edən elementlərin uzunmüddətli ölçmələri nisbətən az sayda məntəqələrlə aparılırdı; tam balansın bilavasitə ölçmə məlumatları ondan da az idi, çünki balansomerlər

yalnız bu yaxınlarda inşa edilmişdir, ən mükəmməli Yanişevski balonsomeridir. Verilən məntəqədə radiasiya balansının qiyməti müəyyən an (ani və ya dəqiqə üçün balans) və ya hər hansı müəyyən vaxt üçün (sutka, ay, il) hesablanır bilər. Radiasiya balansı, həmçinin onun tərkib hissələri bir çox amillərdən asılıdır. Günəş şəfəqlənməsinin davamiyyəti, səth örtüyünün vəziyyəti və xarakteri, atmosferin bulanılıqlığı, onun tərkibində su buxarı, buludun olması və s. radiasiya balansının qiymətinə xüsusilə güclü təsir edir. Müşahidələr göstərir ki, ani (dəqiqə) radiasiya balansı gündüz müsbətdir. Günəş batmamışdan təxminən bir saat əvvəl şüa enerjisinin sərfi gələnə üstələyir və balans mənfi olur, günəş çıxana qədər azalır. Günəş çıxdıqdan sonra balans yenidən müsbət olur. Balansın sutkalıq gündüz gedişi düz günəş radiasiyasını gedişinə təxminən paraleldir və gecə isə effektiv şüalanmanın gedişinə uyğundur. Təbii ki, həm gündüz, həm də gecə buludluluğun təsiri altında radiasiya balansı güclü dəyişə bilər. Cədvəl № 3.4-də qış və yayda Pavlovskda aydın və buludlu günlər üçün radiasiya balansının və onun tərkib hissələrinin qiymətləri verilir.

**Cədvəl 3.6.**

**Pavlovskda sutkalıq radiasiya balansı (kal/sm<sup>2</sup>)**

	Qış		Yay	
	aydın	buludlu	aydın	buludlu
	8.01.1929	18.01.129	21.06.1933	24.06.1933
Düz günəş radiasiyası	20	0	550	116
Səpələnən günəş radiasiyası	12	21	110	221
Əks olunan radiasiya	-22	-14	-132	-66
Effektiv şüalanma	-202	-17	-232	-64
Balans.....	-192	-20	+296	+207

Cədvəl. № 3.4-dən buludun radiasiya balansına böyük təsir göstərdiyi aydın görünür. Buludun olması düz günəş radiasiyasının axınıni azaldır və ya tamamilə dayandırır, çox vaxt səpələnən radiasiyanın gəlməsini artırır, effektiv şüalanmanı azaldır, bəzən isə tamamilə dayandırır. Radiasiya balansının qiymətləri onun gələn hissəsi - udulan radiasiyanın, sərf olunan hissəsi - effektiv şüalanmanın qiymətləri ilə müəyyən edilir. Quru və okeanların bütün səthində, daimi qar və ya buz örtüyü olan rayonlar, məsələn, Mərkəzi Qreenlandiya, Antarktikada, istisna olmaqla illik balans müsbətdir. 40 ° şm.en-dən şimala və 40 ° c. en-dən cənuba qış aylarında radiasiya balansı mənfi olur və həm də mənfi balans dövrü qütblərə doğru artır. Beləki, Arktikada radiasiya balansı yalnız yay aylarında, 60° enlikdə - artıq ilin böyük hissəsini (7 ay), 50° enlikdə isə - 9 ay müsbətdir. Radiasiya balansının illik cəmi qurudan dənizə keçdikdə kəskin dəyişir. Eyni enliklərdə okeanların səthində balans quruya nisbətən adətən yüksəkdir. Bu

okeanların səthində albedonun və temperaturun qiymətlərinin kiçik olması ilə əlaqədardır. Quru səthində ən böyük radiasiya balansı (80-100 kal/sm<sup>2</sup> il) rütubətli ekvatorial rayonlardadır, ən kiçik (40-50 kal/sm<sup>2</sup> il) isə - tropik enliklərin quru rayonlarındadır. Bu, həmin rayonlarda albedo və effektiv şüalanmanın böyük olması (səthin temperaturunun yüksək olması, az buludluluq və havanın rütubətliyinin aşağı olması) ilə izah olunur. Mülayim və yüksək enliklərdə enlik artdıqca radiasiya balansının qiyməti azalır, Həm də rütubətli rayonlara nisbətən quraq ərazilərdə balans aşağıdır. Yer səthində ən yüksək radiasiya balansı (140 kal/sm<sup>2</sup> il) Ərəbistan dənizinin şimalında müşahidə edilir. T.G. Berlyanda görə, Şimal yarımkürəsində, Qütb dairəsi rayonunda radiasiya balansı 10 kal/sm<sup>2</sup> il təşkil edir, ondan şimala balans kəskin azalır. Şərq yarımkürəsində balansın maksimal qiyməti 60 kal/sm<sup>2</sup> il Aralıq dənizinin sahilində, Qərb yarımkürəsində - Şimali Amerikanın cənub-qərbində müşahidə edilir.

Keçmiş SSRİ-nin Avropa ərazisində radiasiya balansı şimalda orta hesabla il ərzində 40-45 –dən 5—10 kal/sm<sup>2</sup> il arasında dəyişir, həm də demək olar ki, hər yerdə balansın sərf hissəsi gələn hissədən təxminən iki dəfə kiçikdir.

### 3.9.2. Yer - atmosfer sisteminin radiasiya balansı

Səth örtüyünün radiasiya balansından başqa **yer - atmosfer sisteminin radiasiya balansına** da baxıla bilər. Bu aşağı hissəsi, oturacağı səth örtüyündə, üst hissəsi - atmosferin sərhəddi olan, en kəsiyi 1 sm<sup>2</sup> şaquli atmosfer sütununun radiasiya balansıdır. Bu halda, gəlir hissə yer səthi və atmosfer tərəfindən udulan günəş radiasiyadan ibarətdir, sərf olan hissə isə bilavasitə kainata gedən uzundalğalı şüalanmadır. Beləliklə, yer - atmosfer sisteminin radiasiya balansı aşağıdakı tənlik ilə ifadə edilə bilər:

$$By - a = (S' + D)(1 - A) + Q' - E_{\infty} \quad (3.18)$$

burada Q' - atmosfer tərəfindən udulan günəş radiasiyasının miqdarı, E<sub>∞</sub> - kainata gedən yer və atmosferin şüalanması. Yer - atmosfer sisteminin radiasiya balansı ayrı-ayrı məntəqələr üçün müsbət və ya mənfi ola bilər. Hesablamalar göstərir ki, Yer - atmosfer sisteminin radiasiya balansı yalnız ekvator dan 30° enliyə qədər olan sahədə müsbətdir. Daha yüksək enliklərdə radiasiya balansı mənfi olur. Aydın ki, radiasiya balansının belə paylanması aşağı enliklərdən yüksək enliklərə istiliyin aparılmasının nəticəsidir.

### 3.9.3. Yer - atmosfer sisteminin istilik balansının ümumi sxemi

Tam istilik balansını, yəni gələn və sərf olunan istiliyi müəyyən etmək üçün, radiasiya balansından başqa, buxarlanmaya sərf olunan istiliyin miqdarını da nəzərə almaq lazımdır. Bu istilik atmosferə su buxarı vasitəsilə gizli buxarlanma istiliyi şəklində aparılır. Bundan başqa

səth örtüyündən atmosferə istilikkeçirmə, turbulentlik və konveksiya yolu ilə yayılan istilik axını da nəzərə alınmalıdır. Onda yer-atmosfer sisteminin istilik balansını tənliyi aşağıdakı kimi olar:

$$B = LE - V \quad (3.19)$$

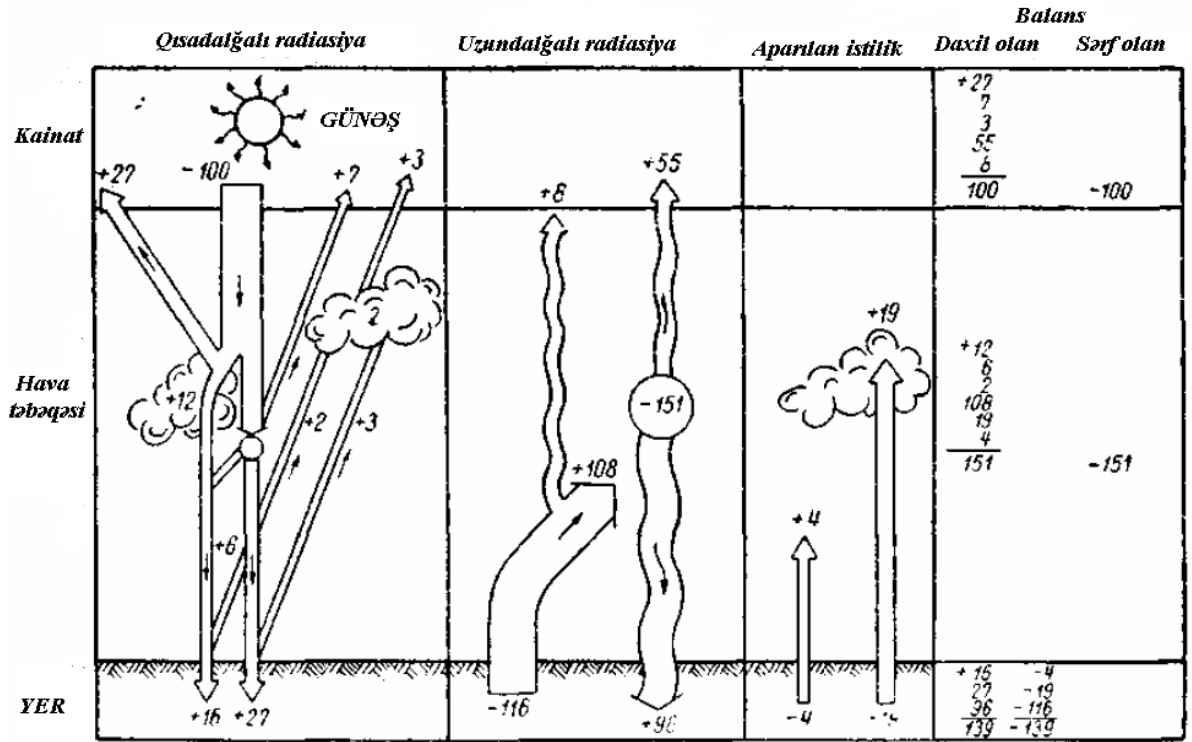
burada  $B$  — radiasiya balansı,  $LE$  — buxarlanmaya sərf olunan istilik, ( $E$  – verilən vaxt ərzində buxarlanmanın cəmi,  $L$  — gizli buxarlanma istiliyi),  $V$  — səth örtüyü və atmosfer arasında şaquli istilik mübadiləsidir. M.I. Budiko və M.İ.Yudin tədqiqatları göstərdi ki, bu axın demək olar ki, həmişə müsbətdir, yəni səth örtüyündən atmosferə istiqamətlənir. Şəkil 3.6-da Şimal yarımkürəsi üçün yer - atmosfer sisteminin istilik balansının sxemi verilir. Atmosferlə birlikdə yer kürəsinə hər dəqiqədə  $S_0 \pi R^2$  kal/sm<sup>2</sup>dəq. bərabər şüa enerjisi axını düşür (burada  $S = 1,88$  kal/sm<sup>2</sup>dəq. — günəş sabiti,  $\pi R^2$  – axının en kəsiyi,  $R$  — yer kürəsinin radiusu), il ərzində bu  $S^2 R^2 \cdot 60 \cdot 24 \cdot 365,25$  kal/sm<sup>2</sup>dəq. təşkil edər. Bu enerji miqdarını yer kürəsinin  $4 \pi R^2$  bərabər tam səthinə bölsək, onda il ərzində atmosferin sərhəddində  $1 \text{ sm}^2$  səthə gələn enerji miqdarını alırıq:

$$S_0 \pi R^2 \cdot 60 \cdot 24 \cdot 365,25 / 4 \pi R^2 = 250000 \text{ kal/sm}^2 \text{ il}$$

Alınan rəqəmi 100 vahid kimi qəbul edək, onda 1 vahid  $2.5 \text{ kal/sm}^2$  il bərabərdir. Günəşdən gələn qısdalğalı radiasiya aşağıdakı kimi paylanır: 27 vahid buludlardan əks olunurlar və geri kainata gedirlər; atmosferdə radiasiyanın səpələnməsi nəticəsində kainata yenə

7 vahid gedir; 12 vahid buludlar və 6 vahid atmosferin özü tərəfindən udulur. Yer səthinə yalnız 48 vahid gəlib çatır: 30 – düz günəş radiasiyası və 18 — səpələnən radiasiya şəklində. Bu miqdardan 43 vahid (27 vahid düz günəş radiasiyası və 16 səpələnən radiasiya) yer səthi tərəfindən udulur, 5 vahid isə (2 vahid səpələnən və 3 düz radiasiya) yer səthindən əks olunur; bu 5 vahidin 2-si atmosferdə səpələnir və udulur, 3 vahid kainata gedir. Bütün qiymətlər istilik balansını sxeminin sol hissəsində verilmişdir (şəkil 3.6). Beləliklə, günəşin 100 vahid qısdalğalı radiasiyasından yer atmosferlə birlikdə kainata  $27 + 7 + 3$  vahid əks edir. Deməli yerin albedosu planet kimi 37%-ə bərabərdir. Yer qızmış səthi öz temperaturuna müvafiq olaraq, uzundalğalı radiasiya şüalandırır. İllik cəmdə bu şüalanma 116 belə bir vahid verir. Onlardan 108 vahidi atmosfer tərəfindən udulur və 8 vahid kainata gedir. Atmosfer, öz növbəsində, temperaturuna uyğun olaraq özü də uzundalğa radiasiya şüalandırır. Bu şüalanma ildə 151 vahid təşkil edir. Şüalanmanı başlıca olaraq atmosferin tərkibində olan su buxarı həyata keçirir.





Şəkil 3.6. Yer - atmosfer sisteminin istilik balansının sxemi

Su buxarının sıxlığı və tərkibdə miqdarı ən çox atmosferin aşağı qatlarındadır, burada həmçinin havanın temperaturuda yüksəkdir. Bununla əlaqədar olaraq yerə atmosfer şüalanmasının böyük miqdarı – 95 vahid gəlib çatır. Atmosferin daha yuxarı qatlarının şüalanması kiçik bir hissəsini (55 ədəd) təşkil edir və kainata gedir. Yer səthinin aldığı və onun şüalanmasının fərqi ( $116 - 96 = 20$  vahid) yer səthinin effektiv şüalanmasını təşkil edir. Atmosfer şüa enerjisi axınından başqa digər yollarla da qızır (şəkil 3.6, sağ). Yer səthi buxarlandıqda 19 vahid miqdarında istilik sərf olunur, bunlar atmosfərə su buxarı kondensasiyaya uğradıqda ötürülür. Bundan əlavə, konveksiya və turbulent qarışma yolu ilə yer səthindən atmosfərə 4 vahid ötürülür. Beləliklə əsas səth örtüyünün istilik balansına aşağıdakılar daxildir:

İstilik daxil olması	İstilik xaric olması
1) düz günəş radiasiyasından. . .27 vahid	1) şüalanmaya. . . 116 vahid
2) səpələnən "-----". . . 16 vahid	2) buxarlanmaya... 19 vahid
3) atmosferin şüalanmasına . . . 96 vahid	3) turbulent mübadiləyə 4 vahid
<b>Cəmi: 139 vahid</b>	<b>139 vahid</b>

Atmosferin istilik balansının təşkil ediciləri aşağıdakılardır:

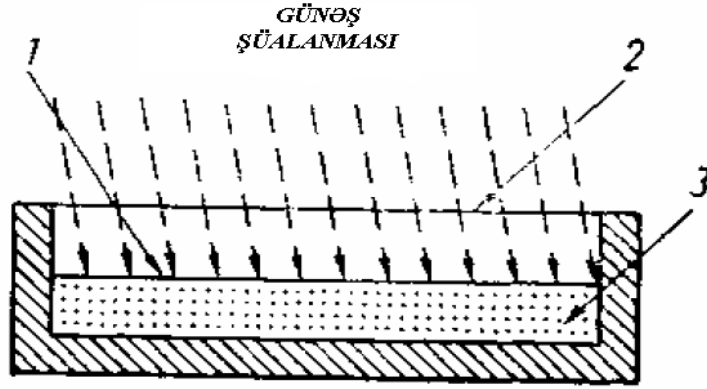
İstilik daxil olması	İstilik xaric olması
1) qısdalğalı radiasiyanın udulmasından ( $12 + 6 + 2$ ) . . . . . 20 vahid	1) atmosferin özünün şüalanması hesabına . . 151 vahid
2) yer səthinin şüalanmasından . . . 108 vahid	
3) su buxarının kondensasiyası hesabına. . . . . 19 vahid	

4) turbulentlyk istiliyin ötürülməsi.....	4 vahid	
<hr/>		
Cəmi:	151 vahid	151 vahid
Bütün yer-atmosfer sisteminin istilik balansı:		
Daxil olan		Xaric olan
1) Günəşdən daxil olan radiasiya.....	100 vahid	1) yerdən, buludlardan və atmosferdən əks olunan radiasiya (27 + 7 + 3) .....37 vahid 2) yer səthinin şüalanması .....8 vahid 3) atmosferin şüalanması .....55 vahid
<hr/>		
	Cəmi: 100 vahid	100 vahid

### 3.10. Günəş radiasiyasının texniki istifadəsi

Yuxarıda qeyd edildiyi kimi, günəş radiasiyası yer kürəsində gedən bütün proseslər üçün praktiki olaraq yeganə enerji mənbəyidir, həm də tükənməyən mənbədir. Yer in ərzində günəşdən aldığı enerji bütün bəşəriyyətin sərf etdiyi enerjiden 20000 dəfədən çoxdur. Bu enerjinin hətta kiçik bir hissəsinin istifadə edilməsi olduqca böyük əhəmiyyət kəsb edir. Ona görə də təbiidir ki, hələ qədim zamanlardan günəş enerjisindən istifadə məsələsi alimləri maraqlandırır. Enerji istehsalının intensiv inkişafı ilə bağlı olan sənayenin və kənd təsərrüfatının inkişafının mövcud olduğu indiki dövrdə də bu məsələ aktualdır. Günəş radiasiyasından texniki istifadə məsələləri ilə **heliotexnika** məşğul olur. Bu elmin yeni sahəsidir, ona indi bütün dünyada böyük diqqət yetirilir.

Günəş enerjisi sənaye və məişət məqsədləri üçün istifadə edilə bilər: qızdırılma və işıqlandırma, suyun şirinləşdirilməsi, meyvə və tərəvəzin qurudulması və bir çox başqa proseslər günəş radiasiyasından istifadə edilməsi hesabına enerji ilə təmin edilə bilərlər. Günəş qurğuların səmərəliliyinə nail olmaq üçün, onları elə yerdə quraşdırmaq lazımdır ki, orada gələn günəş radiasiyası böyükdür, və başlıcası il ərzində günəşli (buludsuz) günlərin miqdarı kifayət qədərdir. Müasir dövrdə heliotexnika sahəsində böyük işlər görülür. Belə ki, enerjiyə qənaət məqsədilə günəşli (buludsuz) günlərin miqdarı böyük olan ərazilərdə çoxlu sayda səmərəli olan müxtəlif heliotexniki qurğular işləyir: günəş su qızdırıcıları, qaynadıcılar, duzlu suyun şirinləşdiriciləri, quruducular, mətbəxlər, istixanalar, soyuducular, müalicə məqsədləri üçün aparatlar və s. Günəş enerjisindən bilavasitə istifadə etməklə onu istiliyə çevirən iki metod mövcuddur. Birinci üsul - "isti qutu" – "istixana effekti"-ndən istifadəyə əsaslanır. "İsti qutu" tipli qurğunun prinsipial sxemi şəkil 3.7-də göstərilmişdir.



**Şəkil 3.7. "İsti qutu" tipli qurğunun prinsipial sxemi**

1 – qızdırılan səth, 2 – şüşə, 3 – təcridedici

Qalın divarları və yaxşı təcrid edilmiş dibi olan adi taxta və ya beton qutudur, yuxarıdan bir və ya bir neçə qat pəncərə şüşəsi ilə örtülür. Qutunun dibi qara tutqun boya çəkilmiş metalik səth ilə örtülür. O sanki udulmadan şüşədən keçən günəş radiasiyasının qəbuledicisi kimi xidmət göstərir. Qutunun dibində qızan səth dib və divarların istilikkeçirməsi hesabına istiliyi qismən itirir, bir qismi isə şüalanma yolu şüşəyə verilən müəyyən miqdar istilik vasitəsilə itir. Qızmış səthin temperaturu (70-90°) nisbətən aşağıdır, buna görə də onun şüalandırdığı enerji elə dalğa uzunluqları diapozonunda yerləşir ki, onlar üçün şüşə praktiki olaraq, qeyri-şəffafdır. Çoxqatlı şüşə örtüklü "isti qutu" da 200° -yə çatan olduqca yüksək temperatur əldə etmək olar. Lakin bu zaman ətraf mühitə istilik itkiləri kəskin artır və qurğunun faydalı iş əmsalı kəskin azalır. Buna görə də bu tip qurğular 55-85° temperatur almaq üçün istifadə edilir və aşağı temperaturlu adı daşıyırlar. "İsti qutu" prinsipində çoxlu sayda günəş qurğuları düzəldilmişdir. Onlar suyun qızdırılması, meyvə və tərəvəzin qurudulması, mineral suların distilləsi, otaqların qızdırılması və s. üçün istifadə edilir. Daha yüksək temperaturların alınması üçün (100°-dən yüksək) ikinci üsul - günəş enerjisinin cəmləşdirilməsi tətbiq edilir. Dəqiq güzgüdə, fokusda yerləşdirilmiş cisimdə 3000-4000°-yə qədər temperatur əldə etmək olar. Əgər əksedici parabola şəkilli fincan formasındadırsa, onda fokus nöqtə deyil, enerjinin maksimum konsentrasiyası mərkəzdə olan yumru ləkə şəklindədir. Əgər əksediciyə kəsiyi parabolaya oxşar təkne forması verilərsə, onda fokal ləkə dar zolaq şəklində olacaq.

Fizikanın müasir inkişafı günəş enerjisindən istifadədə – onun birbaşa elektrikə çevrilməsi üçün yeni yollar açdı. Birinci yol termoelektrik enerjisindən istifadə etməkdən ibarətdir: cəmlənmiş günəş enerjisi ilə termobatareyalar bilavasitə qızdırılır. Günəşin şüa enerjisinin elektrik enerjisinə çevrilməsinin digər prinsipi fotoeffektdən istifadədir. Fotoelementin işinə temperaturun yüksəlməsi mənfi təsir göstərdiyinə görə, onda fotoelementlər praktiki işlərdə tətbiq edilən zaman, günəş enerjisinin güzgülü cəmləndiricilərindən istifadə

etməyə ehtiyac yoxdur. Bundan əlavə, fotoelementlərin işləməsi üçün nəinki düz günəş radiasiyası, həm də səpələnən radiasiya istifadə edilə bilər.

Beləliklə, fotoelementlər hətta buludlu havada da işləyə bilər. Yarımkəçiricilərdən olan termoelektrik və fotoelektrik günəş batareyaları xüsusilə effektivdir. Fotoelementin günəş enerjisinin çevrilməsinin əmsalı 9-11% təşkil edir, bir elementin gərginliyi isə 0,5 v yaxındır. Yer in süni peykləri (YSP) günəş şüalarından keçdikdə radioötürücülərin qidalanması günəş batareyaları ilə həyata keçirilir. Yer atmosferinin xaricində peyklərin uzun müddət ərzində hərəkəti zamanı fotoelektrik günəş batareyaları elektrik enerjisinin etibarlı mənbəyidir

## IV FƏSİL. HAVANIN TEMPERATURU

### 4.1. Atmosfer havasının istiləşməsi və soyuması prosesləri

Atmosfer havası bilavasitə günəş şüaları ilə az isinir, çünki, atmosferdə günəş radiasiyasının udulması cüzdür. Atmosfer havası üçün əsas istilik mənbəyi yer səthidir. Gündüz, insolyasiya şüalanmadan üstün olan zaman yer səthi qızaraq, havadan əhəmiyyətli dərəcədə isti olur və istilik torpaqdan havaya keçir. Gecə saatlarında şüalanma hesabına torpaq istiliyi itirir və havadan soyuq olur. Bu zaman havada istiliyi torpağa verməklə soyumağa başlayır. Havanın qızma və soyuma, habelə onun daxilində istiliyin paylanması torpağa nisbətən çox mürəkkəb gedir. Bu prosesləri nəzərdən keçirək.

Torpaqdan havaya istiliyin ötürülməsi müxtəlif ola bilər:

**1. Molekulyar istilik keçirilməsi ilə.** Məlumdur ki, hava çox pis istilik keçiriciliyinə malikdir. Bu yolla onun kiçik yerüstü qatı (bir neçə santimetr) qızır, ona görə də torpaqdan havaya istiliyin yayılmasında molekulyar istilik keçirmə cüzi rol oynayır.

**2. İstilik konveksiyası vasitəsilə.** İstiliyin torpaqdan havaya verilməsində istilik konveksiyası ən mühüm amildir. Ayrı-ayrı hava həcmələrinin şaquli istiqamətdə aparılması **konveksiya** adlanır. Konveksiya üçün lazımı şərait havanın aşağı təbəqələrinin əhəmiyyətli dərəcədə qızmasıdır. İstilik konveksiyası kiçik hava axınlarının, ayrı-ayrı kiçik hava həcmələrinin və burulğanların şaquli istiqamətdə qarmaqarış hərəkəti və ya böyük sürətlə, bəzən 10 m / san və ya daha böyük sürət ilə, aşağıdan yuxarıya istiqamətlənmiş mütəşəkkil böyük hava kütlələrinin güclü axını ola bilər. Quru üzərində istilik konveksiyası torpaq qeyri-bərabər qızdıqda və gündüz saatlarında səth örtüyünün intensiv insolyasiyası zamanı inkişaf edir. Qurunun təbii səthi heç vaxt hamar və bircins olmur. Günəş radiasiyasını müxtəlif miqdarda udan ayrı-ayrı kələ-kötürlüklər maili səthlər yaradır: müxtəlif tərkibli torpaqlar, rəng və rütubət fərqləri də istiliyin qeyri-bərabər paylanması üçün çərait yaradır. Hava bircins olmayan səth ilə təmasda olduqda da qeyri-bərabər qızır. Nəticədə havanın az sıx olan daha isti axınlar yuxarı qalxmağa başlayır, istiliyi az olan axınlar isə əksinə aşağı düşür. Dəniz üzərində konveksiya dəniz səthi üzərindəki havadan isti olduqda mümkündür. Belə hal çox vaxt ilin soyuq dövründə və gecə saatlarında müşahidə edilir. Buna görə də, əgər quruda konveksiyanın inkişafı üçün əlverişli şərait əsasən gündüz yaranırsa, dəniz üzərində konveksiya gecə güclənir

**3. Turbulentlik vasitəsilə.** Ümumi hava axını daxilində ayrıca kiçik hava kütlələrinin qarmaqarışıq hərəkəti **turbulentlik** adlandırılır. Turbulentlik mühitin yüksək hərəkətliliyi ilə əlaqədardır. Hava kələ-kötür səth üzərində hərəkət etdiyi zaman sürtünmə nəticəsində müxtəlif ölçülü burulğanlar yaranır. Burulğanlı hərəkət nəticəsində aşağıda olan hissəciklər yuxarıya qalxır, yuxarıda olanlar isə aşağı düşür. Bundan başqa, burulğanlar hava axını ilə üfüqi

istiqamətdə aparılır. Belə burulğanların formalaşmasına səthin qeyri-bərabər qızması da - yarpaqların, daşların, kiçik təpəciklərin və s-nin qaranlıq və günəş şüaları ilə işıqlandırılmış tərəfləri kömək göstərir. Səth örtüyünün kələ-kötürlüyü və küləyin sürəti böyük olduqca, bir o qədər turbuləntlik intensivdir. Turbuləntlik nəticəsində şaquli istiqamətdə havanın qarışması və istilik mübadiləsi baş verir. Beləliklə, konveksiya və turbuləntlik mübadilə yaradır, bunun nəticəsində istilik həmişə daha isti hava qatlarından az qızmış qatlara doğru aparılır. Şaquli mübadilə həm gündüz həm də gecə müşahidə edilir. Gündüz istilik axını adətən yuxarıya yönəlir və mübadilə intensivliyi ilə fərqlənir, çünki, turbuləntliyə istilik konveksiyası qoşulur. Gecə istilik axını aşağı, torpağa doğru yönəlir və mübadilə zəifləyir, çünki, konveksiya dayanır, turbuləntlik isə küləyin zəifləməsi ilə azalır.

**4. Şüalanma vasitəsilə.** Torpağın uzundağalı şüalanması havanın aşağı qatları tərəfindən udulur və onlar öz növbəsində qonşu qatları şüalandırır, beləliklə, daha yuxarı qatların qızması baş verir. Soyuma dövründə radiasiya axını artıq hava yuxarı qatlarından aşağı, torpağa yönəlir. Bu proses fasiləsizdir, amma onun havanın istiləşməsində rolu çox kiçikdir. Radiasiya axının qiyməti yalnız soyuma dövründə gecə artır, bu zaman turbuləntlik zəifləyir, konveksiya isə olmur, yuxarıda yerləşən qatlar isə aşağı qatlara nisbətən daha isti olur (inversiya zamanı). Adları çəkilən proseslər (molekulyar istilik keçiriciliyi, şüalanma və mübadilə) mahiyyətə fərqlidir, onların istiliyi torpaqdan atmosfərə ötürülmə qiymətləri də müxtəlifdir. Alınan məlumatlar göstərir ki, istilik mübadiləsi ilə əlaqədar istilik ötürülməsi molekulyar istilikkeçiriciliyi ilə bağlı axından təxminən 500.000, şüalanma vasitəsilə axından isə 125 dəfə dəfə çoxdur. Deməli, torpaqdan havaya istilik ötürülməsində turbulənt və konvektiv mübadilə başlıca rol oynayır.

**5. Buxarlanma vasitəsilə** atmosfərə daxil olan su buxar ilə gizli şəkildə istiliyin ötürülməsi böyük əhəmiyyətə malikdir. Su buxarının kondensasiyası zamanı bu gizli istilik azad olur və havanın qızması gedir.

**6. İstilik hava axımları ilə** üfüqi istiqamətdə bir yerdən başqa yerə nəql edilə bilər. Əsasən şaquli istiqamətdə istiliyin aparılması baş verən konveksiyadan fərqli olaraq, bu proses **adveksiya** adlanır,

#### **4. 2. Temperaturu ölçmə vahidləri bölmələri**

Havanın temperaturu torpaqdan 2 m hündürlükdə quraşdırılmış, günəş şüalarının bilavasitə təsirindən mühafizə olunmuş və yaxşı havalandırılan meteoroloji stansiyalarda termometrlərlə ölçülür. Bir çox ölkələrdə temperatur kəmiyyətini qiymətləndirmək üçün Beynəlxalq yüz dərəcəlik şkala ( Selsi şkalası - °C ) istifadə edilir. Bu şkalanın aşağı əsas (reper) nöqtəsi (0°) buzun ərimə nöqtəsinə uyğundur; yuxarı (100°) – normal təzyiqdə (760 mm c.st) suyun qaynama nöqtəsinə uyğun gəlir. İngiltərə və ABŞ-da bu günə qədər Farengeyt şkalasından

(°F) istifadə olunur, bu şkalaya görə buzun ərimə nöqtəsi 32 °F, suyun qaynama nöqtəsi isə 212°F uyğundur. Beləliklə, bütün şkala 180 bərabər hissələrə bölünür, bunlardan hər biri 1°F təşkil edir. Bir şkaladan digərinə keçid aşağıdakı formulalarla aparılır:

$$t^{\circ}\text{C} = 5/9(t^{\circ}\text{F} - 32) \quad (4.1)$$

$$t^{\circ}\text{F} = 9/5 t^{\circ}\text{C} + 32 \quad (4.2)$$

Nəzəri meteorologiyada mütləq temperatur şkalasından (°K) istifadə olunur. Bu şkalaya görə buzun ərimə nöqtəsi (0°) 273<sup>0</sup>K, müvafiq olaraq suyun qaynama nöqtəsi (100<sup>0</sup>C) 373<sup>0</sup>K təşkil edir. Bu şkalaya görə temperatur latın hərfi T ilə işarə edilir.

### 4.3. Havanın isinməsində səth örtüyünün rolu

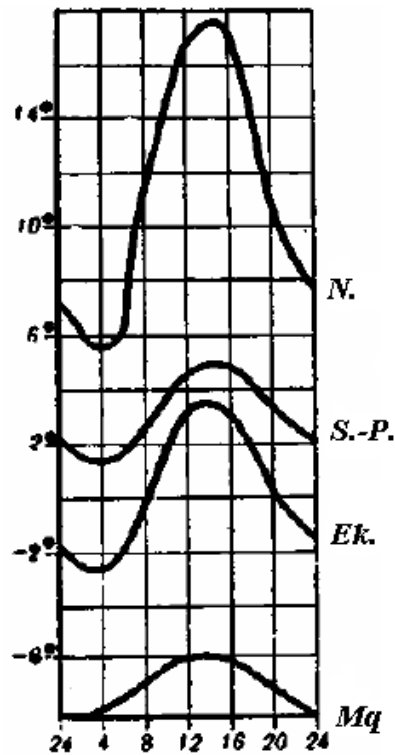
Havanın temperaturuna təsir edən əsas amillərdən biri səth örtüyünün xarakteridir. Quru və suyun səth örtükləri biri-birindən kəskin fərqlənirlər. Onların qızması və soyuması müxtəlif yollarla baş verir, çünki, onlarda istiliyin yayılmasına yardım göstərən proseslər olduqca müxtəlifdir. Temperaturun dəyişməsi müşahidə edilən fəal təbəqə su hövzələrində torpağa nisbətən on dəfə qalındır. Eyni istilik axınında quru səthi su səthindən isti olur, və əksinə, eyni şüalanmada su səthi quru səthinə nisbətən isti olur. Bərk səth örtüyü havaya dərhal əhəmiyyətli miqdarda istilik verir, su istiliyin böyük hissəsini daha dərin qatlara verir, və yalnız onun kiçik bir miqdarını havaya verir. Məsələn, qum aldığı istiliyinin 43%-ni havanın qızmasına, su isə - yalnız cəmi 0,4% verir. Buna görə də, insolyasiyanın üstün olduğu dövrdə, yəni, ilin yay aylarında, və digər mövsümlərdə gündüz, hava quru üzərində su səthinə nisbətən əhəmiyyətli dərəcədə isti olur. Lakin gecə və qışda, səth örtüyü şüalanma hesabına soyuyanda, böyük istilik ehtiyatı olmayan quru səthi əhəmiyyətli dərəcədə soyuyur və yerüstü qatlarda havanı soyudur. Su səthi soyuyaraq daha dərin qatlardan istilik alır. Buna görə də, su üzərinə nisbətən quru üzərində hava soyuq olur. Temperaturun illik gedişində bu fərq xüsusilə güclüdür. Su hövzələri, göllər, dəniz və okeanlar ilin isti dövründə tədricən külli miqdarda istilik toplayır, soyuq aylarda isə onu əhəmiyyətli miqdarda havaya verir. Buna görə də, dəniz sahili ərazilərdə yaz və yay daha sərin, payız və qış isə dənizdən uzaq ərazilərdə daha isti olur. Lakin, yer səthinin bircins olmaması qitə və okeanlara bölünməklə məhdudlaşmır. İş ondadır ki, qitələrdə öz səthlərində bircins deyil.

Məsələn, otlaqlar, səhralar, bataqlıqlar, əkin sahələri, torpaqların müxtəlif tipləri (qum, qaratorpaq və s), habelə yer səthinin kələ-kötür olması səth örtüyünün, həm də eyni zamanda havanın qızması üçün müxtəlif şəraitlər yaradır. Səth örtüyünün xarakterinin havanın temperaturuna təsiri, qalınlığı 1-1,5 m olan kiçik yerüstü hava qatda, xüsusilə, daha aydın özünü biruzə verir. Nazik yerüstü hava qatında yer səthinə sürtünmə hesabına üfüqi hərəkətlər yavaşlayır və torpaq qatları ilə atmosfer arasında turbulent mübadilə güclü surətdə zəifləyir. Bu verilən qatda havanın temperaturunun və digər xüsusiyyətlərinin böyük fərqlərinə gətirib çıxarır. Daha yüksək qatlarda turbulent qarışma havanın temperaturunun və digər xüsusiyyətlərinin, həm

şaquli və həm də üfüqi istiqamətdə bərabərləşməsinə kömək edir. Bu zaman səth örtüyünün xarakterinin və vəziyyətinin fərqləri az təsir göstərir. Buna görə də, meteoroloji stansiyalarda havanın temperaturu ölçülən zaman cihazlar yer səthindən 2 m hündürlükdə yerləşdirilir, yəni bu qatdan yuxarıda səth örtüyünün təsiri özünü kəskin biruzə verir.

#### 4.4. Hava temperaturunun sutkalıq gedişi

Torpağın dövrü dəyişiklikləri havaya ötürülür. Beləliklə, torpaq üstü qatlarda özünü daha aydın göstərən, havanın temperaturunun sutkalıq və illik dəyişməsi meydana gəlir. Bu dəyişmələr əsasən torpaqdakı qanunlara uyğun olaraq atmosferdə yuxarı qatlara yayılır. Yer səthindən uzaqlaşdıqca dəyişmə amplitudlarının azalması və maksimum və minimum temperaturların başlanma vaxtlarının gecikməsi müşahidə edilir. Tədqiqatlar göstərir ki, havanın temperaturu bir maksimum və bir minimum olan sadə sutkalıq gedişə malikdir. Temperaturun maksimumu saat 14-15-də, yəni torpaq səthinə nisbətən 1-2 saat sonra, minimum isə - günəş çıxmamışdan qabaq müşahidə edilir. Havanın temperaturunun sutkalıq dəyişmələrinin amplitudası, həmişə torpağın sutkalıq dəyişmələrinin amplitudasından kiçikdir və bir sıra amillərdən asılıdır:



Şəkil 4.1. Sutkalıq temperatur gedişinin enlikdən asılılığı

N. —Nukus, S.-P. — Sankt-Peterburq, Ek. — Ekatrınburq,

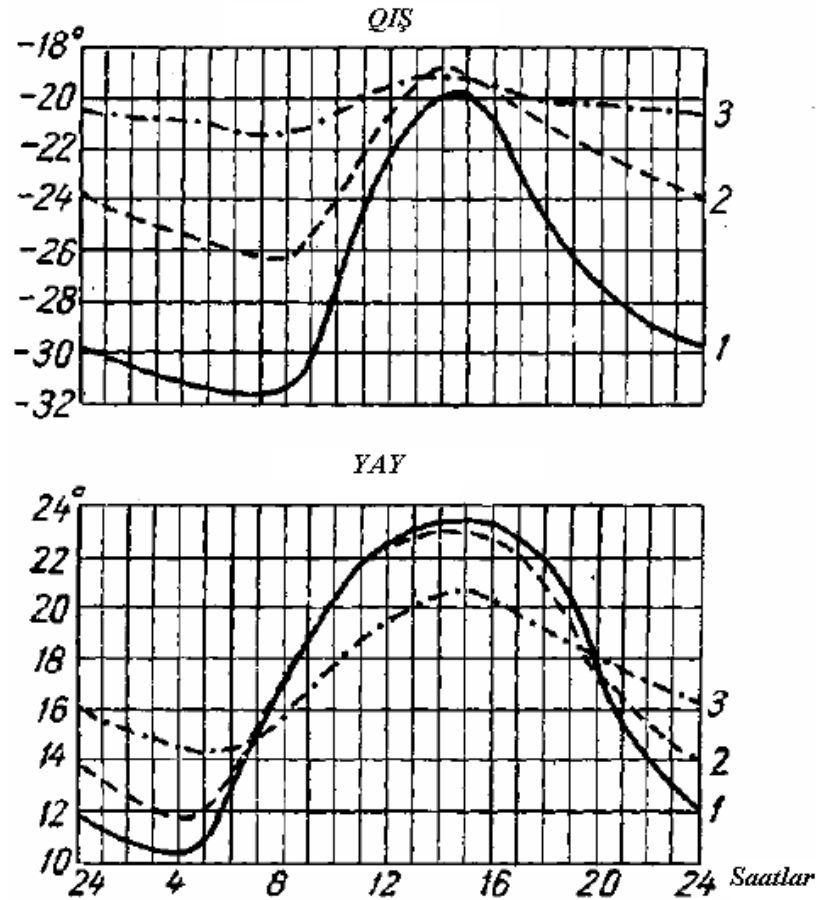
Mq — Melkaya Quba

**1.Enlikdən.** Havanın temperaturunun sutkalıq dəyişmələrinin amplitudasının qiyməti ilk növbədə günəşin günorta hündürlüyünün dəyişməsi ilə müəyyən olunur, o enlik artdıqca azalır.



Ona görə temperaturun sutkalıq dəyişmələrinin amplitudası enlik artdıqca azalır. Ən böyük amplitudalar subtropik enliklərdə (xüsusilə səhralarda) ən kiçik - qütb sahələrində müşahidə olunur. İl ərzində tropiklərdə orta hesabla amplituda  $12^{\circ}$  yaxın, mülayim enliklərdə -  $8 - 9^{\circ}$ , Qütb dairəsində  $-3-4^{\circ}$ , qütbə-  $1 - 2^{\circ}$  təşkil edir. Şəkil 4.1-də Nukusda, Amu-Dəryada ( $\varphi = 42^{\circ} 27'$ ), Ekaterinburqda ( $56^{\circ}$ ), Sankt-Peterburqda ( $\varphi = 60^{\circ}$ ) və Melkiy Qubada ( $\varphi = 44^{\circ}$ ) havanın temperaturunun sutkalıq dəyişmələrinin ayrıları verilmişdir.

**2. Fəsildən.** Mülayim və yüksək enliklərdə günəşin günorta hündürlüyü il ərzində çox dəyişir. Bununla əlaqədar olaraq, müxtəlif enliklərdə temperaturun sutkalıq dəyişmələrinin amplitudasının ilin fəsilindən asılılığı meydana çıxır. Qütb ərəzilərinə qışda (qütb gecəsində)



**Şəkil 4.2. Vadi(1), yüksəklik (2) və dağ (3) üçün havanın temperaturunun sutkalıq gedişi**

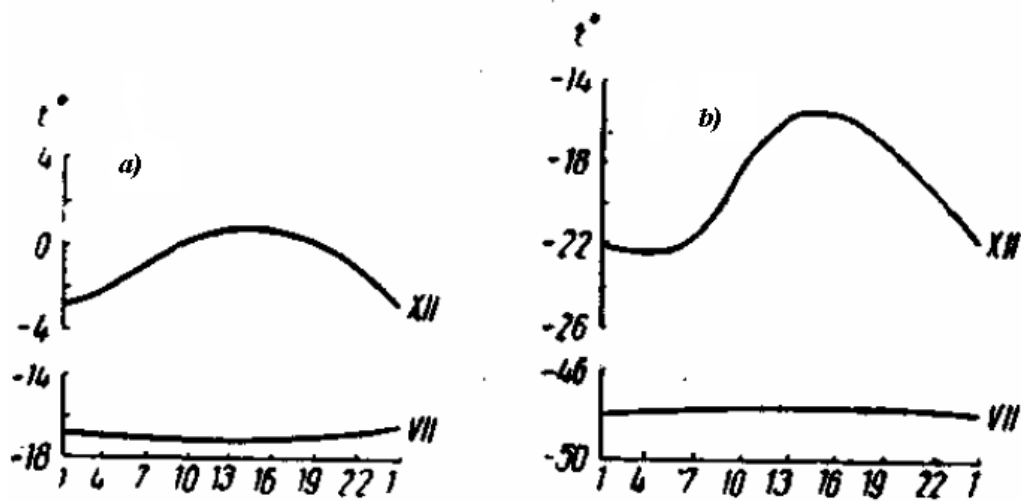
sutkalıq dəyişmələr olmur, yayda çox kiçikdir (qütb gündüzü)  $1^{\circ}$ -lik amplituda ilə, amma yaz və payızda (gecə və gündüz dəyişməsi zamanı) amplitudalar əhəmiyyətli dərəcədə böyükdür. Məsələn, bu zaman Dikson adasında amplituda  $5-6^{\circ}$  çatır. Mülayim enliklərdə kiçik amplitudalar qışda ( $2 - 4^{\circ}$ ), ən böyük - yayın əvvəlində ( $8 - 12^{\circ}$ ) müşahidə olunur. Tropik enliklərdə sutkalıq dəyişmələrinin amplitudası il ərzində az dəyişir. Kontinental tropik ərəzilərdə, xüsusilə səhralarda, amplituda çox böyükdür ( $20-22^{\circ}$  qədər).

**3.Relyefdən.** İlk dəfə A.İ. Voeykov qeyd etdiyi kimi, havanın temperaturunun sutkalıq gedişinə relyef böyük təsir göstərir. Qabarıq relyef (təpə, dağ, yüksəklik) sutkalıq dəyişmələrinin amplitudasını azaldır, çökək (çuxur, vadi, yarğan) relyef isə artırır (şəkil 4.2). Bu onunla izah edilir ki, yüksək yerlərdə yer səthinin havanın temperaturuna təsiri böyük olmur, çünki, hava torpaqla təmasda kiçik səthə malikdir, və bundan başqa burada yer üstü hava qatının yuxarıda yerləşən qatlarla sərbəst mübadiləsi baş verir. Gündüz yüksəkliyə hələ tam qızmamış havanın yeni payları fasiləsiz olaraq axıb gəlir, bu isə havanın qızmasını azaldır. Gecə isə soyumuş hava, daha ağır kimi, yamaclar boyunca aşağı axaraq, yerini yuxarı qatlardan axıb gələn daha isti havaya verir, bu isə soyumanı azaldır. Alçaq yerlərdə gündüz hava dərənin dibi və yamaclarla təmasda olduğundan güclü qızır. Gecə dib və yamaclar soyuyur və soyumuş, buna görə də daha sıx hava aşağı axır. Həm gündüz və aydındır ki, həm də gecə çökəkdə külək zəiflədiyi üçün dərənin havasının ətraf mühitlə mübadiləsi çox yavaş gedir. Bütün bunlar düz yerlə müqayisədə gündüz havanın qızmasını, gecə isə onun soyumasını artırır.

**4. Səth örtüyünün xarakterindən.** Havanın qızma şəraitində ən kəskin fərq quru və su səthi üzərində müşahidə edilir. Havanın temperaturunun sutkalıq dəyişmələrinin amplitudası su səthi üzərində quruya nisbətən azdır. Bu bir tərəfdən suyun temperaturunun və onun üzərində olan havanın sutka ərzində az dəyişməsi ilə, digər tərəfdən quruya nisbətən su üzərində küləyin sürətinin yüksək olması sayəsində havanın qarışması daha böyük yüksəkliklərə qədər getməsi ilə izah edilir. Okeanlar üzərində havanın maksimal temperaturu suyun səthindəkinə nisbətən yüksəkdir və 2-3 saat tez, yəni saat 12,5-də müşahidə edilir. A. İ.Voeikov hesab etdi ki, hava okean üzərində daha çox günəş şüalarından qızır. Okeanların üzərində havanın temperaturunun sutkalıq dəyişmələrinin amplitudası cəmi 1 - 1,5° təşkil edir. Sahildən qitənin daxilinə uzaqlaşdıqca amplituda tədricən artaraq, 15-20° və daha böyük olur. Quruda səth örtüyünün xarakterindəki fərqlər havanın temperaturunun sutkalıq gedişinin amplitudasına təsir göstərir. Rütubətli yerlərdə (bitkilərlə, bataqlıqlarla) temperaturun sutkalıq gedişi hamarlanmışdır, amplitudalar həmişə azalmışdır. Əksinə, çöllərdə və səhralarda (quru havada) amplitudalar yüksəkdir. Havanın temperaturunun sutkalıq dəyişmələrinin amplitudası qumsal torpaqlar üzərində gilliyə nisbətən böyükdür, tünd və boş torpaqların üzərində isə açıq və sıx torpaqlara nisbətən yüksəkdir.

**5. Buludluqdan.** Buludlu günlərdə temperaturun sutkalıq dəyişmələrinin amplitudası, aydın günlərə nisbətən kiçikdir. Gündüz buludlar düz günəş radiasiyanı saxlayır, gecə isə effektiv şüalanmanı azaldır, yəni yer səthinin istilik itkisinin qarşısını alır. Ümumiyyətlə, hava şəraitindən asılı olaraq temperaturun sutkalıq gedişi tamamilə təhrif oluna bilər. Buna görə də verilən ərazidə ayrıca günlərə görə sutkalıq dəyişmələrin xarakteri barədə nəticə çıxarmaq olmaz.

**6. Torpağın səthi üzərində hündürlükdən.** Bütün deyilənlər torpaqdan 2 m hündürlükdə (standart meteoroloji müşahidələrin hündürlüyüdür) temperaturun sutkalıq gedişinə aiddir. Temperatur dəyişmələrinin yayılma qanunlarına müvafiq olaraq, yer səthində onlar ən kəskin biruzə verir, torpaq səthi üzərində hündürlük artdıqca, dəyişmələrin amplitudası azalır və eyni zamanda tərəddüd fazalarında yerdəyişmə baş verir, yəni, maksimum və minimumun müşahidə vaxtları gecikir. Qışda sutkalıq dəyişmələr 0,5 km hündürlükdə sönür, yayda həтта 1,5-2 km hündürlükdə də müşahidə edilir. Bu dəyişikliklər səth örtüyünün təsiri ilə əlaqədardır. Böyük yüksəkliklərdə də amplitudası 1-2 ° qədər olan temperaturun sutkalıq dəyişmələri müşahidə edilir, lakin onlar müstəqil xarakterə malikdirlər və əsasən şüa axınının istiliyinin dəyişməsi ilə əlaqədardır.

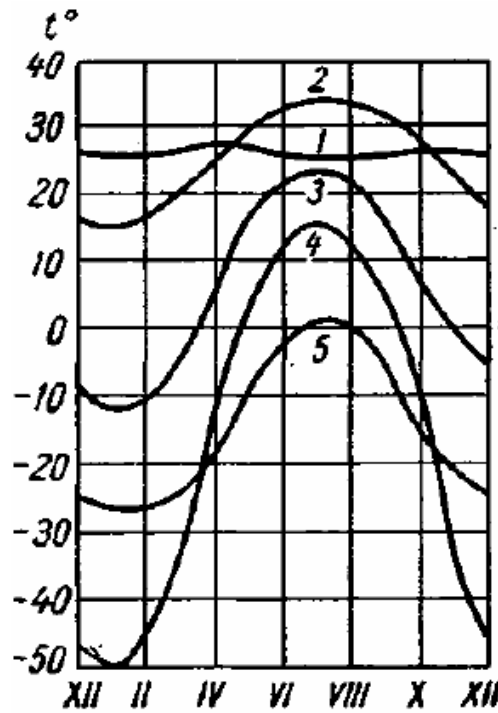


**Şəkil 4.3. Mirny (a) və Pionerskiy (b) stansiyalarında dekabr və iyul aylarında havanın orta temperaturunun sutkalıq gedişi**

Havanın temperaturunun sutkalıq gedişinə yerli şəraitlərin böyük təsiri Antarktida temperaturunun sutkalıq gedişi misalından aydın görünür. Axın küləklərinə məruz qalan sahil stansiyalarında (məsələn, Mirny) qış vaxtı temperaturun əks sutkalıq gedişi meydana çıxır, yəni minimum temperatur gecə deyil, günorta saatlarında müşahidə olunur (şəkil 4.3). Bu onunla izah edilir ki, gecə axın küləkləri ən böyük sürətə çatır, bunun sayəsində yerüstü inversiya qatı intensiv dağılır, daha soyuq qatlar yuxarıdakı daha isti qatlarla qarışır və qitəyə nisbətən çox isinir. Axın küləklərinin təsirindən kənarında yerləşən stansiyalarda və ya qitənin daxilində (məsələn, Pionerskiy) belə hadisə müşahidə olunmur. Yay aylarında, yəni günəşin görünməsi ilə havanın temperaturunun sutkalıq gedişi normal olur, yəni bir maksimum saat 15-16-da və bir minimum gecə yarısından sonra müşahidə edilir. Sutkalıq gedişin amplitudası qitənin daxilində getdikcə artır: Mirny st.-da amplituda 2°, Pionerskaya st.-da isə 6° yaxındır.

#### **4.5. Havanın temperaturunun illik gedişi**

Havanın temperaturunun illik gedişi, digər meteoroloji elementlərdə olduğu kimi, orta aylıq temperatur dəyişikliyi ümumi şəkildə göstərir. Ən isti və ən soyuq ayın orta temperaturu arasındakı fərq **illik dəyişmələrin amplitudası** adlanır. Qitədə illik gedişdə maksimum temperatur iyulda, minimum isə yanvarda müşahidə edilir. Okeanlarda və qitələrin sahillərində maksimum və minimum temperaturların gecikməsi müşahidə olunur. Burada maksimum avqustda, minimum isə fevral-mart ayları üçün xarakterikdir. Temperaturun illik gedişi: günəş radiasiyasının və yerin şüalanmasının gedişi ilə bağlıdır və ilk növbədə enlik ilə müəyyən edilir. Illik amplitudanın ən kiçik qiyməti il ərzində günəşin istilik axını demək olar ki, dəyişməz olan ekvatorial zonada müşahidə edilir. Enliklər yüksəldikcə qış və yayda istiliyin gəlmə şəraitləri daha da fərqlənir və illik amplituda artaraq, qütb enliklərində ən böyük qiymətə çatır. Şəkil 4.4-də müxtəlif enliklərdə temperaturun illik gedişinin əyriləri göstərilir.



**Şəkil 4.4. Müxtəlif enliklərdə temperaturun illik gedişinin**

1 —  $\varphi = 6^{\circ}11'$  cn.en., 2 — Assuan,  $\varphi = 24^{\circ}02'$ , 3 — Saratov,  $\varphi = 51^{\circ}32'$ ,  
4 — Verxoyansk,  $\varphi = 67^{\circ}49'$ , 5 — Traurenberq,  $\varphi = 80^{\circ}$  şm.

**1. Ekvatorial tip.** Ekvatorial ərazilərdə temperaturun iki maksimumu: yaz və payız gecə-gündüz bərabərliyindən sonra, bu zaman günəş maksimum hündürlükdə ( $90^{\circ}$ ) olur və iki minimum — qış və yay gün dönümündə, günəş ən aşağı hündürlükdə ( $66,5^{\circ}$ ) olduqda müşahidə edilir. Burada amplituda kiçikdir: okeanlar üzərində  $1^{\circ}$ -yə yaxın, qitələr üzərində  $5-10^{\circ}$ .

**2. Tropik tip.** Tropik ərazilərdə bir maksimum, yay gündönümündən və bir minimum, qış gündönümündən sonra müşahidə edilir. İllik amplituda kiçikdir, lakin ekvatorial qurşağa nisbətən böyükdür. Qitələrdə o, 10-20°, dəniz məntəqələrində — 5°-yə yaxındır.

**3. Mülayim qurşaq tipi.** Mülayim enliklərdə temperaturun illik gedişində bir maksimum, yay gündönümündən sonra və bir minimum, qış gündönümündən sonra müşahidə edilir. Quruda ən isti ay iyul, dəniz və sahillərdə avqust; quruda ən soyuq ay yanvar, dəniz məntəqələrində fevraldır. Enlik artdıqca və eləcə də dənizlərin və okeanların sahillərindən uzaqlaşdıqca illik amplituda da artır. Sahillərdə o 10 °-ə çatır, qitənin daxilində — 40-50° qədər, bəzi hallarda 60 ° və ya daha çox olur. Məsələn, Yakutskda iyulun orta temperaturu +19°, yanvarın 43,5°, illik amplituda 62,5°-dir.

**4. Havanın temperaturunun illik gedişinin qütb tipi** davamiyyətli soyuq qış və sərin, qısa yay ilə xarakterizə olunur. İllik amplituda böyükdür 26 ° və daha çox, qitədə bəzi yerlərdə 65° qədər (məsələn, Verxoyanskda iyulun orta temperaturu +15,1°, yanvarın - 50,1°). Şimal yarımkürəsində quruda ən isti ay - iyul, sahillərdə - iyul və ya avqustdur. Quruda ən soyuq ay -yanvar, sahillərdə - fevral və ya martdır. Havanın temperaturun illik gedişini orta aylıq qiymətlərinə görə deyil, qısa zaman müddətinə görə götürsək, məsələn, beş günlük müddət üçün, onda aşkar olur ki, orta və yuxarı enliklərdə hamar illik gediş pozulur. İllik gedişin belə pozuntuları və ya "təlatümü", temperaturun müvəqqəti enməsidir, yəni temperaturun yaz artımı dövründə soyuqların geri qayıtması və temperaturun payızda aşağı düşmə dövründə istilərin geri qayıtmasıdır. Belə pozuntular ilbəl təkrarlanır. Avropada özünü göstərən ən kəskin pozuntular may və iyunun ortalarında soyuqların və sentyabrın sonunda və ya oktyabrın əvvəllərində istilərin geri qayıtmasıdır. Bütün bu pozuntular müxtəlif mənşəli hava kütlələrinin biri-birini əvəz etməsi ilə meydana çıxır. Xüsusilə, Avropada soyuqların geri qayıtması arktik hava kütlələrinin mülayim dəniz havasının gəlməsi ilə əlaqədardır. İstilərin geri qayıtması tropik hava kütlələrinin daxil olması ilə bağlıdır.

#### **4.6. Havanın temperaturuna bitki örtüyünün təsiri**

Bitki örtüyünün temperatura təsiri çox böyükdür. Təbii ki, bu təsir torpaq üzərində olan havanın temperatur rejiminə şamil edilir. Bitki örtüyü olmadıqda fəal səth torpağın səthi olur. O şüa enerjisini udur və şüalandırır, ondan hava qızır və soyuyur. Bitki örtüyü olduqda günəş radiasiyasının əhəmiyyətli hissəsi, bitkilərin böyük sıxlığında isə demək olar ki, bütün radiasiya yarpaqlar tərəfindən udulur. Bu halda fəal səth bitki örtüyünün səthidir. Bu səthdən yuxarıda və aşağıda temperatur gündüzlər azalır, gecələr isə artır. Yalnız şaquli gövdədən ibarət, sıxlığı az olan örtükdə günəş radiasiyasının bir hissəsi örtüyün daxilinə və hətta torpaq səthinə qədər nüfuz edir. Gecə havanın ən böyük soyuması bitki örtüyünün xarici səthində baş verir. Seyrək örtükdə soyumuş hava qismən aşağı enir və yalnız elə hündürlükdə qalır ki, orada sıx yarpaq örtüyü

olsun. Buna görə də, bu halda fəal qat bitkilərin xarici səthində deyil, bir qədər aşağıda (onun  $\frac{2}{3}$  hissəsinin hündürlüyündə) yerləşir. Beləki, bitki örtüyü böyük istilik həcminə malikdir və bundan başqa günəş enerjisinin bir hissəsi fizioloji proseslərə sərf olunur, ona görə də bitki örtüyü üzərində hava gündüz qızır, gecə isə çılpaq torpağa nisbətən az soyuyur.

Meşə havanın temperaturuna böyük təsir göstərir. Meşədə maksimal və minimal temperaturlar ağacların tacının səthində və ya yarpaqların sıxlığı az olduqda, ondan aşağıda müşahidə olunur. Buradan aydın olur ki, ən böyük sutkalıq amplitudalar tac səthi üzərində müşahidə edilir, bundan yuxarı və aşağı bu qiymət azalır. Ağacların çətiri altında və açıq yerdə, çəmən və açıq sahələrdə havanın temperaturu üzərində aparılmış çoxsaylı müşahidələr göstərir ki, meşədə orta temperatur açıq sahəyə nisbətən aşağıdır. Meşə temperatur dəyişmələrini bir qədər tarzlayır, onların gündüz maksimumlarını aşağı salır və gecə minimumlarını artırır. Orta hesabla meşədə sutkalıq amplitudalar açıq sahəyə nisbətən  $2^{\circ}\text{C}$  aşağıdır. Aydın yay günlərində səhər saatlarında meşədə açıq sahəyə nisbətən  $3-5^{\circ}$  soyuqdur, axşama meşə isti olur. Qeyd etmək lazımdır ki, meşə və çəmən arasındakı temperatur fərqi, adətən, meşə və açıq sahə arasındakı fərqdən böyükdür. Bu onunla izah edilir ki, çəmən relyefin çökək sahəsində olduğu kimi, burada gecə soyuq hava toplanır, gündüz isə ərazi qorunduğu və ətrafdakı hava ilə mübadilə olmadığı üçün daha güclü qızır. Bitkilərin suyu buxarlandırması havanın temperaturunu əhəmiyyətli dərəcədə aşağı salır, bu, ən yaxşı səhrada olan oazisdə özünü göstərir. Məsələn, S.A. Sapojnikovaya görə, səhra və suvarılan oazislərdəki havanın orta temperaturları apreldə  $0,6^{\circ}$  və iyunda  $3,1^{\circ}$  fərqlənir. Oazislərdə sutkalıq temperatur tərəddüdləridə tarazlaşır.

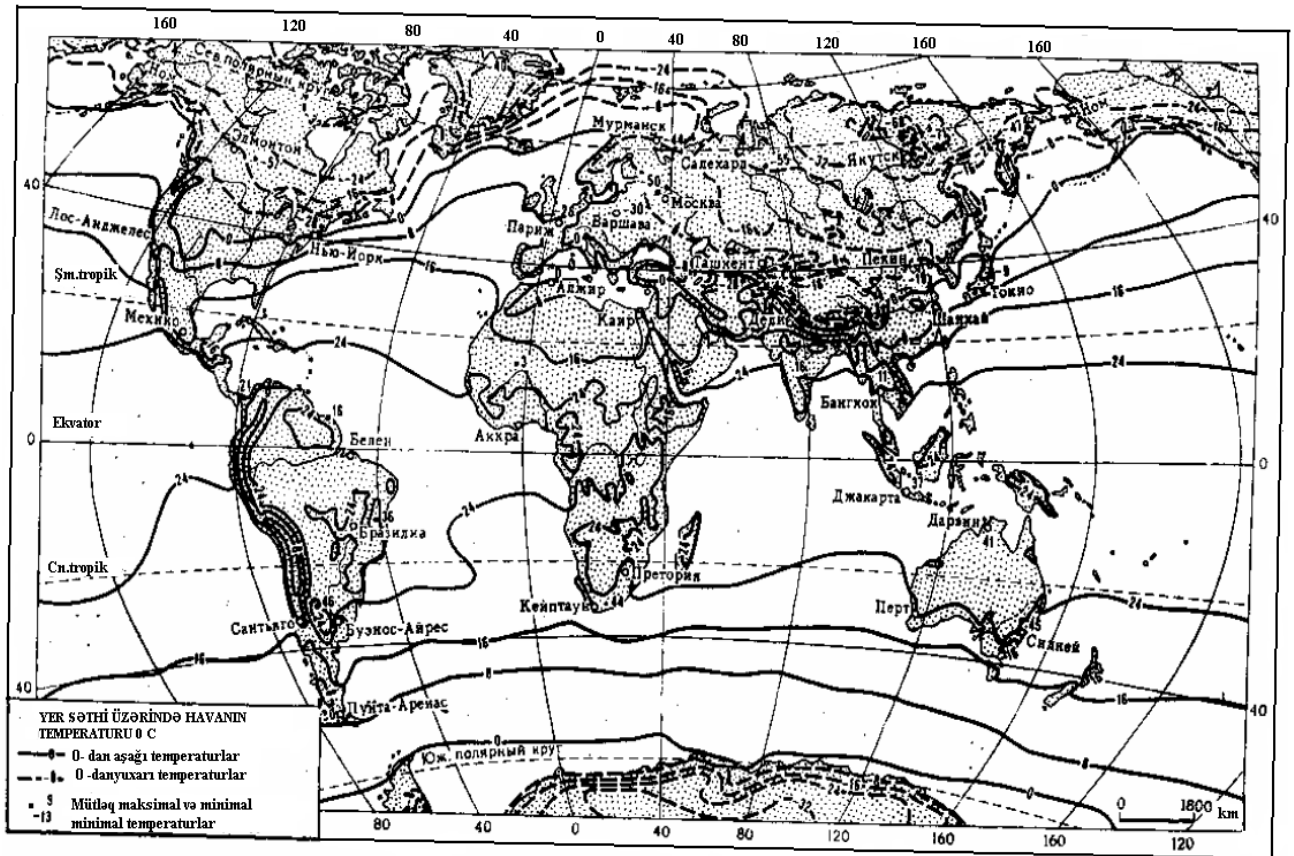
Şəhərin istilik rejimi digərlərindən çox fərqlidir. Zəif turbulent mübadilə və körpü və binaların divarlarının istilik verməsi nəticəsində temperatur ətraf ərazilərlə müqayisədə burada həmişə yuxarıdır. Bu fərq axşam daha böyükdür, bu zaman gündüz qızmış binalar öz istiliyini tədricən havaya verir. Yayda şəhərin havasının temperaturunun artmasına səbəb, həm də odur ki, buxarlanmaya sərf olunan istilik azdır və səth örtüyü (damlar, körpülər, səkilər) istiliyin çox hissəsini havaya verir. Qışda havanın temperaturunun artmasına səbəb, effektiv şüalanmanı azaldan, havaya çoxlu miqdarda his və tüstünün atılması nəticəsində əmələ gələn atmosferin bulanıqlığıdır. Bütün bu xüsusiyyətlər şəhərlərdə havanın orta illik temperaturunun ətraf ərazilərdən  $0,5 - 1^{\circ}$  üstün olmasına gətirib çıxarır. Şəhər nə qədər iridirsə və tikililəri çoxdursa, ətraf ərazilərlə müqayisədə onun temperaturu bir o qədər yüksək olur.

#### **4.7. Yer üstü hava qatında temperaturun coğrafi paylanması.**

Əgər yer səthi hər yerdə bircins, atmosfer isə hərəkətsiz olsa idi, onda yer kürəsinin istənilən yerində havanın temperaturu yalnız gələn günəş radiasiyasının miqdarı ilə müəyyən edilərdi və enlikdən asılı olardı. Ekvatorda ən böyük qiymətə malik olan havanın temperaturu

qütbə doğru tədricən azalardı. Amma biz bilirik ki, yerin səthi çox qeyricinsdir və atmosferdə qızmış çox isti havanı bir yerdən istilik az olan yerə daşıyan güclü hava axınları (okeanlar da isə dəniz axınları) mövcuddur. Buna görə də yer səthində temperaturun paylanması da çox mürəkkəbdir. Böyük bir ərazidə temperaturun paylanmasını əyani olaraq izoterm xəritələrinin köməkliyi ilə görə bilərik.

**Izotermilər** - verilən anda xəritədə eyni temperaturu olan məntəqələri və ya müəyyən zaman intervalına, məsələn, ay və ya ilə görə ortalaşdırılmış temperaturları birləşdirən xətlərdir. Lakin, nəzərdə saxlamaq lazımdır ki, məntəqələr dəniz səviyyəsindən müxtəlif yüksəkliklərdə yerləşir, deməli, bilavasitə ölçülmə yolu ilə alınmış məlumatlar öz aralarında müqayisə edilə bilməz, çünki, havanın temperaturu hündürlük boyu azalır. Buna görə də izotermilər keçirilən zaman temperaturların qiymətləri eyni səviyyəyə, yəni, dəniz səviyyəsinə gətirilir. Bununla da müşahidə yerinin hündürlüyünün temperatura təsiri aradan qaldırılır. Eyni zamanda qəbul edilir ki, temperatur hər 100 m yüksəklikdə orta hesabla  $0,6^{\circ}$  aşağı düşür. Məsələn, əgər 600 m yüksəklikdə yerləşən məntəqədə temperatur  $12,0^{\circ}$ -sə, onda xəritədə bu məntəqə  $12,0 + 0,6 \cdot 6 = 15,6^{\circ}$  temperatur ilə qeyd olunacaq. Dəqiqlik dərəcəsinə asılı olaraq izotermilər 1, 2, 4, 5, bəzən  $10^{\circ}$ -dən bir keçirilir. Izoterm xəritələrinə görə yer səthində hər bir məntəqənin orta temperaturunu müəyyən etmək olar. Bu müntəzəm meteoroloji müşahidələr aparılmayan, yəni müşahidə məlumatları olmayan yerlərin iqliminin təsviri üçün xüsusilə vacibdir. Şəkil 4.5 və 4.6-da yanvar və iyul aylarının izoterm və xəritələri verilmişdir. Yanvar izotermilərini (şəkil 4.5) paylanmasına görə aşağıdakı xüsusiyyətləri qeyd etmək lazımdır. Şimal yarımkürəsində, Cənub nisbətən, izotermilər daha sıxdır, həm də sıxlaşma xüsusilə qitələrdə daha çox gözə çarpır. Cənub yarımkürəsində izoterm rəvan gedir, demək olar ki, enlik istiqamətində, şimal yarımkürəsində isə onlar çox əyri-üyrüdür, qitələr üzərində kəskin cənuba və okeanlar üzərində şimala əyilir. Təyin edilmiş fərqlərin səbəbi quru və suyun qeyri-bərabər soyumasıdır. Əgər yanvarda Şimal yarımkürəsində quru suya nisbətən güclü soyuyursa, onda Cənubi yarımkürəsində əksinə, quru su səthinə nisbətən daha istidir. Beləki, Cənubi yarımkürəsi üçün yanvar - yay ayıdır. İzotermilərin sıxlığı okeanlardan fərqli olaraq quru üzərində temperaturun kəskin dəyişməsinə işarədir. Atlantik okeanı üzərində izotermilər şimal qütbünə doğru xüsusilə kəskin əyilir, bu Avropanın qərb sahillərini yuyan Holfstrim və Sakit okeanda Kuro-Sivo dəniz cərəyanlarının istilik rolunun artması ilə əlaqədardır.

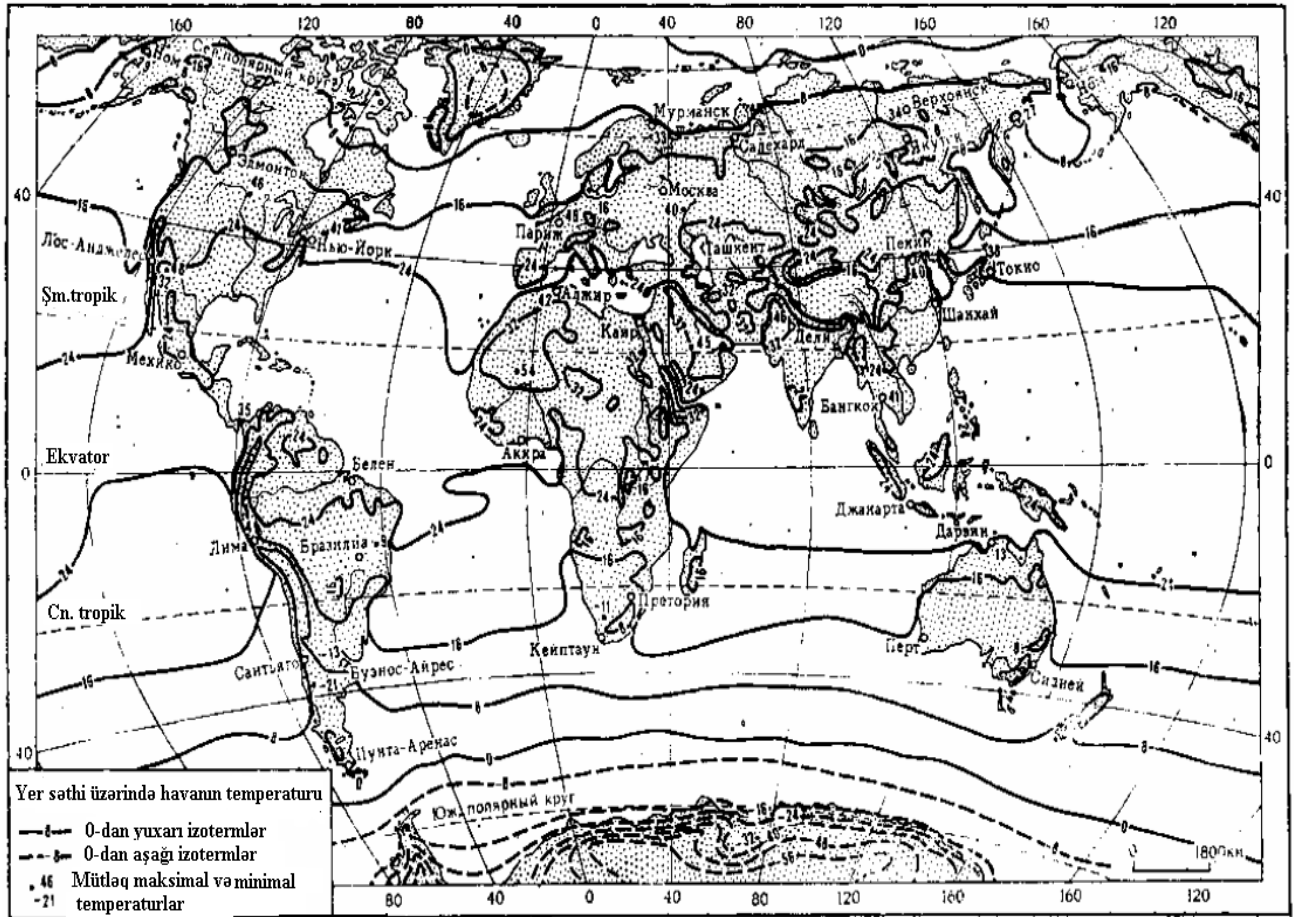


Şəkil 4.5. Yanvar izotermələrinin xəritəsi

Izotermələrin gedişi keçmiş SSRİ-nin Avropa ərazisi üçün də xarakterikdir. Yer kürəsinin bu hissəsində onlar demək olar ki, meridional xarakter alır. Burada temperatur nəinki şimal, həm də qərbdən şərqə istiqamətində də azalır. Ən yüksək orta temperaturlar (28-30°) ekvatorun yaxınlığında müşahidə olunur. Cənub yarımkürəsində Cənubi Amerika, Cənubi Afrika və Mərkəzi Avstraliyada temperaturu 28-32° olan qapalı isothermlər sahələri seçilir. Ən aşağı temperaturlar (orta temperatur - 40°) Asiyanın şimal-şərqində Yakutiya (Rusiya), Verxoyansk və Oymiyakon (orta temperatur - 48°) rayonlarında və Qrenlandiya üzərində müşahidə edilir. Burada soyuqluq qütbləri adlanan, qapalı isothermlərlə sərhədlənən sahələr ayrılır. Xarakterik odur ki, hər iki sahə coğrafi qütblərdən cənubda yerləşir. Bu, bir daha təsdiqləyir ki, coğrafi enlik havanın temperaturunu müəyyən edən yeganə amil deyil. Temperaturun azalması bu halda, fiziki-coğrafi amillərin təsirinin nəticəsidir. Yakut soyuqluq qütübü çökəklikdə yerləşir, buraya şimaldan soyuq hava axır və qış dövründə hər hansı bir güclü küləklərin olmamasından durğun qalır. Qrenland soyuqluq qütübü yaranmasına görə yüksək dağlıq buz yaylasının böyük albedosuna borcludur. Cənubi yarımkürəsində ən aşağı temperaturlar Antarktikada, Pioner stansiyasında (orta temperatur - 22,7°) müşahidə olunur. Şəkil 4.6-da iyul izotermələri xəritəsi verilir. Xəritədən görüldüyü kimi, Şimal yarımkürəsində bu zaman izotermələr yanvarda olduğundan daha seyrək yerləşir, deməli, qısa nisbətən cənub və şimal arasında yayda temperatur fərqi kiçikdir. Şimal yarımkürəsində okeanlara nisbətən yayda temperatur yüksək



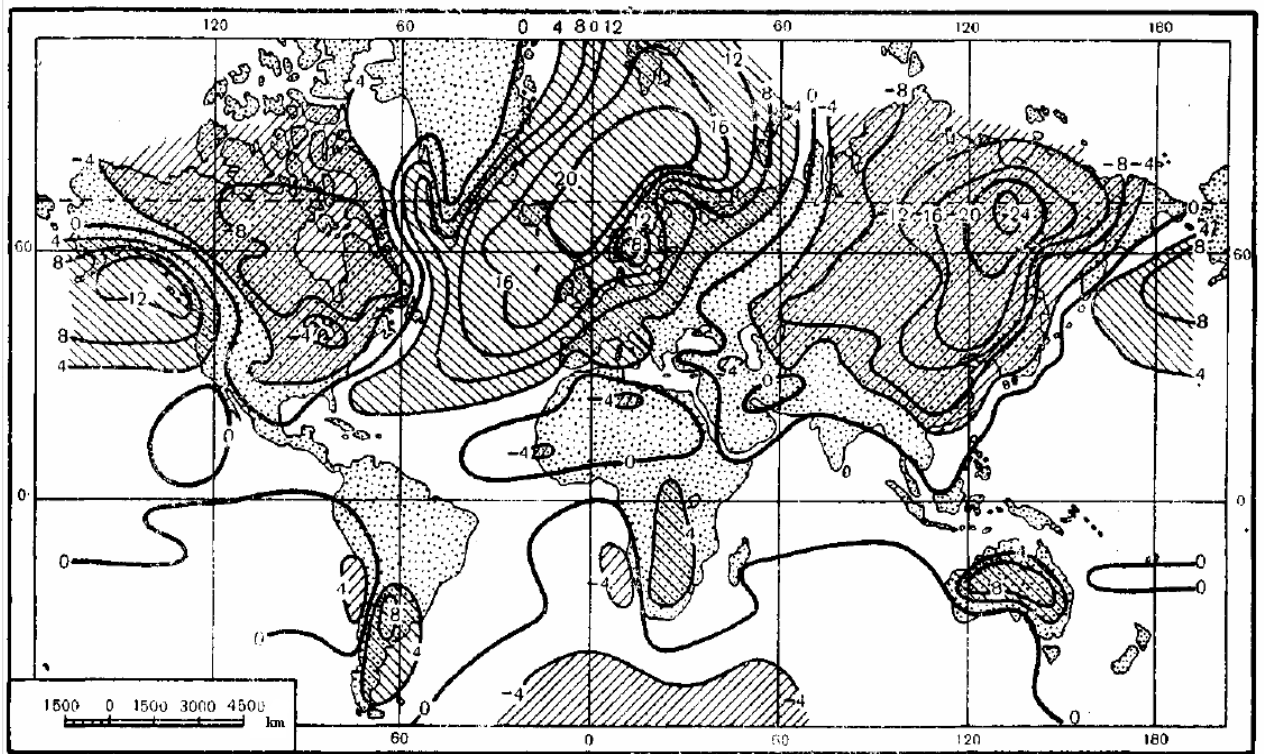
olduğu üçün izotermlər qitələr üzərində şimala əyilir. Cənubi Amerika və Afrikanın qərb sahillərində okeanlar üzərində izotermlərin şimala əyilməsi soyuq cərəyanların təsiri ilə izah edilir. Ən yüksək temperaturlar (orta temperatur 30-35°) Şimal yarımkürəsində, tropik qurşqda yerləşən qapalı sahələrdə müşahidə olunur. Şimal yarımkürəsində ən aşağı temperaturlar (0°-yə yaxın) qütb ətrafında müşahidə edilir. qeyd etmək lazımdır ki, coğrafi ekvator nə qışda, nə də yayda yer üzündə ən isti yer deyil. Əgər hər bir meridian üzərində maksimal orta illik temperaturları qetd etsək və onları xətlərlə birləşdirsək, onda **termiki ekvatoru** alarıq. O, təxminən 10° şimal enliyi yaxınlığından, düzgün olmayan xətlə uzanır. Yayda termiki ekvator şimala (20°-ci enliyin yaxınlığından) hərəkət edir, qışda isə coğrafi ekvatora (6-10 °) çox yaxındır, lakin, həmişə Şimal yarımkürəsində qalır. Bu onunla izah edilir ki, Şimal yarımkürəsində geniş qitələr yerləşir, onlar Cənub yarımkürəsindəki okeanlara nisbətən daha güclü qızır. Yakutiya, Antarktikada və Qrenlandiyada yer üzərində (səthdən 2 m hündürlükdə) müşahidə edilən ən aşağı temperaturlar — 60°-dən aşağı enirdi. Cənubi yarımkürəsində qış olan



Şəkil 4.6. İyul izotermlərinin xəritəsi

vaxtı ən aşağı temperaturlar Antarktikada müşahidə edilmişdir: Pioner stansiyasında orta aylıq temperatur - 48,3°-dir, Vostok-1 stansiyasında isə -58,0°-dir. Ekstremal temperaturlar – mütləq

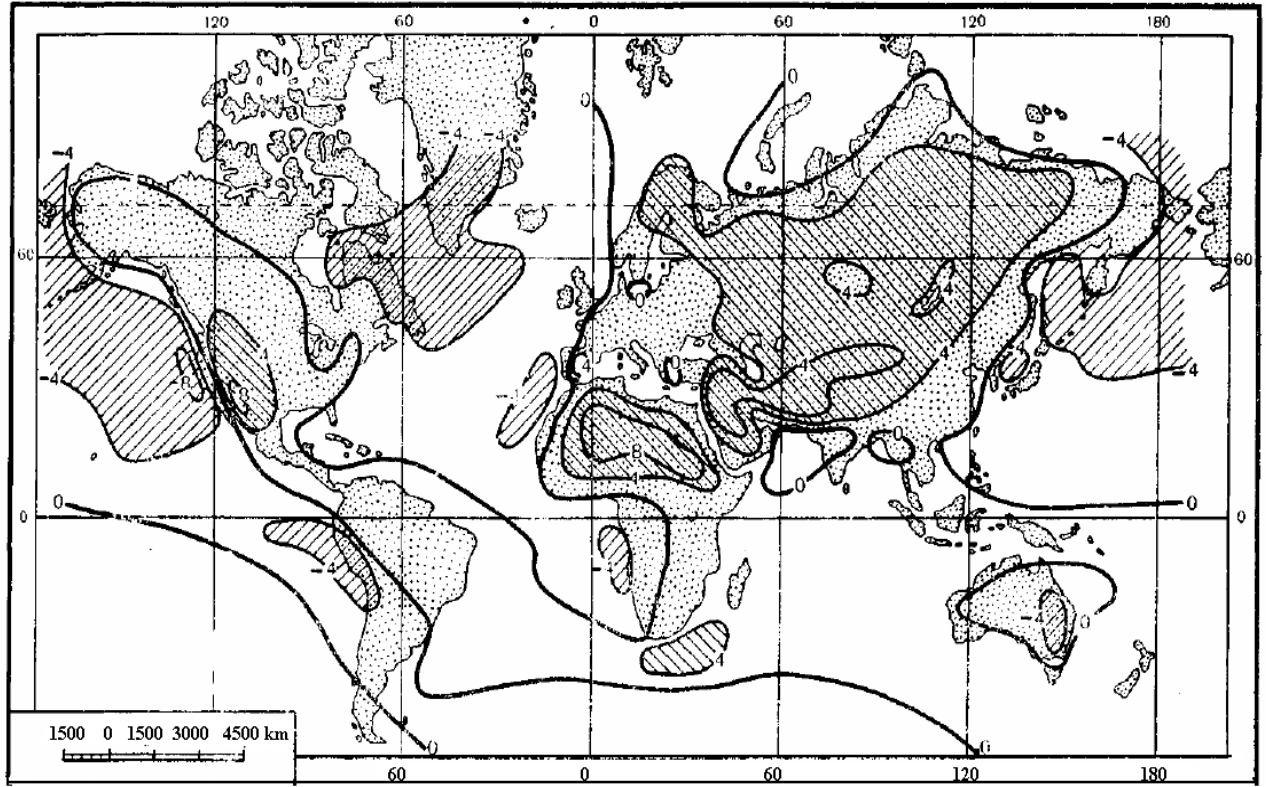
minimumlar - Yakutiya qeyd edilmişdir: Verxoyanskda- 68° və Oymiyakon -71°. 1958-ci ildə Antarktikada Vostok-1 stansiyasında —73°, Vostok stansiyasında isə —87,4° temperatur müşahidə edilmişdir. Ən yüksək temperaturlar (50°-dən yuxarı) isti tropik qurşağın səhralarında (şm.enliyində 15 dən 40 °) müşahidə olunur. Ekstremal temperaturlar – mütləq maksimumlar - Kaliforniyada (Ölüm Vadisi), Cənubi İranda və Tripolidə qeyd edilmişdir və 58° yaxın təşkil edirdi. İzoterm xəritələrindən, yer səthində temperaturların çox qeyri-bərabər paylandığını görmək olar. Eyni bir enlikdə yüksək və aşağı temperaturlu sahələr görüşür. Yer kürəsində temperaturların paylanmasını daha aydın öyrənmək üçün hər bir enlik üçün orta (normal) temperaturlar hesablanır və sonra onları hər bir məntəqənin faktiki temperaturları ilə müqayisə edirlər. Hər hansı bir paralel üçün normal olan orta temperaturu hesablamaq üçün həmin paralel üzərində eyni uzaqlıqda olan nöqtələr (məsələn, 5 və ya 10° uzunlulardan bir) götürülür, ən yaxın izotermədən istifadə edərək (interpolyasiya yolu ilə), hər bir nöqtə üçün temperatur müəyyən edilir, bütün bu temperaturlar cəbri cəmlənir və alınmış cəm götürülmüş nöqtələrin sayına bölünür. Alınmış qiymət verilən paralel üçün orta temperatur olacaqdır. Hər hansı bir məntəqənin faktiki temperaturunun bu qiymətdən yayınması **temperatur anomaliyası** (normadan sapma) adlanır. Əgər stansiyanın temperaturu paralelin orta temperaturundan



**Şəkil 4.7. Yanvar ayının izoanomal xəritəsi**

yuxarıdırsa, onda anomaliya plus, aşağıdırsa – mənfi işarəsi ilə götürülür. Bir sıra stansiyalar üçün anomaliya qiymətləri aldıqdan sonra onlar coğrafi xəritələrə köçürülür və eyni anomaliyalı yerlər səlis əyriylərlə birləşdirilir. Bununla **izanomal** adlanan sistem alınır. Şəkil 4.7 və 4.8-də

yanvar və iyul izanomalları xəritələri verilir. Xəritələrdə relyefə görə müsbət və mənfi temperatur anomaliyaları sahələri fərqlənirlər. Yanvarın izanomal xəritəsindən görünür ki, Asiya



**Şəkil 4.8. İyul ayının izoanomal xəritəsi**

qitəsi bütövlükdə anomol soyuqdur. Ən böyük mənfi anomaliya şimal-şərqi Sibirdə müşahidə olunur, burada yanvarda havanın temperaturu verilən enlik üçün orta temperaturdan  $24^{\circ}\text{C}$  aşağıdır. Həmçinin Şimali Amerikada anomol soyuqdur, lakin burada anomaliya kiçikdir ( $-20^{\circ}$ ). Bütün Atlantik okean və Avropa, əksinə, anomol istidir. Ən böyük müsbət anomaliya ( $+24^{\circ}$ -yə qədər) Skandinaviya yarımadası və İslandiya arasındadır. İzoanomal  $0^{\circ}$  keçmiş SSRİ Avropa ərazisindən keçərək, onu demək olar ki, təxminən iki bərabər: qərb – qışda anomol isti və şərq - anomol soyuq hissəyə bölür. İyul izanomal xəritəsindən görünür ki, ən böyük müsbət anomaliya,  $+8^{\circ}$  Asiyanın cənub-qərbi və Şimali Afrika üçün xarakterikdir. Şimal yarımkürəsinin okeanları anomol soyuqdur. Bütün keçmiş SSRİ-nin ərazisi demək olar ki,  $+4^{\circ}$  izanomaliya ilə əhatə olunur, yəni anomol istidir.

#### **4.8. Şaquli temperatur qradienti**

Yuxarıda qeyd edildiyi kimi, atmosfer bilavasitə günəş şüaları ilə çox az dərəcədə qızır, istiliyin əsas miqdarını qızmış səth örtüyündən alır. Havanın soyumasıda şüalanma nəticəsində soyumuş səth örtüyü ilə təmasdan baş verir. Buradan aydın olur ki, adi şəraitdə yerlə təmasda olan hava qatları gündüz çox qızır, gecə isə daha yuxarıda olan qatlar şox soyuyur. Troposferdə hündürlük artdıqca havanın temperaturu azalır. Temperaturun hündürlük boyu azalmasını **şaquli temperatur qradienti** səciyyələndirir. Adətən onu hər 100 m yüksəkliyə görə dərəcələrlə

hesablayırlar. O sabit qalmır. Onun qiyməti ilin fəsilindən, hava kütləsinin tipindən və s. – dən asılıdır. Hər 100 m yüksəkliyə görə, əks işarə ilə temperaturun dəyişməsi şaquli temperatur qradienti  $\gamma$  adlanır.

$$\gamma = - \frac{\Delta t}{100} M. \quad (4.3)$$

Temperaturun dəyişmə qiyməti  $\Delta T$ ,  $z_B$  hündürlüyündəki temperaturla  $t_B$ ,  $z_H$  hündürlükdəki (z yüzlərlə metrə ifadə olunur) temperatur  $t_H$  arasındakı fərqlə müəyyən edilir, yəni

$$\gamma = \frac{t_B - t_H}{z_B - z_H} \quad (4.4)$$

Buradan görünür ki, əgər  $t_B < t_H$  olarsa, yəni temperatur hündürlük boyu azalarsa, onda temperatur qradienti müsbətdir,  $\gamma > 0$ . Əgər  $t_B > t_H$ , yəni temperatur hündürlük boyu artarsa, onda temperatur qradienti mənfidir,  $\gamma < 0$ . Əgər  $t_B = t_H$  olarsa, yəni temperatur hündürlük boyu dəyişmir,  $\gamma = 0$ . Şaquli temperatur qradientini qeometrik adlandırırlar, çünki, o dayanıqlı atmosferdə temperaturun şaquli paylanması - atmosferin termiki (temperatur) stratifikasiyasını xarakterizə edir. Şaquli temperatur qradienti atmosferin müxtəlif qatlarında müxtəlif qiymətlər ala bilər. Troposferdə onun orta qiyməti  $\gamma = 0,6^\circ/100$  m götürülür. Amma yerüstü nazik hava qatı daha böyük qiymətlər ala bilər (bəzi hallarda onlarla və yüzlərlə dərəcə). Atmosferin bəzi qatlarında şaquli temperatur qradienti sifra qədər azalır, bəzən mənfi qiymət alır. Temperatur hündürlük boyu dəyişməyən hava qatı ( $\gamma = 0$ ), **izotermik** qat adlanır. Temperatur hündürlük boyu artan hava qatı ( $\gamma < 0$ ), **inversiya** qatı adlandırılır. Şaquli temperatur qradienti  $\gamma$  olan qatda temperaturun hündürlük boyu dəyişməsi aşağıdakı formula ilə ifadə edilə bilər

$$t_z = t_0 - \gamma \frac{z}{100}, \quad (4.5)$$

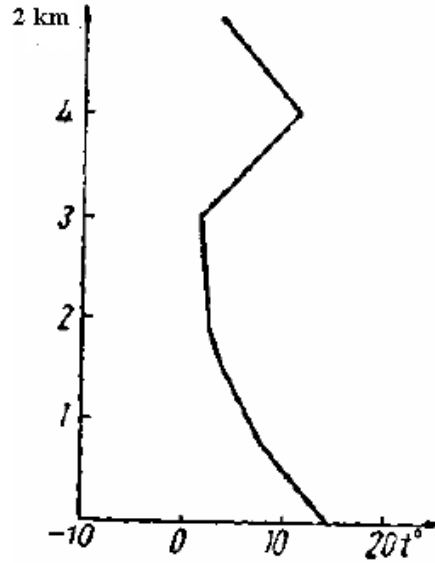
burada  $t_z - z$  m hündürlükdə havanın temperaturu,  $t_0$  - dəniz səviyyəsində havanın temperaturu. Əgər dəniz səviyyəsində havanın temperaturu (və ya digər səviyyədə) və verilən atmosfer qatında orta qiymət məlumdursa, onda (4.5) formulu ilə hər bir  $z$  hündürlükdə havanın temperaturunu hesablamaq olar. Məsələn, yer səthində havanın temperaturu  $t_0 = 18,6^\circ$ ,  $\gamma$  orta qiyməti  $\gamma = 0,5^\circ$ ,  $z = 400$  m hündürlükdə havanın temperaturunu tapmaq tələb olunur. Formula (4.5) görə

$$t_0 = 18,6 - 0,5 \cdot \frac{400}{100} = 16,6^\circ.$$

Temperaturu dəniz səviyyəsinə gətirməklə (4.3) formulu ilə tərs məsələ də həll edilə bilər. Məsələn,  $z = 250$  m hündürlükdə havanın temperaturu  $t_0 = 14,4^\circ$ . Bu zaman dəniz səviyyəsində

$$t_0 = 14,4 + 0,5 \cdot \frac{250}{100} = 15,0^\circ.$$

Atmosferin termiki stratifikasiyası və ya temperaturun hündürlük boyu faktiki paylanması qrafiki olaraq, **stratifikasiya əyrisi** kimi təsvir edilir (şəkil 4.9). Stratifikasiya əyrisi, atmosferin müxtəlif təbəqələrində şaquli gradientin müxtəlif qiymətlərinə müvafiq gələn, temperatur oxuna müxtəlif meyilli kəsimlərdən ibarət sınıq xətlərdir. Lakin, əslində temperatur hündürlük boyu



**Şəkil 4.9. Stratifikasiya əyrisi**

rəvan dəyişir, şaquli gradientin qiyməti sıçrayışla deyil, tədricən dəyişir, ona görə də temperaturun hündürlük boyu paylanma əyrisi, adətən rəvan əyri şəklində göstərilir. Həmçinin ən isti ay iyul deyil, iyun və ya avqust da ola bilər. Əgər temperaturun illik gedişini orta aylıq verilənlərə görə deyil, çoxillik müşahidələr əsasında müəyyən edilmiş orta sutkalıq qiymətlərə görə izləsək, onda aşkar edə bilərik ki, temperaturun illik gedişi heç də rəvan xarakterə malik deyildir. Orada temperaturun qalxması və düşməsi vardır, bu isə havanın temperaturunun gündən günə böyük dəyişkənliyə məruz olduğunu göstərir.

#### **4.8. Atmosferdə adiabatik proseslər**

Atmosferdə istiliyin paylanmasında şaquli mübadilə - havanın yuxarı və aşağı hərəkəti mühüm rol oynayır. Hər hansı bir hava həcmi yer səthindən qızınaraq, onu əhatə edən havadan yüngül olur, o yüksəyə qalxaraq yuxarıda yerləşən qatlara molekulyar istilik keçiriciliyi və şüalanma yolu ilə istiliyi ötürür. Beləliklə, əhəmiyyətli dərəcədə yüksəyə istilik ötürülə bilər. Amma, çox vaxt atmosferdə şaquli hərəkətlər tez baş verir, ona görə də yüksəyə qalxan hava həcmi ilə ətraf mühit arasında istilik mübadiləsi çox kiçik olduğu üçün onu nəzərə almamaq olar. Belə hesab etmək olar ki, yüksələn və ya enən hava kütləsi sanki ətraf mühitin istiliyindən tam

təcrid olunmuşdur. Hər hansı bir cismin və ya hava həcminin halının dəyişməsi ətraf mühitdən istilik alınmadan və verilmədən gedirsə, belə proseslər **adiabatik** adlanır. Daha doğrusu atmosfer prosesləri sırf adiabatik deyil, xüsusilə aşağı, yerüstü səthdə, burada hava istilik mənbələrinə bilavasitə yaxındır. Lakin, deyildiyi kimi, molekulyar istilik keçiriciliyi və şüalanma yolu ilə mübadilə o qədər kiçikdir ki, onu nəzərə almamaq olar və bir çox hallarda atmosfer prosesləri adiabatik sayıla bilər. Əgər hava kütləsi qalxırsa, onda o adiabatik soyuyur. Belə soyumada hava kütləsinin temperaturunun azalması hər 100 m-yə  $1^{\circ}$  olur, bir şərtlə, qalxan hava su buxarı ilə doymuş vəziyyətdə olmasın. Hündürlük boyu temperaturun belə azalması doymamış hava üçün temperaturun adiabatik qradienti və ya temperaturun **quru adiabatik qradienti** adlanır. Su buxarı ilə doymuş hava qalxdıqda isə temperaturun azalması hündürlük boyu az olacaqdır. Bu halda temperaturun yavaş-yavaş azalması doymuş hava adiabatik soyuduqda su buxarının bir hissəsinin kondensasiyaya uğraması ilə izah olunur, çünki, buxar əmələgəlmə zamanı gizli istilik ayrılır, bu isə hava kütləsi qalxdıqda genişlənmə işinə sərf olunan istiliklə əlaqədar temperaturun aşağı düşməsinə mane olur. Hər 100 m-ə qalxdıqda su buxarı ilə doymuş havanın temperaturunun azalma qiyməti **rütubətli adiabatik qradient** adlanır. Bu havanın temperaturu və təzyiqindən asılıdır. Yüksək temperaturda rütubətli adiabatik qradient kiçikdir. Temperatur azaldıqda o artır və tədricən quru adiabatik qradientə yaxınlaşır. Belə ki, 760 mm təzyiqdə və  $30^{\circ}$  temperaturda rütubətli adiabatik qradient  $0^{\circ},4$  bərabərdir,  $0^{\circ}$ -də o  $0^{\circ},6$  – yə qədər artır,  $-30^{\circ}$  temperaturda isə onun qiyməti  $0^{\circ},9$ -yə çatır. Bu onunla əlaqədardır ki, yüksək temperaturda daha çox su buxarı kondensasiya olur, və deməli, çoxlu buxar əmələgəlmə gizli istiliyi ayrılır. Belə bir şəraitdə hava qalxdıqda onun soyuması yavaş gedir. Aşağı temperaturda su buxarı az kondensasiyaya uğrayır, ona görə də buxar əmələgəlmənin gizli istiliyi az ayrılır. Belə bir şəraitdə hava qalxdıqda tez soyuyur. Su buxarı ilə doymamış hava qalxdıqda onun soyuması hər 100 m yüksəkliyə  $1^{\circ}$  müəyyən edilir. Su buxarı soyuduqda doymuş vəziyyətə yaxınlaşır və müəyyən bir hündürlükdə, nəhayət, hava buxar ilə doymuş olur. Belə havanın sonrakı qalxması temperaturun düşməsi ilə müşayiət olunur ki, onun da qiyməti rütubətli adiabatik qradientin qiymətinə müvafiqdir. Yuxarı hərəkəti zamanı havanın adiabatik soyuması bulud və yağıntıların formalaşmasının əsas səbəbidir. Aşağı hərəkəti zamanı hava kütləsi daha yüksək təzyiqli qatlara düşür və nəticədə onun sıxılması və adiabatik qızması baş verir. Bu halda temperatur artımı hər 100 m düşməyə  $1^{\circ}$  olur. Temperaturun belə artımı su buxarını doymuş haldan çıxarır, hava aşağı düşdükdə nisbətən quru vəziyyətə gəlir. Hava kütləsinin şaquli yerdəyişmələri havanın temperaturunun şaquli paylanması xarakterindən, yəni, şaquli temperatur qradientinin qiymətindən asılıdır. Doymamış buxarlı hava kütləsinin yerdəyişdiyi mühitdə temperaturun dəyişmələrinin aşağıdakı tipləri ola bilər: 1) temperatur  $1^{\circ}$  kiçik azalır, 2) temperatur  $1^{\circ}$  dəyişir, 3) temperatur hər 100 m yüksəkliyə  $1^{\circ}$ -dən artıq aşağı düşür. Birinci halda şaquli temperatur

qradienti quru adiabatik gradientdən kiçik olacaqdır. Bununla əlaqədar qalxan hava kütləsi hər hansı bir yüksəklikdə ətraf mühitdən soyuq və deməli, sıx olacaqdır. Buna görə də, hava kütləsi əvvəlki mövqeyinə qayıtmaq üçün yenidən düşməyə meyl edəcəkdir. Bu halda havanın dayanıqlı tarazlıq vəziyyəti yaranır. Aydın ki, belə vəziyyət temperatur hündürlük boyu dəyişməyəndə və ya hətta artanda da müşahidə olunur, məsələn, sakit, aydın havada yer səthi şüalanmanın hesabına güclü soyuyur, və bu soyuma onunla təmasda olan hava qatına ötürülür; yuxarıda yerləşən qatlar az soyuyur. Əgər daxilində hava kütləsi qalxan hava, quru adiabatik gradientə bərabər olan şaquli temperatur gradientinə malikdirsə, onda qalxan hava kütləsi hər bir hündürlükdə onu əhatə edən hava ilə eyni sıxlıqda olacaqdır. Bununla əlaqədar hava kütləsi üçün qalxıma və ya düşmə şəraiti yaranmır. O, müəyyən bir hündürlükdə, və bu halda hava neytral tarazlıq vəziyyətində qalır. Nəhayət, əgər daxilində su buxarı ilə doymamış hava kütləsi qalxan havanın şaquli temperatur gradienti quru adiabatik gradientdən böyükdürsə, onda qalxan hava kütləsi hər bir yeni hündürlükdə ətraf mühitlə müqayisədə daha isti və az sıxlığa malik olacaqdır, buna görə də o bundan sonrada qalxmağa davam edəcəkdir. Belə bir şəraitdə havanın dayanıqsız tarazlığı yaranır. Belə hal torpağın və havanın aşağı qatlarının güclü qızması zamanı yaranır və hava kütlələrinin əhəmiyyətli dərəcədə yerdəyişməsinə səbəb olur. Beləliklə, buxarla doymamış havanın dayanıqlı, dayanıqsız və neytral tarazlığı şaquli temperatur gradientinin quru adiabatik gradientdən kiçik və ya böyük, və ya ona bərabər olmasından asılıdır. İlin isti dövründə, günəşli günlərdə, havanın zəif qarışması nəticəsində hər 100 m yüksəklikdə 1°artıq temperatur gradientləri yaranı bilər. Belə gradientlər **adiabatikdən yüksək** gradient adlanır. Belə ki, günorta saatlarında aydın havada yer səthinə yaxın hava qatında hər 1 m-də temperaturun düşməsi 10°ola bilər. Belə gradientlər havanın şaquli istiqamətdə əhəmiyyətli dərəcədə yerdəyişməsinə gətirib çıxarır. Onlar güclü qalxan cərəyanların inkişafına səbəb olur.

#### 4.10. Aşağı temperatur inversiyaları

Bəzi şəraitlərdə troposferdə temperaturun hündürlük boyu artması halları müşahidə edilir. Belə hadisələr, xüsusilə, çox vaxt havanın aşağı qatlarında olur. Yerüstü qatda inversiya tez-tez gecə aydın, quru, sakit havada yaranır. Belə bir şəraitdə yer səthi şüalanma ilə güclü soyuyur və bu soyuma təmasda olan hava qatına ötürülür. Yuxarıda yerləşən qatlar isə az soyuyur və buna görə hündürlük artdıqca temperatur yüksəlir. Belə inversiya **yerüstü radiasion inversiya** adlanır. Külək havanın aşağıdan soyumasını azaldır, çünki külək olduqda təzə, nisbətən az soyumuş hava torpağın səthinə gətirilir. Buna görə də külək inversiyanı zəiflədir və ya hətta onu dağıdır. Inversiya adətən, səhər torpağın və yerüstü hava qatının qızması ilə yox olur. Gecə çökəkliklərdə, dərələrdə, yarınlarda soyuq havanın yamaclarından axması və onun dibdə toplanması nəticəsində güclü inversiyalar əmələ gəlir. Bu zaman isti hava yuxarıya sıxışdırılır.

İntensiv temperatur inversiyaları, xüsusilə, Şimal-Şərqi Sibirdə (Rusiya) müşahidə edilir. Yakutiya qışda sakit aydın havada qalınlığı 1500-2000 m-ə qədər olan inversiyalar formalaşır. Onların güclənməsinə həmçinin dağ silsilələri arasındakı geniş vadilərin olması da kömək edir. Inversiyaların sayəsində qışda Yakutiya daha hündür yerlərdə alçaq yerlərə nisbətən isti olur. Belə ki, Verxoyanskda (hündürlük 100 m), fevralın orta temperaturu - 48°,8-dir, Verxoyansk dağ silsiləsinin 1000 m qədər yüksəkliyində yerləşən Semenovsk dağ mədəmində fevralın orta temperaturu - 30°,5-dir. Beləliklə, Semenovsk mədəninə nisbətən, Verxoyanskda (900 m aşağıda yerləşən) fevralın temperaturu 18° aşağıdır. Həmçinin soyuq yer səthi üzərindən nisbətən isti hava keçdikdə də yerüstü inversiyalar yaranır. Bu zaman yer səthi ilə təmasda olan havanın aşağı qatları soyuyur, yuxarıda yerləşən qatlar isə isti qalır. Yazda inversiyalar qarın əriməsinə səbəb olan isti hava kütlələri daxil olduqda formalaşır. Bu əriməyə külli miqdarda istilik sərf edilir, bununla əlaqədar havanın aşağı qatlarının temperaturu azalır. Belə şəraitlərdə əmələ gələn inversiya, **yaz və ya qar əritmə inversiyası adlanır**. Qış vaxtı inversiyalar, aydın, quru, sakit hava müşahidə edilən yüksək atmosfer təzyiqi olan sahələrdə meydana gəlir. Belə şəraitlərdə havanın aşağı qatları güclü soyuyur, sıxlaşır və üfüqi istiqamətdə qarışırlar. Bu havanın çökməsinə və sıxılımsına səbəb olaraq, aşağı enmə hərəkətinin formalaşmasına gətirib çıxarır. Belə hərəkətdə hava adiabatik qızaraq, aşağıda yer səthinə üzərində yerləşən havaya nisbətən daha isti olur. **Sıxılma inversiyası** adlanan inversiya meydana gəlir. Belə inversiyalar bir neçə yüz metrədən bir neçə min metrə qədər olan müxtəlif yüksəkliklərdə yaranı bilər. Troposferdə inversiyalar, həmçinin, müxtəlif temperaturları olan iki hava kütlələsini biri-birindən ayıran səth boyunca da meydana gələ bilər. Bu halda cəbhə səthi üzərində altındakına nisbətən daha isti hava yerləşir. Belə temperatur inversiyaları **cəbhə (frontal) inversiya** adı daşıyır. İversiya qatı qalxan axınlar üçün maneə yaradır. Bu axında olan hava inversiya qatında olan havadan çox vaxt sıx olur. Buna görə də, o inversiya qatına daxil ola bilmir, və bu qata çatdıqdan sonra, qalxan hava kənarlara yayılır. İversiyalarda, bu qatın altında yerləşən hava, bilavasitə inversiya qatının daxilində olan havadan daha aşağı temperatura malikdir. Buna görə də, inversiya qatının aşağı sərhəddi yuxarı, daha isti və aşağı daha soyuq hava arasında sanki ayırma səthidir. Sıxlıq, hava hərəkətinin sürət və istiqaməti bu qatlarda fərqlidir. Belə şəraitlərdə ayırma səthi üzərində su səthi üzərindən havanın hərəkəti zamanı meydana gələn dalğalara oxşar hava dalğaları formalaşır. Əgər dalğavari hərəkətlərə buludlar cəlb edilirsə, onda sonuncular dalğalı cizgilər alır.



#### 4.11. Havanın temperaturunun bitkilərə təsiri

Havanın temperaturu yer səthində bitkilərin boy atmasına, inkişafına və coğrafi yayılmasına böyük təsir göstərir. O, bitki orqanizmində gedən bütün həyati prosesləri: assimilyasiya, tənəffüs, boy atma və s. müəyyən edir. Havanın temperaturu bitkilərin vegetativ davamiyyətinə də güclü dərəcədə təsir göstərir. Müşahidələr göstərir ki, hər bir həyati proses üçün üç əsas (köklü) nöqtə mövcuddur: minimum temperatur, ondan aşağıda həyati proses sönür, optimal temperatur, bu zaman həyati proses hər şeydən sürətli gedir və maksimum temperatur, bundan yuxarıda həyati proses sona çatır. Bu köklü temperaturlar müxtəlif bitkilər üçün müxtəlif olacaqdır. Hətta eyni bitki üçün onun inkişafı ilə yanaşı onlar dəyişir. Bitkilər digər coğrafi şəraitlərə yerini dəyişdikdə belə köklü temperaturlar da dəyişir. Beləliklə onları sabit hesab etmək olmaz. Onlar çox dəyişkənliyə malikdirlər. Əsas həyati proseslər - assimilyasiya, tənəffüs, boy atma və s. – başlıca olaraq 0°-dən 30-35° temperatur intervalında gedir, həm də onların bu intervalda getmə sürəti eyni deyil. Temperatur 10° artdıqda sürət 2-3 dəfə artır. Temperaturun sonrakı artımında həyati proseslərin zəifləməsi baş verir, 40 — 45° temperaturda isə - onlar sona çatır. Havanın yüksək temperaturlarının bilavasitə bitkilərə təsiri onların qurumasına və ya quruyub xarab olmasına səbəb olur. Bu halda bitkilərin quruması yüksək temperaturların təsiri altında onların ağızciq boşluqları bağlamaq imkanını itirirlər. Sonuncular yüksək temperaturlarda geniş açılmış vəziyyətdə qalırlar, nəticədə bitki buxarlanma ilə çoxlu miqdarda su itirir və quruyur. Bundan əlavə, yüksək temperaturlarda bitkilərin orqanizmində hüceyrədaxili maddələr mübadiləsi pozulur, belə temperaturların uzun müddətli təsiri isə plazmanın kolloidlərinin laxtalanmasına gətirib çıxarır, bu isə hüceyrənin ölümünə səbəb olur. Çox yüksək temperaturlar ağac və kol növlərinin qabığının yanmasına səbəb ola bilər. Yanıqlarda, adətən gövdənin günəş tutan tərəfində qabığın sıradan çıxması baş verir. Belə hallar tez-tez qabığı kifayət qədər qalın olmayan ağaclarda müşahidə edilir.

Bitkilərin aşağı temperaturlara münasibəti müxtəlifdir. Bəzi tropik bitkilər 2-4° temperaturda ölür. Bu temperaturda onların ölümü hüceyrədaxili maddələr mübadiləsinin pozulması ilə bağlıdır. Qütb ölkələrinin bəzi bitkiləri isə qışda – 60°, - 68° qədər şaxtalara dözür. Qış bitkiləri üçün şaxtaya davamlılığı onların özlərini qabaqcadn şaxtalara davamlı olmaq qabiliyyətini artırmağın böyük əhəmiyyəti var. Beləki, lazımi möhkəmləndirmə olmadan bitkilər şaxtalardan məhv ola bilər. Bitki orqanizmlərinin möhkəmlənməsi payızda, temperaturun tədricən azalaraq, 0°-dən bir qədər yuxarı olduqda başlanır. I. İ. Tumanovun araşdırmaları göstərir ki, bu iki fazada gedir. Möhkəmlənmənin birinci fazası işıqda baş verir. Onu vegetasiyada olan bitkilər hələ ortasutkalıq temperatur 5 - 0° olduqda keçirlər. Bu müddət ərzində payızlıq bitkilər boy artımını güclü yavaşladır və hüceyrələrdə çoxlu şəkər toplayırlar -

quru çəkinin 20-25%-ə qədərini. İkinci fazaya, artıq donmuş bitkilər ortasutkalıq temperatur  $0^{\circ}$  -  $-5^{\circ}$  olduqda keçirlər, payızlıq bitkilər susuzlaşmaya məruz qalırlar. Şaxtaya davamlılığının möhkəmləndirilməsində bu iki fazanı keçərək, bitkilər  $-20^{\circ}$  və hətta aşağı şaxtaları zərər olmadan keçirmək imkanı əldə edirlər. Lakin, əgər qışda uzun sürən mülayim havalardan sonra bitkilər azacıq inkişafa bəvəşləyarsa, onda onlar şaxtaya davamlılıq qabiliyyətini itirirlər və artıq onu yenidən əldə edə bilmirlər. Belə mülayim havalardan sonra əhəmiyyətli dərəcədə şaxtalar gəldikdə payızlıq bitkilər aşağı temperaturların təsirindən güclü əziyyət çəkirlər. Şaxtaya davamlılığa möhkəmlənmə prosesinə payızda torpağın nəmlənmə dərəcəsidə çox təsir edir. Torpağın nəmliyi artıq olduqda bitkilər pis möhkəmlənir və şaxtaya daha az davamlı olurlar. T.D. Lisenkonun araşdırmalarına görə, payızlıq bitkilər möhkəmlənməni, onlar yarovizasiya (bar vermə prosesini tezləşdirmək) mərhələsini keçdiyi müddətdə əldə edirlər. Güclü şaxtalara qarşı möhkəmlənməni payızlıq bitkilər, xüsusilə, günəşli payızda alırlar. Mülayim enliklərdə ayrı-ayrı illərdə, isti dövrdən sonra soyuqların qayıtması ilə əlaqədar, yazda müşahidə edilən ayazlar zamanı bitkilərə böyük zərər gətirir. Belə ayazlı havalarda ot bitkiləri ölə bilər, ağac və kol növlərinin yarpaqları və gülləri tökülür, bu isə həmin il oduncağın artımının azalmasına gətirib çıxarır. Erkən payızda olan ayazlı havalər ağacalanmamış cavan budaqların qurumasına səbəb ola bilər, pomidora, xiyara, kartofa və digər bitkilərə zərər vurur. Sibirdə, habelə keçmiş SSRİ-nin Avropa ərazisinin şimal hissəsində ayazlı havalər bəzi illərdə yayda da müşahidə edilə bilər. Belə ayazlar, əgər buğdalar böyük nəmliyə malikdirsə, taxıla zərər verir. Buğdanın nəmliyi və ayazın davamiyyəti nə qədər böyükdürsə, buğdalar bir o qədər çox zədələnir. Əgər ayazlar taxılın yetişməsi zamanı baş verirsə, bu halda buğdalar zəif və qırıxıqlı olurlar. Temperatur  $-3^{\circ}$  və aşağı olan ayazlar xüsusilə təhlükəlidir. Ayazlar zamanı bitkilərin yaşıl hissələrinin məhv olması onunla əlaqədardır ki, temperatur  $0^{\circ}$ -dən aşağı endikdə, hüceyrədən diffuziya yolu ilə keçən suyun hesabına buz kristalları yaranır. Hüceyrəarası boşluqda buz kristallarının yaranması və artması üçün sərf edilən su hüceyrənin susuzlaşmasına və hüceyrə şirəsinin konsentrasiyasının artırmasına gətirib çıxarır. Bundan əlavə, artan buz kristalları protoplazmaya təzyiq göstərirlər. Belə şəraitlərdə sonuncu sıxılmaya məruz qalır, bu isə onun fiziki xassələrinin dəyişməsinə səbəb olur. Hüceyrəarası boşluqlarda böyük miqdarda buz kristalları əmələ gəldikdə bitki orqanizmlərində həm də toxumaların qırılması baş verə bilər. Adi şəraitlərdə bu demək olar ki, həmişə protoplazmanın dağılmasına gətirib çıxarır. Bütün bu hadisələr - buz kristallaşması, hüceyrənin susuzlaşması və buzun mexaniki təzyiqi protoplazmanın sıxılmasının müəyyən həddindən sonra bitki donduqda onun ölümünə səbəb olur. Müxtəlif bitkilər soyuq havalara dözmə xüsusiyyətlərinə görə müxtəlif qabiliyyətə malikdirlər. Bitkilərin bu qabiliyyəti onların hüceyrələrində olan sərbəst, bağlı olmayan suyun və şəkərin miqdarından əhəmiyyətli dərəcədə asılıdır. Bitkilərin orqanizmində sərbəst su nə qədər çox olarsa, donduqda daxildə bir o qədər çox

buz kristalları yaranır. Bitki hüceyrələrində olan şəkər suyun əhəmiyyətli hissəsini bağlayır və bununlada sərbəst suyun miqdarını azaldır, bu isə bitkilərin orqanizmində buz kristallarının yaranması prosesini zəiflədir. Şəkər bitkilərin donma temperaturunu aşağı salır. Bitki hüceyrələrində şəkər nə qədər çox olarsa, bitki bir o qədər çox şaxtaya davamlı olacaqdır. Yağlar da böyük mühafizə edici əhəmiyyətə malikdirlər, onlar bir sıra ağaclarda qışda karbohidratlardan yaranır. Bitkilərin ayazlardan zədələnmə dərəcəsi nəinki, təsir gücündən, həm də onun davamiyyətindən asılıdır. Çox vaxt elə hallar olur ki, qısa bir müddət ərzində təsir edən güclü şaxtalar, bitkilərin ölümünə səbəb olmur, əksinə, zəif, lakin, uzunmüddətli soyuq havalar bitkilərin donmadan kütləvi ölümünə səbəb ola bilər. Bundan başqa, bitkilərin zədələnmə dərəcəsi temperaturun düşmə intensivliyindən də asılıdır. Ayazlı hava qəflətən olduqda, yəni, temperatur kəskin aşağı düşdükdə, bitkilər daha güclü zədələnmiş olur. Bitkilər üçün temperaturun qəflətən qalxması ilə onların əriməsinin təsiri az deyil. Sahə mədəni bitkilərinin ilkin inkişaf fazasını (tumurcuqlanma) keçməsi zamanı ayazlı havalara davamlılıq dərəcəsini, V.N. Stepanova görə, beş əsas qrupa bölmək olar:

- 1) ən davamlılar, - 8, -10° qısamüddətli soyuq havalara dözümlülər ( yazlıq buğda, yulaf, arpa, noxud, mərcimək, xaşxaş, və s.);
- 2) davamlılar, - 6, - 8°-ə qədər soyuq havalara dözümlülər (günəbaxan, kətan, çətənə, şəkər çuğunduru, yerkökü, və s.);
- 3) ortadavamlılar, -3, - 4°-ə qədər soyuq havalara dözümlülər (soya, acı paxla, və s.);
- 4) azdavamlı, - 2, - 3°-ə qədər soyuq havalara tab gətirənlər (qarğıdalı, darı, kartof və s.);
- 5) davamsızlar, -1, -2°-ə qədər yüngül soyuq havalardan zərər çəkənlər (qarabaşaq, paxla, pambıq, bostan bitkiləri və s.).

Qeyd etmək lazımdır ki, bitkilərin aşağı temperaturlara davamlılığı mədəni bitkilərdən, onların növündən, inkişaf mərhələsindən və aqrotexniki üsullardan asılıdır. V.N. Stepanovun tədqiqatları göstərir ki, bostan mədəni bitkiləri özlərinin ilkin inkişaf mərhələsində ayazlı havalara az həssasdırlar və çiçəklənmə və yetkinlik mərhələsində böyük həssaslığa malik olurlar. A.I. Rudenkonun tədqiqatlarına görə, tarla mədəni bitkilərinin qönçələri və gülləri 0-dan - 2 ° temperaturlar arasında əksər hallarda ölürlər. İsti iqlimi olan ölkərdən çıxan kənd təsərrüfatı bitkiləri, məsələn, xiyar, pambıq, tütün, və s., soyuq havalara yüksək həssas olması ilə xarakterizə olunurlar. Əksinə, mülayim iqlim ölkələrindən çıxan bitkilər, - yaz dənli bitkilər, kətan, və s. –şaxtaya böyük davamlılığa malikdirlər. Meyvə bitkilərinin gülləri ayazlı havalara çox həssasdırlar, xüsusilə alma gülləri. Onun bir çox növlərinin gülləri -2 ° temperaturda ölürlər. Albalı və gavalının gülləri - 3° temperatura qədər dözürlər. Əgər bitki soyuq havadan ölməyibsə, onda onu yavaş-yavaş əritməklə həyatfəaliyyətinə geri qaytara bilərik. Bu halda bitkiləri günəş

şüaları ilə qızdırılması təhlükəlidir, çünki bu halda hüceyrə arası boşluqdan suyun güclü buxarlanması baş verir. Bu zaman bitkinin zərər çəkmiş hissələri quruyaraq ölürlər.

Əgər günəş şüaları ərimədən sonra bitkilərin üzərinə düşərsə, onda bu şüalar o qədər zərərli təsir göstərməyəcək, çünki bu halda su hüceyrəyə geri qayıtmağa imkan tapır və günəş şüalarının təsiri anına vəziyyətini bərpa edir. Bu onunla izah edilir ki, qərb yamaclarına nisbətən, şərq yamaclarında soyuq havalar bitkilərə öldürücü təsir göstərir. Çünki, şərq yamaclarında soyuq havalardan zərər çəkən bitkilər çıxan günəşin şüalarından tez qızır, lakin, qərb yamaclarında bu zaman günəş şüaları düşmür, temperatur tədricən yüksəlir. Qışda isə ağacların gövdələrində çatlar yaranmağa bilər. Bu onunla əlaqədardır ki, gövdənin xarici qatı güclü şaxtalarla soyuyur və daxili qatlara nisbətən daha güclü sıxılır. Qeyri-bərabər sıxılma nəticəsində ağacın gövdəsində güclü gərginliklər yaranır ki, bu da gövdənin çatlamasına səbəb olur. Vegetasiya dövründə bu çatlar bağlanır və bitişərək, şaxtaya davamlı çapıq əmələ gətirir. Şaxtaya davamlı çatlar, asan doğranan odunacağı olan növlərdə yaranır, məsələn palıdda. Şaxtaya davamlı çatlar gövdələrin müxtəlif göbələk xəstəliklərinə tutulma təhlükəsini artırır və gövdələrdə fir yaranır, onun aşağısında şırımlar əmələ gəlir. Bu gövdənin ən qiymətli aşağı hissəsini korlayır.

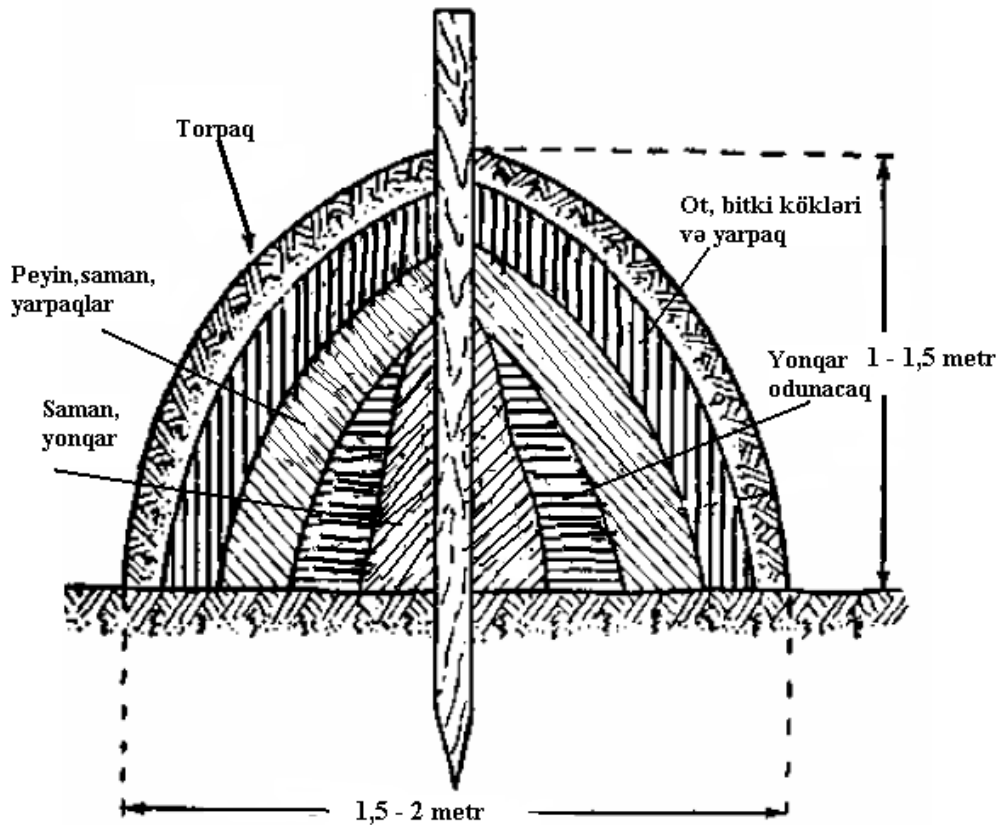
#### **4.12. Baharda və payızda ayazlı havalar və onlara qarşı görülən tədbirlər**

Bitkilərə ən güclü ziyan yaz və payızda havaların ayazlı keçməsi vurur, xüsusilə, əgər belə havalar yazın axırı və ya erkən payızda baş verərsə. Adətən ayazlar aydın, sakit gecələrdə baş verir, həm də soyuqluq daha çox yer səthində olur. Yüksəkliklərə nisbətən çökək yerlərdə ayazlar daha intensiv və tez-tez olur, çünki, gecələr alçaq sahələrdə olan hava ilə yanaşı, yamaclarından aşağı axan soyuq havada orada toplanır. Bu halda həm də hava toplanan sahənin də rolu böyükdür. Yamacların sahəsi böyük olduqda alçaq sahələrə çoxlu soyuq hava axır və bu halda orada daha böyük güclü ayazlar yaranır. Ayazlar üç tipdə olur: advektiv, radiasion və advektiv-radiasion, və ya qarışıq. Advektiv ayazlar temperaturu 0°-dən aşağı olan soyuq arktik hava kütlələri daxil olduqda baş verir. Onlar çox vaxt yazın əvvəlində və payızın axırlarında əmələ gəlirlər və bir neçə ardıcıl gün qala bilirlər. Çox soyuq hava kütlələri daxil olan hallarda havanın temperaturu 0°-yə yaxın həddə hətta gündüz də qala bilər. Belə soyuq havalar geniş əraziləri əhatə edir. Lakin, advektiv ayazlar bitkilər üçün təhlükəli deyil, çünki, belə havalar adətən, bitkilərin hələ vegetasiya etmədiyə zaman olur. Radiasion ayazlar gecə və ya aydın, sakit havada müşahidə edilir, ona görə də onlar səhər ayazı adı almışlar. Radiasion ayazlar, gecə saatlarında şüalanma ilə əlaqədar istilik itkisindən torpağın və havanın güclü soyumasından yaranır. Onlar yazın əvvəlində, hələ torpaq kifayət qədər qızmadıqda və payızın axırında, artıq torpaq kifayət qədər soyuq olduqda formalaşır. Radiasion ayazlar çox vaxt çökəkliklərdə - dərələrdə, vadilərdə və s. yerlərdə meydana gəlir.

Advektiv-radiasion ayazlar, n nki soyuq havanın daxil olması ilə, onlar həm də radiasion səbəblərdən, yəni, gecə  s lanması ilə əlaqədar torpağın v  yerüstü hava qatının soyumasından da formalaşırlar. Bu halda daxil olan soyuq havanın temperaturu 0 -dən bir qədər yüksək olur və buna görə də bu hava  z - zly y nd  ayaza səbəb ola bilməz. Lakin, gecə  s lanması nəticəsində onun temperaturu 0 -dən aşağı ola bilər. Advektiv-radiasion ayazlar yazın sonlarında v  erkən payızda müşahidə edilə bilər, köhnə SSRİ-nin Avropa ərazisində v  Sibirdə onlar bəzi illərdə yayda da meydana g l  bilər. Belə ayazlar səhərlər müşahidə edilir və 3 – 4 saatdan artıq olmayaraq davam edir. Advektiv-radiasion ayazlar kənd təsərrüfatı bitkiləri  c n çox təhlükəlidir,  unki, onlar az və ya çox davam edən isti dövrdən sonra baş verirlər. Ayazlar çox vaxt aydın, sakit, quru havada və ya səma az buludlarla örtülü olduqda formalaşırlar. Buludluq çox olduqda ayazların ehtimalı kiçikdir. Həmçinin r tub tlilik yüksək olduqda da ayazların ehtimalı azdır.  eh v  qırov ayazları bir qədər zəiflədir,  unki, onlar əmələ gəldikdə, bu zaman temperaturun sonrakı azalmasının qarşısını alan gizli istilik ayrılır. Külək ayazın formalaşması baxımından  lverişıli deyil. Belə ki, küləkdə və onunla əlaqədar yaranan turbulentlikd , yer səthinə axan soyumuş havanın daha isti hava ilə qarışması baş verir. Ayazın g c n  torpağın istilik keçiriciliyi və istilik tutumu təsir göstərir. Yüksək istilik tutumuna və istilik keçiriciliyinə malik olan yaş torpaqlara nisbətən  uru torpağın səthi üzərində ayazlar daha güclü olur. Yüksək istilik tutumunun olması sayəsində n m torpaqlar gecə yavaşı-yavaşı soyuyur, istilik keçiriciliyinin nisbətən böyük olması isə əhəmiyyətli dərəcədə soyumağa imkan verməyəcək,  unki, dərin və isti qatlardan gələn istilik axını hesabına  s lanma yolu ilə gedən istilik itkisi çox tez bərpa olunur. Kiçik istilik keçiriciliyinə malik olan yumşaq torpaqların səthi üzərində sıx torpaqlara nisbətən ayazlar daha güclüdür.  h miyy tli dərəcədə ayazlar,  m nl rd , böyük istilik  s landırmasına malik olan ot örtüyü səthində meydana gəlir. Meşədə, ağacların  tiri altında, açıq sahələrə nisbətən ayazlar az müşahidə edilir, bəzi illərdə isə, torpaqdan  s lanma yolu ilə gedən istiliyi ağacların  tirl ri saxladığı  c n tamamilə olmur. Amma, hava mübadiləsinə mane olan, hər tərəfdən sıx meşə ilə əhatə ounmuş kiçik meşə talalarında ayazlar tez-tez meydana gəlir, onların intensivliyi açıq sahələrə nisbətən h tt  daha böyük olur. Yarpaqlar a ana qədər və yarpaq t k m nd n sonra meşədə d ş n k səthində ayazlar çılpaq torpağa nisbətən daha intensiv olur. Bu meşədə d ş n k qatının kiçik istilik keçiriciliyinə malik olması ilə əlaqədardır. Kənd və meşə təsərrüfatlarında aparılan təcrübələr nəticəsində ayazlarla mübarizə  c n bir sıra üsullar işlənib hazırlamışdır. Lakin, belə havalarla müvəffəqiyyətlə mübarizə aparmaq  c n onların əmələ gəlməsini qabaqcadan bilmək lazımdır. Çox vaxt ayazların əmələ gəlməsi haqda qabaqcadan xəbər verilməsini havanın rütubətliyinin müşahidə edilməsi və  eh nöqtəsinin təyini ilə əlaqələndirirlər, yəni elə temperaturun ki, su buxarı bu zaman doymuş hala çatır və soyumuş səthlər üzərində  eh və ya qırov  klində kondensasiya məhsulları meydana gəlməyə ba layır. Su

buxarı kondensasiyaya uğradıqda gizli istilik ayrılır, bu havanın qızmasına gedir və onun temperaturunun sonrakı azalmasına mane olur. Sonuncu, adətən gecə saatlarında şəh nöqtəsindən aşağı düşür. Buna görə də, əgər axşam müşahidələri zamanı, şəh nöqtəsi 0°-dən yuxarıda yerləşirsə, onda ehtimal etmək olar ki, gecə ayaz olmayacaq, və əksinə, əgər axşam şəh nöqtəsi 0°-dən aşağıda yerləşirsə, onda böyük ehtimalla demək olar ki, gecə ayaz olacaq. Bu halda, V.A. Mixelsonun təklif etdiyi qayda daha etibarlıdır. Bu qaydaya görə, əgər axşam saat 9-da şəh nöqtəsi 2°-dən aşağı düşərsə, aydın səmada və küləksiz havada ayaz gözləmək olar. Yaş termometrə görə ayazların qabaqcadan xəbər verilməsi də çox geniş yayılmış üsuldur. Bu üsul gündüz artıq saat 13 müşahidələrinə görə proqnoz etmək imkanı verir. Üsul ona əsaslanır ki, aprel-oktyabr dövrü ərzində yaş termometrin saat 13 göstəriciləri ilə gecə saatlarındakı havanın aşağı temperaturları (2 m hündürlükdə) arasındakı fərq kiçik hədd daxilində dəyişir. Voronej bölgəsi üçün may ayında tutqun buludlu gecələr üçün bu fərq 1,5-dən 3°, aydın havalər üçün - 3,5-dən 4°,5; sentyabrda tutqun buludlu gecələr üçün - 2,5-dən 4°,0, aydın havalər üçün - 4,0-dən 6°,0 arasında tərəddüd edir. Bu üsulla gecə ən aşağı temperaturu almaq üçün yaş termometrə görə saat 13-də temperaturu ölçmək kifayətdir və alınmış nəticəni fərqi müvafiq qiyməti qədər azaltmaq lazımdır. Qalıq yaxın gecə saatlarında mümkün ən aşağı temperaturun qiymətini göstərir. Nəzərdə almaq lazımdır ki, aydın, sakit gecələrdə quru torpağın temperaturu havaya nisbətən 3-5° (ölçü cihazı olan butkada) aşağı ola bilər. Ayazların qabaqcadan xəbər verilməsinin başqa üsulları da mövcuddur. Lakin, onlar yalnız təqribi olaraq qabaqcadan xəbər verməyə imkan verir, çünki, ayazların ehtimalı və intensivliyi nəinki, atmosferin vəziyyəti ilə, həm də ərazinin fiziki-coğrafi xüsusiyyətləri müəyyən edilir. Gecə ayazların baş vermə ehtimalı və onun gücü buludluluq azaldıqda, zəif şimal küləklərində, quru havada, yüksək təzyiqdə və saat 13-dən sonra temperatur əhəmiyyətli dərəcədə azaldıqda artır. Əksinə, buludluluq artdıqda, cənub istiqamətli küləklərdə, havanın rütubəti artdıqda və havanın təzyiqi azaldıqda ayazların baş vermə ehtimalı azalır. Gecə temperaturun azalmasına relyef təsir göstərir. Sıx torpaqlara nisbətən, yumşaq torpaqlarda ayazların meydana gəlməsi üçün daha əlverişli şərait yaranır. Ayazlı havalarda bitkiləri qorumaq üçün torpağın şüalanması ilə istilik itkisinin azalmasına və bitkiləri süni yolla isidilməsinə əsaslanan müxtəlif tədbirlər həyata keçirilir. Adətən, temperaturun 1 - 2° artımı ayazların təsirini əhəmiyyətli dərəcədə azaldır, 3-4 ° artım isə demək olar ki, tamamilə bitkiləri onların təsirindən qoruyur. Ayazlı havalardan bitkilərin qorumaq üçün ən geniş yayılmış üsul tüstüləmədir, bu zaman pərdə və ya qalın tüstü örtüyü yaranır. Sonuncu yer üzərində yayılaraq şüalanmanı azaldır və bununla da bitkiləri soyumadan qoruyur. Bundan başqa, tüstü yaradan materiallar yandırıldıqda, ayrılan istiliyin hesabına yer səthinə yaxın hava qatıda müəyyən qədər qızır. Həm də qeyd etmək lazımdır ki, tüstüləmə zamanı tüstü hissəcikləri üzərində, kondensasiya nüvəsində olduğu kimi buxar əmələgəlmənin gizli istiliyinin ayrılması ilə su buxarının

kondensasiyası baş verir. Şüalanmanın azalması, tüstüyaradan materialların yanma istiliyinin ayrılması və buxar əmələgəlmənin gizli istiliyinin ayrılması yer səthinin və onla təmasda olan hava qatının temperaturunun müəyyən qədər artmasına səbəb olur. Tüstülənmə tüstü qalaqları tərəfindən həyata keçirilir. Bu qalaqların yandırılması ilə meyvə ağaclarını, tərəvəz bitkilərini və s. ayazlı havalardan qoruyurlar. İstehsal şəraitlərində əksər hallarda temperaturu tüstü örtüyü altında 1-2° qaldırmaq mümkün olur. Tüstü qalaqları aşağıdakı qaydada düzəldilir. Torpağa paya vurulur, onun ətrafına quru yanacaq material - saman, yonqar, talaşa və s. – doldurulur. Sonra bu material xam material qatı ilə - bir qədər çürümüş quru ot, samanla və s. örtülür (şək.4.10). Qalın tüstünün alınması üçün bəzən daş kömür qətranı, amonium xloridlə (naşatır) əhəng qarışığı və s. əlavə olunur. Qalaq üstədən qalınlığı 8-10 sm olan torpaqla örtülür. Tüstü qalaqları 1 m hündürlükdə və bünövrənin ətrafında diametr 1,5 m olur. 1 hektarda ən azı 50-100 qalaq düzəldilir. Qalaq yandırıldıqda onun içərisindən şaquli pay çıxarılır və əmələ gələn deşiyə quru otdan, samandan və s. ibarət ağ neftlə isladılmış yanan material daxil edilir. Əgər qalaq pis tüstülənsə onu şüvüllə bir qədər qaldırırlar. Bu havanın yanan materila daxil olmasına imkan



Şəkil 4.10. Tüstü qalağının kəsimi

verir. Əgər qalaq alovlanırsa onu bir qədər azaldırlar. Qalaqlar hamısı birdən deyil, elə yandırılır ki, külək tüstünü tədricən bütün müdafiə edilən sahə apara bilsin. Tüstü duman pərdəsi yaratmaq

üçün bəzən müxtəlif maddələrdən - qırmızı fosfor, ammonium-xlorid və s. istifadə edilir. Son illərdə belə pərdələr yaratmaq üçün xüsusi tüstü şaşkalarından geniş istifadə edirlər. Qeyd etmək lazımdır ki, tüstüləmə yalnız düz yerdə, qıraqdan soyuq hava axını olmadığı təqdirdə effekt verə bilər. Çökək yerlərdə o heç bir nəticə vermir, çünki bu halda təpələrin yamaclarından və yüksəkliklərdən soyuq hava axınının gəlməsi baş verir. Tüstüləmə zamanı külək olduqda istilik effekti aşağı düşür.

Ayazlı havalarda bitkiləri qorumaq üçün müxtəlif növ şinlərdən (qamışdan, budaqlardan, kağızdan, tənizdən və s.) istifadə edilir. Bu halda, şinin materialı aşağı istilikkeçiriciliyə və torpağa nisbətən aşağı istilik şüalanmasına malik olmalıdır. Əgər bitki olan sahə yamacda yerləşirsə, onda onu soyuq havanın təsirindən qorumaq üçün sahənin yuxarı sərhəddinə bəzən kollardan ibarət qalın çəpər çəkirlər. Həm də çəpəri elə quraşdırırlar ki, o soyuq havanın qarşısını kəsin və mühafizə edilən sahədən onu kənara ötürə bilsin (şək.4.10). Ayazlardan mühafizə tədbirlərinə həmçinin sahələrin suvarılması da daxildir. Bu tədbir torpağın istilik keçiriciliyini, havanın rütubətliyini və şəh nöqtəsini, yəni su buxarı doymuş hala çata bilən



**Şəkil 4.10. Ayazlı havalarda soyuq havanın axını**

temperaturu artırır. Belə ki, su buxarı kondensasiyaya uğradıqda ayrılan gizli istilik temperaturun sonrakı azalmasını dayandırır, ona görə də suvarma zamanı havanın rütubətinin artması daha yüksək temperaturda su buxarının kondensasiyasına və gizli istiliyin ayrılmasına səbəb olacaq. Bundan başqa, su buxarı torpağın uzundalğalı şüalarını udaraq effektiv şüalanmanı azaldır və bununla bitkilərin soyumasını azaldır.

Bitkilərə açıq sahədə istilik vermək üçün xüsusi qızdırıcılardan da istifadə edilir. V.P. Nikiforovun qızdırıcı cihazları geniş yayılmışdır. Onlar Cənubi Qafqazda sitrus bitkilərinin qızdırılması üçün böyük uğurla istifadə olunur. Nikiforovun iki növ – genişborulu və darborulu - qızdırıcı cihazları vardır. Onları dəmir vərəqdən hazırlayırlar. Qızdırıcı cihazın tutumu 25 litrə yaxındır. Yanacaq kimi neftdən istifadə edilir. Bu halda bitkilərin isidilməsi qızdırıcı cihazdan çıxan qızdırılmış qazların istiliyinin və həmçinin cihazın divarlarının havaya verdiyi istilik hesabına baş verir. Qızdırıcılar arasındakı məsafə 10 m-dən çox olmamalıdır. Bir hektar sahədə 100-500 qızdırıcı cihaz quraşdırılır. Onlar yer üstü hava qatının temperaturunu 1- 5° artırır bilirlər.



Qeyd etmək lazımdır ki, ayazlardan zədələnmiş bitkilər üçün xüsusilə təhlükəli an, səhər saatlarında günəşin istiliyinin onlara tez təsir etməsidir; bitkilərin zədələnmiş hissələri yavaş isindikdə, onlar yenidən həyat fəaliyyəti göstərə bilirlər. Bunu nəzərə alaraq, tətbiq edilən bitki mühafizəsi tədbirləri səhər erkən saatlarında qurtara bilməz. Əgər mühafizə tədbiri kimi tüstü pərdəsindən istifadə edilmişsə, onda bitkiləri günəş şüalarının təsirindən qorumaq üçün bu tədbir günəş çıxdıqdan sonrada bir müddət həyata keçirilir. Bəzən bitkilərin zədələnmiş hissələrinin yavaş əriməsi üçün onlar su ilə çilənir. Qış və yazda meyvə ağaclarını və subtropik bitkiləri kəskin temperatur dəyişikliklərindən mühafizəsi üçün I.M.Vasiliev meyvə ağaclarını əhəng südü ilə ağardılmasını təklif etmişdir. Bu üsul ilə yazda gül qönçələrinin çiçəklənməsini 5-7 gün saxlamaqla, gülləri gec müşahidə edilən ayazların zərərli təsirindən qoruyurlar.

## V FƏSİL. ATMOSFERDƏ SU BUXARI. BUXARLANMA

### 5. 1. Su buxarının atmosferə daxil olması

Su buxarı atmosferə əsasən yer kürəsinin 71%- ə qədərini əhatə edən dəniz və okeanların səthindən suyun buxarlanması ilə daxil olur. Az miqdarda su buxarı göllərin, çayların səthindən, nəm torpaqdan, eləcə də, bitkilər tərəfindən buxarlandırılan rütubətin hesabına atmosferə daxil olur. Müəyyən miqdarda su buxarı qar örtüyü və buzlaqların səthindən buxarlanma nəticəsində atmosferə düşür. Buxarlanma həm də havada olan su damcılarının və buz kristallarının səthindən gedir. Su buxarının başlıca mənbəyi okean və dənizlərdir. Su buxarlanan zaman su buxarı ilə ən çox buxarlanma səthinə yaxın olan hava qatları zənginləşir. Yuxarı qatlara su buxarı diffuziya və şaquli mübadilə yolu ilə daxil olur. Lakin, diffuziya ilə bu qatlara su buxarı az miqdarda ötürülür. Su buxarının yuxarı qatlara ötürülməsinin əsas amili, havanın şaquli mübadiləsinə və onun qarışmasına səbəb olan, konveksiya və turbuləntlikdir. Yadda saxlamaq lazımdır ki, su buxarının sıxlığı quru havanın (bərabər təzyiqdə və temperaturda) sıxlığının 5/8 təşkil edir. Buna görə də, buxar ilə zənginləşdirilmiş hava quruya nisbətən az sıx olduğu üçün daha yüksək qatlara qalxmağa çalışır. Su buxarının yayılmasında küləklərin böyük əhəmiyyəti var, onların sayəsində su buxarı üfüqi istiqamətdə böyük məsafələrə yayılır. Havada su buxarının miqdarı ərazinin fiziki-coğrafi şəraitindən asılı olaraq dəyişir. Bundan başqa, havanın tərkibində olan su buxarının miqdarı mövsümdən, sutkanın saatlarından və hava şəraitindən də asılıdır. Həm də qeyd etmək lazımdır ki, su buxarı müəyyən şəraitlərdə kondensasiyaya uğrayaraq, maye və ya bərk çöküntü halına keçir. Ona görə də havada su buxarının miqdarı geniş həddə dəyişir. O, atmosferin ən dəyişkən tərkib hissəsidir.

### 5.2. Doymuş buxarın təzyiqi

Hər hansı bir qaz kimi su buxarının da təzyiqi var və onun miqdarı artdıqca təzyiqdə artır. Bu təzyiq **buxarın təzyiqi** adlanır. Havanın təzyiqi kimi, buxar təzyiqi də millimetrlərlə cive sütunun hündürlüyü ilə və ya millibarlarla ölçülür və bundan sonra **e** hərfi ilə işarə ediləcək. Verilən temperaturda su buxarının təzyiqi yalnız məhdud **E** qiymətinə qədər arta bilər, bu buxarın maksimal təzyiqi və ya **doymuş buxar təzyiqi** adlanır.  $e < E$  olduqda buxar doymamış,  $e = E$  olduqda isə doymuş adlanır. Doymuş buxar təzyiqi temperaturdan asılıdır və onun artması ilə bu təzyiq də sürətlə artır. Aşağıda müxtəlif temperaturlarda doymuş buxar təzyiqinin qiymətləri verilir:

Temperatur (dərəcələrlə) ...	- 30	- 20	- 10	0	10	20	30
E mm.....	0,4	0,9	2,1	4,6	9,2	17,5	31,8
E mb .....	0,5	1,2	2,9	6,1	12,3	23,4	42,5

Doymuş buxar təzyiqi həmçinin buxarlandırıcı səthin formasından, mayedə olan qatışıqlardan və digər amillərdən də asılıdır. Su buxarlandığında böyük sürətə malik olan molekullar mayenin iləşmə qüvvəsini dəf edir və səth pərdəsini dağıdaraq, mayedən havaya uçar. Bununla eyni zamanda əks proses də mövcuddur, yəni, buxar molekulları yenidən suya düşür və onun tərkib hissəsi olur. Əgər su səthi üzərində hava buxar ilə doymuş haldadırsa, onda su və buxar arasında dinamik tarazlıq var, bu zaman müəyyən vaxt ərzində sudan havaya nə qədər molekul uçursa, bir o qədərdə molekul suya qayır. Molekulların mayedən buxara və geri, buxardan mayeyə keçid, səth pərdəsini dəf edilən işlə bağlıdır. Bu iş buxarlandırıcı səthin formasından, yəni, səth müstəvi (məsələn, hər-hansı bir su hövzəsinin səthi), qabarıq (məsələn, damcının səthi) və ya, nəhayət, əyri (məsələn, məsaməli cismin kapilyarlarında suyun səthi) olmağından asılıdır. Yuxarıda verilən rəqəmlər müstəvi səth üçün doymuş buxar təzyiqinin göstəriciləridir. Əgər su qabarıq səthi olan damcı şəklində verilsə, onda molekullar mayedən buxara keçdikdə, onların səth pərdəsini dağıtması damcının daxilindən, yəni, onun qabarıq tərəfinə istiqamətlənən güc ilə həyata keçiriləcəkdir. Buxar molekulları damcının daxilinə düşdükdə isə güc xaricdən təsir edir, bu halda o damcının qabarıq tərəfinə yönəlmiş olur. Sonuncu halda birinciyə nisbətən daha çox iş sərf etmək lazım gəlir. Buna görə də, qabarıq səth olduqda molekulların mayedən buxara keçməsi asandır, lakin əks proses isə - buxar molekullarının mayeyə keçməsi çətin olur. Bunun üçün qabarıq səth üzərində müstəvi səthə nisbətən doymuş buxar təzyiqi böyükdür. Həm də o səthin əyriliyi artdıqca, yəni damcının radiusu azaldıqca, artır. Ona görə, böyük damcılara nisbətən kiçik damcılar üzərində doymuş buxar təzyiqi böyükdür. Bu isə buxarın kiçik damcılardan böyüklərə yerini dəyişməsinə səbəb olur. Bu kiçik damcıların buxarlanmasına və buxarın böyük damcılar üzərində kondensasiyasına gətirib çıxarır. Beləliklə, böyük damcılar kiçiklərin hesabına artacaqdır. Basıq səth olduqda əks hadisə müşahidə edilir, yəni eyni temperaturda basıq səth üzərində doymuş buxarın təzyiqi, müstəviyə nisbətən azdır. Buna görə də, tərkibində rütubət və bununla əlaqədar çoxlu miqdarda basıq səthləri olan məsaməli cisimlərdə, məsələn torpaqda, su buxarının kondensasiyası üçün əlverişli şəraitlər yaranır. Müşahidələr göstərir ki, eyni şəraitdə distillə olunmuş suyun səthinə nisbətən məhlulların səthindən buxarlanma kiçik intensivlikdə gedir, çünki, məhlulların səthindən uçub gedən molekullar nəinki, su molekullarının iləşkənliyini, həm də onun tərkibində həll olan maddələrin də molekullarının iləşkənliyini dəf edirlər. Buna uyğun olaraq, məhlulların səthi üzərində dolğun buxar təzyiqi azalır. Buna görə də, eyni temperaturda dəniz suyunun səthində elastikliklik, şirin su səthi üzərindəkinə nisbətən bir qədər kiçikdir. O, həmçinin havada olan su damcılarında da, əgər onlar kimyəvi təmiz sudan deyilsə, duzların məhlulundan təşkil olunarsa, kiçik olacaqdır. Nəhayət, eyni temperaturda buzun üzərində doymuş buxar təzyiqi, soyumuş suyun üzərindəkinə nisbətən bir qədər kiçikdir. Belə ki,  $-20^{\circ}$  temperaturda çox soyumuş

su üzərində doymuş buxar təzyiqi 1,25 mb, buz üzərində isə 1,05 mb-dır. Bu çox soyumuş su səthinə nisbətən buz səthindən buxarlanmanın yavaş getməsi ilə əlaqədardır, çünki, su molekulları belə şəraitlərdə buz səthindən çətinliklə qopur. Eyni temperaturda buz və çox soyumuş su səthi üzərində doymuş buxar təzyiqinin qeyri-bərabər olması yağıntılıların əmələ gəlməsi prosesində böyük əhəmiyyət kəsb edir. Əgər eyni zamanda havada buz kristalları və soyumuş su damcıları mövcuddursa, onda belə şəraitlərdə su buxarı buxar təzyiqi böyük olan damcılardan üzərində buxar təzyiqi kiçik olan buz kristallarına doğru yerini dəyişir və sonra bu kristallar üzərində buxar çökür və kondensasiya olur. Buz kristalları, beləliklə, tədricən böyüyür və qar dənəciklərinə çevrilir.

### 5.3. Havanın rütubətliyini səciyyələndirən kəmiyyətlər

Rütubət aşağıdakı kəmiyyətlər ilə xarakterizə olunur:

1.  $1 \text{ m}^3$  havada qramlarla ilə ifadə olunan su buxarının miqdarı. Bu kəmiyyət **mütləq rütubətlik** adlanır. Bundan sonra o  $a$  ilə işarə ediləcək.

2. Millimetr civə sütunu və ya millibarlarla ifadə olunan havanın tərkibində olan su buxarının **elastikliyi** və ya **təzyiqi**. O da həmçinin mütləq rütubət  $e$  adlandırılır. Əgər  $e$  millimetrlə ifadə olunubsa,  $a$  və  $e$  arasında sadə əlaqə vardır. Məlumdur ki,  $0^\circ$  temperaturda və 760 mm təzyiqdə  $1 \text{ m}^3$  quru havanın çəkisi 1293 qramdır. Həmin bu həcm quru havanın  $t$  temperaturda və təzyiqdə çəkisi bərabərdir

$$1293e / (1 + \alpha \cdot t) p_0, \quad (5.1)$$

Burada  $\alpha = 0,004$  – havanın həcmi genişlənmə əmsalıdır.

$$a = 1,061 / 1 + a, \text{ q/m}^3$$

Eyni şəraitlərdə havaya nisbətən sıxlığı 0,622 bərabər olan  $1 \text{ m}^3$  su buxarının çəkisi aşağıdakı kimi olar:

$$a = (1293 \cdot 0,622e) / (1 + \alpha \cdot t) \text{ q/m}^3 \quad (5.2)$$

Əgər rütubəti  $e$  və havanın təzyiqini  $p$  millimetrlərlə ifadə etsək, onda

$$1293 \cdot 0,622 / 760 = 1,06$$

olar və

$$a = 1,06 e / (1 + \alpha \cdot t), \text{ q/m}^3 \quad (5.3)$$

Əgər  $e$  və  $p$  millibarlarla ifadə edilərsə, onda

$$1293 \cdot 0,622 / 1013 = 0,80$$

olar və

$$a = 0,80e / (1 + \alpha \cdot t), \text{ q/m}^3 \quad (5.4)$$

1,06 /1+a əmsalı vahidə yaxındır, ona görə də mütləq rütubətliyin və su buxarının elastikliyinə millimetrlə ifadə olunmuş qiymətləri yaxındır, 16,5° temperaturda isə biri birinə bərabərdirlər. Buna görə də, meteoroloji təcrübədə su buxarının təzyiqini çox vaxt **mütləq rütubətlik** adlandırırlar. Lakin, hal-hazırda, buxar təzyiqi əsasən millibarla ifadə olunur və onun kəmiyyəti mütləq rütubətlikdən gözə carpacaq dərəcədə fərqlənir, ona görə də bu kəmiyyətləri qarışdırmaq məsləhət görülmür. Məsələn, t = 20° temperaturda və e = 18 mbar mütləq rütubətlikdə

$$a = \frac{0,8 \cdot 18}{1+0,004 \cdot 20} = \frac{14,6}{1,08} = 13,5 \text{ q/m}^3$$

Əgər su buxarının təzyiqi e=18 mm olarsa, onda

$$a = \frac{1,06 \cdot 18}{1+0,004 \cdot 20} = 17,6 \text{ q/m}^3 \text{ olar.}$$

3. Eyni temperaturda havanın tərkibində olan su buxarının doymuş buxarın təzyiqinə nisbəti. Bu kəmiyyət **nisbi rütubətlik** adlanır. Onu faizlə ifadə edirlər. Deməli, nisbi rütubətlik tam doymuş rütubətli havanı faizlərlə xarakterizə edən rəqəmdir. Bundan sonra o **r** hərfi ilə işarə ediləcək. Beləliklə,

$$r = \frac{e}{E} 100\%$$

Nisbi rütubətlik rütubətli havanın doymuş vəziyyətdən uzaq və ya yaxın olmasını göstərir. Əgər ətraf mühit su buxarı ilə doymuş vəziyyətdədirsə, yəni e=E, nisbi rütubətlik 100% bərabərdir, əgər rütubətlik 50% - dirsə, onda bu o deməkdir ki, məkanın yarısı su buxarı ilə doyub. Əgər mütləq rütubətlik e dəyişməz qalırsa, bu halda temperaturun yüksəlməsindən və ya aşağı düşməsindən asılı olaraq, nisbi rütubətlik artır və ya azalır, çünki, temperaturun belə dəyişmələrində doymuş buxar təzyiqi dəyişir. Belə ki, 20° temperaturda və e = 6,1 mb mütləq rütubətlikdə doymuş buxar təzyiqi E = 23,4 mb, nisbi rütubətlik isə r = 26%-dir. Əgər temperatur 10°-ə qədər düşərsə, onda E=12,3 mb qədər azalar, nisbi rütubətlik isə 50% qədər artar. Temperaturun sonrakı 0° qədər aşağı düşməsi e-nin E bərabər olmasına gətirib çıxarar, çünki, 0° temperaturda doymuş buxar təzyiqi 6,1 mb ilə təyin edilir. Bu halda nisbi rütubətlik r =100% təşkil edəcək, yəni su buxarı doymuş hala çatacaq. Bu verilənlərdən görünür ki, temperatur artdıqda su buxarı doymuş haldan uzaqlaşır və hava quru olur, çünki, temperatur artdıqda doymuş vəziyyətə gəlmək üçün daha çox su buxarı tələb olunur. Əksinə, temperatur aşağı düşdükdə su buxarı doymuş hala yaxınlaşır, çünki, daha aşağı temperaturlarda doymuş hala gəlmək üçün az buxar tələb edilir.

4.1 kq rütubətli havanın tərkibində olan su buxarının qramlarla miqdarı **xüsusi rütubətlik** adlanır və **s** hərfi ilə işarə edilir.

$$s = \frac{622e}{p}, q/kq \quad (5.5)$$

burada p - atmosfer təzyiqi və e - su buxarının elastikliyi (təzyiqi).

5. Rütubət çatışmazlığı və ya doymamazlıq, yəni verilən temperaturda su buxarının elastikliyi və onun həqiqi doymuş buxar təzyiqi arasındakı fərqi. Bu kəmiyyət adətən **d** hərfi ilə işarə edilir. Belə ki,

$$d = E - e \quad (5.6)$$

Əgər havanın temperaturu 20° -yə bərabədirsə, mütləq rütubətlik isə e = 6,1 mb olarsa onda d = 23,4 - 6,1 = 17,3 mb olar.

6.Şeh nöqtəsi, yəni havada olan buxarın doymuş vəziyyətə çatdığı temperatur. Yuxarıda göstərilmişdi ki, 20° temperaturda və 6,1 mb bərabər olan elastiklikdə nisbi rütubətlik 26% müəyyən edilir, belə şəraitlərdə 17, 3 mb rütubət çatışmamazlığı yaranırdı. Havanın temperaturu aşağı düşdükdə nisbi rütubətlik artır və 0° temperaturda havada olan su buxarının elastikliyi doymuş buxar təzyiqinə bərabər (e = E) olur, belə şəraitlərdə nisbi rütubətlik 100%-ə çatır və tam doymanı göstərir. Bu halda 0° temperatur şeh nöqtəsidir. Beləliklə, su buxarı doymuş hala hava şeh nöqtəsinə qədər soyuduqda çatır. Əgər su buxarı ilə doymuş hava soyumağa davam edərsə və onun temperaturu şeh nöqtəsindən aşağı düşərsə, onda su buxarının təzyiqi doymuş buxar təzyiqindən çox olacaq. Belə şəraitlərdə izafi buxarın kondensasiyası, yəni, buxarın qazvari haldan maye və ya bərk vəziyyətinə keçməsi başlanacaq. Bu kondensasiyanın məhsulları maye və ya bərk çöküntü şəklində yerə düşür.

#### 5.4. Havanın rütubətliyinin ölçmə üsulları

Havanın rütubətliyini ölçmək üçün psixrometrlərdən istifadə edilir. Mütləq rütubətlik aşağıdakı formula ilə hesablanır:

$$e = E_1 - Ap (t - t_1), \quad (5.7)$$

burada e- havanın mütləq rütubətliyi, E<sub>1</sub> - yaş termometrin temperaturuna görə su buxarının maksimal təzyiqi, t – havanın temperaturu, t<sub>1</sub>- yaş termometrin temperaturu, p - havanın təzyiqi, A – küləyin sürətindən asılı olan əmsal.

Müşahidə budkasında (qutuda) yerləşdirilən psixrometer üçün küləyin orta sürəti 0,8 m /s yaxın, A = 0,0008, termometrin rezervuarının yanında ventilyasiya zamanı hava axınının sürəti aspirasiya psixrometri üçün, 2 m/san, A = 0,00066.

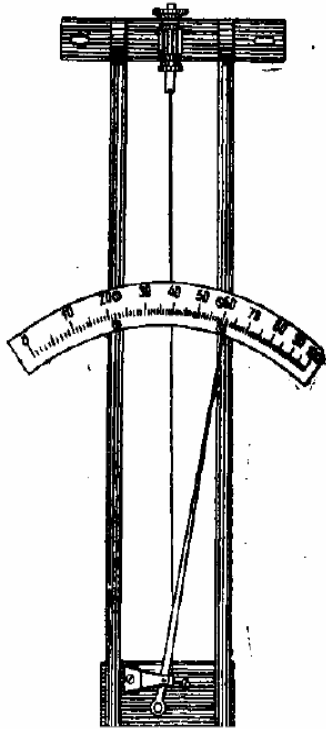
Havanın nisbi rütubətliyi aşağıdakı formula ilə hesablanır:

$$r = \frac{e}{E} 100\% \quad (5.8)$$

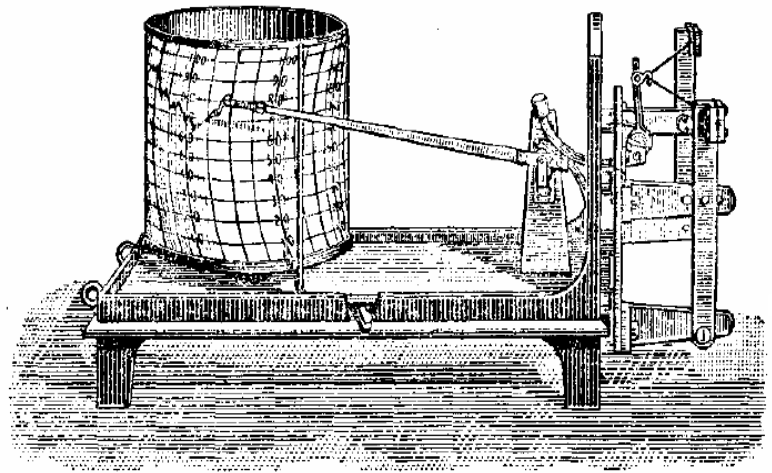
burada r - havanın nisbi rütubətliyi, e- havanın mütləq rütubətliyi, E<sub>1</sub> – quru termometrin temperaturuna görə su buxarının maksimal təzyiqi.

Meteoroloji stansiyalarda rütubətliyin müəyyən edilməsi adətən quru və yaş termometrlərin göstəricilərinə görə xüsusi psixrometrik cədvəllər vasitəsilə həyata keçirilir. Psixrometrlə havanın rütubətliyi yalnız isti dövrdə ölçülür. Qış vaxtı psixrometrlərin göstəriciləri az etibarlıdır. Buna görə də, ilin soyuq dövründə havanın rütubətliyini ölçmək üçün digər cihazdan, hiqrometerdən istifadə edilir (şək.5.1).

Hiqrometerin əsas hissəsi piysizləşdirilmiş insan tüküdür. Tükün bir qurtaracağı hərəkətsiz metallik çərçivənin yuxarı hissəsinə digər qurtaracağı isə buxova bərkidilib. Buxov kiçik çəkilyə malikdir, onun sayəsində tük həmişə dartılmış vəziyyətdə olur. Buxovun oxuna uzun, nazik əqrəb bərkidilib, onun yanında 0-dan 100-ə qədər bölgüsü olan şkala var. Hiqrometer iş prinsipi rütubətin dəyişməsindən insan tükünün öz uzunluğunu dəyişməsi qabiliyyətinə əsaslanır. Rütubət artdıqda hiqrometerin tükü uzanır, azaldıqda - qısalır. Bu hərəkətlər əqrəbə ötürülür, o isə havanın nisbi rütubətinin qiymətini şkalada göstərir. Hiqometr



Şəkil 5.1. Hiqrometer

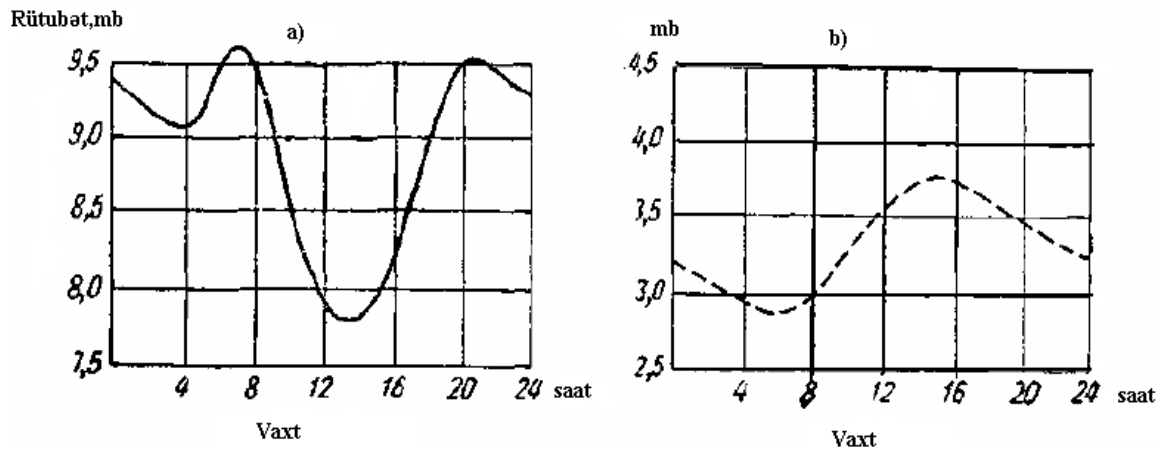


Şəkil 5.2. Hiqroqraf

psixrometrik budkada (qutuda) psixrometrlə birlikdə quraşdırılır. Havanın nisbi rütubətinin qiymətinin fasiləsiz dəyişməsinə qeyd etmək üçün hiqroqraftan istifadə edilir (şək.5.2). Bu cihazın qəbul edicisi dayaqqlar arasında bərkidilmiş piysizləşdirilmiş insan saçdır. Saçın qısalma və ya uzanması uc hissəsində qələmi olan əqrəbə ötürülür, o isə fırlanan baraban üzərində bükülmüş lent üzərində havanın rütubətlik əyrisini çəkir.

### 5.5. Havanın mütləq rütubətliyinin sutkalıq və illik tərəddüdü

Havanın mütləq rütubətliyinin sutkalıq tərəddüdünün temperaturun sutkalıq tərəddüdü ilə sıx əlaqəsi var. Dəniz və okeanların üzərində, eləcə də sahillərdə mütləq rütubətlik sutka ərzində temperaturun artması ilə artır. Quruda da ilin soyuq dövründə mütləq rütubətliyinin sutkalıq gedişinin temperaturla belə əlaqəsi müşahidə edilir. Əgər torpaq kifayət qədər nəmlidirsə və onun səthindən havaya fasiləsiz olaraq su buxarı daxil olursa, onda bu halda ilin isti dövründə də quruda temperaturun artması ilə mütləq rütubətlik sutka ərzində artır. Quruda temperaturun kiçik tərəddüdü və torpağın zəif istiləşməsi müşahidə edilən rayonlarda da havanın mütləq rütubətliyinin temperaturdan belə asılılığı ola bilər. Bütün bu hallarda, havanın mütləq rütubətliyinin böyük qiymətləri yüksək temperatur baş verən zamanı, yəni saat 14-15-də, kiçik qiymətlər – günəş çıxana yaxın, minimum temperatur olan vaxtda müşahidə olunur. İlin isti dövründə qitələrin daxilində havanın mütləq rütubətliyinin sutkalıq gedişi digər xarakter alır. Günəş doğan zamanı rütubətliyinin minimumu müşahidə edilir, sonra o artır və saat 8-9 yaxın maksimuma çatır; daha sonra havanın rütubətliyi azalaraq, saat 14-15-də minimum olur, sonra yenidən artır və saat 20-21-ə yaxın maksimuma çatır, bundan sonra yenidən səhər minimuma qədər azalır. Gündüz saatlarında mütləq rütubətliyinin aşağı düşməsi şaquli mübadilə ilə izah edilir, bu zaman yer səthində buxar ilə zənginləşdirilmiş hava yuxarıya hərəkət edir, onun yerinə



Şəkil 5.3. Nukusda ( Orta Asiya, Amu-Dəryanın aşağı hissəsi) mütləq rütubətliyinin sutkalıq gedişi, a - yay tipi, b - qış tipi

isə daha quru hava gəlir. Belə ki, şaquli mübadilə ən böyük qiymətə saat 14-15-ə yaxın çatır, onda mütləq rütubətliyinin minimum qiyməti də bu vaxta düşür. Saat 14-15-dən sonra şaquli mübadilə zəifləyir və aşağı qatlarda havanın rütubətliyi buxar axınının sayəsində ikinci maksimuma, gün batana yaxın vaxta qədər, artmağa başlayır. Günəş batdıqdan sonra, temperatur sürətlə azalmağa başlayır və su buxarının bir hissəsi kondensasiyaya uğrayır şəh və duman şəklində çökür. Bununla əlaqədar günəş batdıqdan sonra mütləq rütubətlik azalır və günəş çıxana yaxın minimuma çatır (şək.5.3). Hündürlük artdıqca havanın mütləq rütubətliyinin sutkalıq



tərəddüdü aşağı düşür və 2-3 km yüksəklik səviyyəsində sönür. Havanın mütləq rütubətliyinin illik gedişi temperaturun illik gedişinə analojidir. İllik gedişdə onun ən yüksək qiymətləri ilin ən isti ayına - iyula, ən kiçik - ən soyuq aya – yanvara, bəzi yerlərdə - fevrala düşür.

### **5.6. Havanın nisbi rütubətliyinin sutkalıq və illik tərəddüdü**

Havanın nisbi rütubətliyinin sutkalıq tərəddüdü başlıca olaraq havanın temperaturundan asılıdır. Havanın temperaturu artdıqda su buxarı doymuş haldan uzaqlaşır, azaldıqda isə ona yaxınlaşır. Bu nisbi rütubətlik formulundan aydın görünür:  $r = \frac{e}{E} 100 \%$ .

Gündüz havanın temperaturu artdıqda mütləq rütubətlik  $e$  və doymuş buxarın elastikliyi  $E$  artır, lakin,  $E$  qiyməti  $e$  nisbətən tez artır, buna görə də nisbət özündə, yəni nisbi rütubətlik azalır. Əksinə, gecə temperaturun aşağı düşməsi ilə əlaqədar nisbi rütubətlik artır. Beləliklə, havanın nisbi rütubətliyinin sutkalıq gedişi temperaturun sutkalıq gedişinin əksidir. Düzənlik və vadilərdə nisbi rütubətliyin minimumu saat 14-15-ə yaxın olur, bu zaman temperaturun maksimumu olur, rütubətliyin maksimumu isə səhər günəş çıxan vaxtı, temperatur minimum olduqda müşahidə edilir. Nisbi rütubətliyin sutkalıq amplitudasının tərəddüdü yayda qısa nisbətən böyükdür, aydın havada tutqun havaya nisbətən rütubətin tərəddüdü daha yüksəkdir. Sahilyanı ərazilərdə gündüzlər küləklər dəniz və ya okeandan əsir. Onlar rütubətli hava kütlələrini quruya gətirir. Belə küləklər ən böyük gücə günorta saatlarından sonra, maksimal temperatur müşahidə olunan zaman çatır. Buna görə də, sahilyanı ərazilərdə nisbi rütubətliyin və havanın temperaturunun ən böyük qiymətləri eyni bir vaxta düşür. Düzənliklərdə nisbi rütubətliyin illik gedişi havanın temperaturun illik geişinin əksidir. Nisbi rütubətliyin ən yüksək orta aylıq qiymətləri ilin soyuq dövrünə, aşağı qiymətləri – may - sentyabr dövrünə düşür. Musson iqlim şəraitində havanın nisbi rütubətliyinin ən yüksək qiymətləri yağıntıların miqdarı bol olan aylarda, yəni yay aylarında, ən kiçik qiymətlər – qış aylarında müşahidə edilir. Belə ki, Vladivostokda, rütubətliyin ən yüksək orta aylıq qiymətləri (89 %) iyul ayına, kiçik qiymətlər (68%) – noyabr ayına düşür.

### **5.7. Atmosferdə su buxarının şaquli paylanması**

Su buxarı diffuziya və şaquli mübadilə sayəsində yuxarıya doğru, hətta stratosferə qədər yayılır, və deməli, atmosferin böyük bir qatında paylanır. Atmosferdə müəyyən şəraitlərdə su buxarının kondensasiyası baş verir, bulud, yağıntılar əmələ gəlir ki, onların yer səthinə düşməsindən sonra atmosferdə rütubətin miqdarı azalır. Buna görə də, hündürlük boyu mütləq rütubətin paylanması buxarlanma və kondensasiya, yağıntıların formalaşması, temperatur şəraitləri, konveksiyanın və turbulent mübadilənin inkişaf dərəcəsi proseslərindən asılıdır. Bunun sayəsində hündürlük boyu rütubətin dəyişməsinin müəyyən ciddi qanunauyğunluğunu çıxartmaq çətindir. Müşahidələr göstərir ki, mütləq rütubətlik hündürlük boyu sürətlə azalır. Bu onunla

əlaqədar baş verir ki, fəal səthə bilavasitə bitişik aşağı hava qatları fasiləsiz olaraq su buxar ilə təchiz olunur. Yuxarıda yerləşən qatlar isə bu səthdən nə qədər uzaqdırsa, bir o qədər az su buxarı qəbul edir. Bundan başqa, hündürlük boyu temperatur azalır və biz bilirik ki, temperatur havanın tərkibində olan su buxarını məhdudlaşdırır: havanın temperaturu nə qədər aşağıdırsa, tərkibdə su buxarının miqdarı bir o qədər azdır. Sərbəst atmosferdə mütləq rütubətliyin hündürlük boyu azalması dağlıq ərazilərə nisbətən sürətlə gedir, çünki, böyük dağ silsilələri buxarlanma ilə atmosferi qismən su buxarı ilə təchiz edirlər. Məsələn, sərbəst atmosferdə mütləq rütubətlik 1500 m hündürlükdə orta hesabla 2 dəfə, 3000 m hündürlükdə 4 dəfə və 5000 m hündürlükdə 10 dəfə, yəni atmosfer təzyiqinə nisbətən daha sürətlə azalır.. Dağlıq ərazilərdə mütləq rütubətlik 2000 m yüksəklikdə 2 dəfə, 4000 m yüksəklikdə 4 dəfə azalır. Mülayim enliklərdə su buxarının elastikliyinə e orta illik qiyməti 10 mb keçmir; deməli, artıq 5000 m yüksəklikdə buxarın təzyiqi 1 mb – dan kiçik olur, 8000-9000 m hündürlükdə isə 0,1 mb – dan aşağı düşür.

Su buxarının elastikliyinə hündürlük boyu azalması empirik düsturlarla ifadə edilir. Beləki, dağlıq ərazilər üçün Xann aşağıdakı düsturu təklif edir:

$$e_z = e_0 * 10^{-z / 6,3} \quad (5.9)$$

burada  $e_0$  və  $e_z$  - su buxarının dəniz səviyyəsində və  $z$  km yüksəklikdə elastikliyidir. N.F. Nakorenko aeroloji məlumatlara görə sərbəst atmosfer üçün aşağıdakı düsturu təklif etmişdir:

$$e_z = e_0 * 10^{-k(t_0 - t)} \quad (5.10)$$

burada  $t_0, t$  – yer səthində və  $z$  hündürlüyündə havanın temperaturu,  $k$  – empirik əmsaldır, onun orta illik qiyməti müxtəlif məntəqələr üçün az fərqlənir və Pavlovsk üçün 0,0387 bərabərdir. Bu düsturlar empirikdir və yalnız atmosferdə havanın rütubətliyinin müəyyən vaxt ərzində paylanması orta qiymətini təxmini xarakterizə edir. Xüsusi rütubətliyin  $s$  hündürlük boyu azalması kiçikdir, çünki o  $e/p$  nisbətindən asılıdır. Hər iki kəmiyyət hündürlük boyu azalır, lakin  $p$ -yə nisbətən  $e$  tez azalır, ona görə də  $s$  azalması  $e$  nisbətən yavaşdır. Ümumiyyətlə, hündürlük artdıqca rütubətliyin azalması güclü tərəddüd edə bilər. Həqiqətdə, konveksiyanın və şaquli mübadilənin güclənməsi, hündürlük boyu havanın tərkibində su buxarını aşağıda azaldmalıdır və yuxarıda isə artırmalıdır, yəni tarazlaşdırmalıdır. Ayrı-ayrı günlərdə qeyd edilən qanunauyğunluqlar tez-tez tamamilə pozulur. Bu bulud təbəqələrilə, yağıntılardan düşməsilə, antisiklonlarda aşağıya doğru güclü hərəkətlərlə, cəbhə zonalarında hava kütlələrinin qalxması ilə, temperatur inversiyaları ilə əlaqədar ola bilər. Bütün bunlar nisbi rütubətliyin paylanmasında özünü göstərir, buna görə də onun hətta orta qiymətinin hündürlük boyu dəyişməsi üçün heç bir qanunauyğunluq tapılmamışdır. Müşahidələr göstərir ki, ümumilikdə nisbi rütubətlik də hündürlük boyu azalır, lakin qeyri-bərabər. Çox vaxt rütubətli və hətta doymuş qatların nisbətən

quru qatlarla əvəz olunması müşahidə edilir. Nisbi rütubətliyin hündürlük boyu dəyişməsində xüsusilə kəskin fərqlər atmosferin aşağı qatında (2-3 km hündürlüyə qədər) müşahidə olunur. Yayda gündüz vaxtı yer səthində nisbi rütubətlik kiçikdir, yuxarı 1,5-2,5 km hündürlüyə qalxdıqca o artır, burada onun ən böyük qiyməti qeyd edilir. Ən yüksək nisbi rütubətlik olan qat

#### Cədvəl 5.1.

#### Avropa üzərində atmosferin müxtəlif hündürlüklərində nisbi rütubətliyin orta qiymətləri

h,m	50	500	1000	2000	3000	4000
r, %	70	69,5	77	70	56	64

yay konveksiya səviyyəsinə və tez-tez bulud formalaşan qata müvafiqdir. Cədvəl 5.1-də Avropa üzərində yay vaxtı nisbi rütubətliyin qiymətləri verilmişdir. Qışda gündüz və gecə, yayda isə gecə aşağıda nisbi rütubətlik ən böyükdür, yüksəklikdə isə çox kəskin azalır. Yer üstü inversiyaların olması bəzən bu gedişi pozur. Troposferin yuxarı qatlarında nisbi rütubətliyin azalması yavaşdır, və ola bilsin tropopausaya qədər 50%-ə yaxın təşkil edir.

#### 5.8. Rütubətliyin coğrafi paylanması

Yer kürəsində mütləq rütubətliyin paylanması təxminən temperaturun paylanmasına uyğundur. Ən böyük qiymətə mütləq rütubətlik ekvatorial ərazilərdə malik olur və qütblər istiqamətində azalır. Cədvəl 5.2 – dən göründüyü kimi ekvatorada o orta hesabla 25 mb, 65°-ci enlikdə - 4 mb-a yaxındır.

#### Cədvəl 5.2.

Enlik, dər.	5	15	25	35	45	55	65
t°	25,5	25,4	21,9	15,3	8,7	1,2	-7,0
e mb	25,3	22,9	18,4	12,9	9,3	6,5	4,1
r %	79	75	61	70	74	78	82

Cədvəldə verilənlərdəndemək olar ki, nisbi rütubətliyin enliklər üzrə dəyişməsi çox mürəkkəb xarakter daşıyır. Tropik enliklərdə onun qiymətləri aşağıdır, yuxarı enliklərdə isə yüksəkdir. Ən quraq ərazilər – bu səhra və Mərkəzi Asiyanın quru çölləridir. Burada nisbi rütubətlik 20-10 %-ə qədər enir. Sahil zonalarında materikin daxilinə nisbətən rütubətlik yüksəkdir. Sahilyanı ərazilərdən Qafqazın Qara dəniz sahilində (Rusiya) rütubətli subtropikləri qeyd etmək olar.

#### 5.9. Havanın rütubətliyinin bitkilərə təsiri

Havanın rütubətliyi bitkilərə böyük təsir göstərir. O güclü dərəcədə transpirasiyanın intensivliyini müəyyən edir. Rütubətlik, aşağı olduqda transpirasiya artır, bu isə bitkinin saralıb solmasına səbəb olur. Bu müvəqqəti, və ya uzun ola bilər. Birinci hal müvəqqəti yüksək temperaturda və aşağı rütubətlikdə müşahidə olunur, məsələn, yayda gündüz saatlarında, bitkilər

torpaqdan kökləri vasitəsilə qəbul etdiyi suya nisbətən, onların yerüstü hissələri daha çox su itirir. Axşama rütubətlik artdıqda transpirasiya dayanır və bitkilər yenidən özünə gəlirlər. İkinci solma, uzundur, davamiyyətli isti və quru havada meydana gəlir. Belə şəraitlərdə torpaq buxarlanma vasitəsilə çoxlu su itirir və bitkinin fəaliyyəti üçün az miqdarda su qalır. Güclənən buxarlanma bitkilərin orqanizmində böyük su çatışmamazlığının əmələ gəlməsinə gətirib çıxarır. Bu onların boyatmasında və inkişafında güclü dərəcədə əks olunur. Əgər isti və quru hava uzun müddət davam edərsə, onda bitkilər quruya bilər. İfrat yüksək rütubətlənmə bitkilərin həm çiçəklənməsini, həm də bar verməsini gecikdirir və onların tozlanmasında pis təsir göstərir. Quru küləklərdə (qara yel) barvermə orqanları inkişafdən geri qalır, bəzən isə bitkilər quruyaraq məhv olur. Kənd təsərrüfatı məhsullarının yığılı zamanı havanın izafi rütubətliyi saman və buğdanın tərkibində nəmliyi artırır, bu məhsul yığan maşınların işinə pis təsir göstərir. Şam ağacının toxumlarının yayılması əhəmiyyətli dərəcədə havanın nisbi rütubətliyinin qiymətindən asılıdır: rütubətlik 75%-dən yüksək olduqda səpələnmə demək olar ki dayanır. Havanın rütubətliyi bitkilərin orqanizmlərində gedən biokimyəvi proseslərə böyük təsir göstərir. İsti, quru havada vegetasiya dövrü ərzində bitkilərin dənələrinin tərkibində zülal və azotun miqdarı artır.

#### 5.10. Bitki örtüyünün və şəhərin havanın rütubətliyinə təsiri

Bitki örtüyü, xüsusilə aydın, sakit havada rütubətliyə böyük təsir göstərir. Bitki örtüyünün daxilində havanın yüksək mütləq rütubətliyi yaranır, çünki, bitkilər çoxlu su buxarlandırır və bununla da yerüstü hava qatının su buxarı ilə zənginləşməsinə kömək edir. Həm də bitki örtüyü küləyin sürətini azaldır və daha quru hava ilə rütubətli havanın şaquli mübadiləsini çətinləşdirir, bütün bunlar da mütləq rütubətliyin artmasına səbəb olur. Quraqlıq olan 1934-cü ildə Saratov rayonunda payızlıq taxıl əkinində (10 sm hündürlükdə) saat 13-də buludsuz günlərdə havanın mütləq rütubətliyi 2 m hündürlüyə (psixrometrik budka) nisbətən orta hesabla 1,5 - 2,0 mb daha yüksək idi. Bitki örtüyünün nisbi rütubətliyə təsirinin nə qədər böyük olduğunu, Knyajedvorskoy (keçmiş Novqorod əyaləti, Rusiya) təcrübə stansiyasında 1922-ci ildə iyulun aydın günlərində əldə edilmiş aşağıdakı məlumatlar göstərir:

**Cədvəl 5.3.**

	saat 7		saat 13		saat 21	
	10 sm torpaq üzərində	bitkinin səthi hündürlüyündə	10 sm torpaq üzərində	bitkinin səthi hündürlüyündə	10 sm torpaq üzərində	bitkinin səthi hündürlüyündə
Çovdar	89	73	72	54	94	87
Boş sahə	79	70	52	46	92	85
Buğda	99	84	95	72	98	94
Boş sahə	84	79	62	57	94	85

Bu məlumatlar görə, boş sahələrdə çovdar və buğda bitkiləri əkilən sahələrə nisbətən nisbi rütubətlik aşağıdır. İlin isti dövründə meşədə əkin sahələrinə nisbətən havanın mütləq rütubətliyi bir qədər yüksəkdir, amma qış aylarında bu fərq demək olar ki, müşahidə edilmir. Əkin sahəsində və ada şəklində olan palıdlıqda – Voronej vilayətində meşə-çöl zonasında yerləşən Şipov meşəsində aparılan müşahidələr göstərir ki, yayda havanın mütləq rütubətliyinin orta aylıq qiymətlərində fərq 1 mb keçmir. Saat 13-də fərqlər bir qədər böyükdür, lakin onlar göstərici kimi istifadə edilə bilməz, çünki bu müddət ərzində əkin sahələrinə turbulent axınların təsiri özünü göstərir, onların sayəsində su buxarı havanın aşağı qatlarından daha yüksəyə nəql edilir. Saat 7-də aparılan müşahidələr daha xarakterikdir, çünki bu müşahidə vaxtı yuxarı qalxan cərəyanların və turbulentliyin təsiri özünü kiçik dərəcədə göstərir. Lakin belə bir müqayisədə də may – iyul fərqi hələ də cüzi olur, digər aylarda isə fərq tamamilə yoxdur. Yuxarıda göstərilən fərqlər göstərici hesab edilə bilməz, çünki, onlar yerüstü hava qatı şəraitləri üçün alınmışdır. Bu halda isə meşə üzərində yerləşən hava qatlarında aparılan müşahidələr daha etibarlıdır, çünki bu qatlara su buxarı nüfuz edə bilir. Bu baxımdan, hündürlüyü 1,5 m olan Sankt-Peterburq meşə-texniki akademiyasında yetişdirilən cavan palıdlıqda V.N. Obolenski tərəfindən aparılan müşahidələr maraq doğurur. Bu müşahidələr göstərdi ki, mütləq rütubətliyin ən böyük qiymətləri çətirlərin daxilindədir. İyul – sentyabr dövrü ərzində cavan palıdlığın çətirinin daxilində və 2 m hündürlükdə açıq sahədə havanın rütubətliyinin orta sutkslıq qiymətlərinin fərqi 1.0 -1.5 mb idi. Saat 13-də aydın havada fərq 3.5-4.0 mb, bəzi günlərdə isə - hətta 8.5 mb çatırdı. Lakin, görünür, saat 13-də olan bu fərqlər şişirdilmişdir, çünki, bu məlumatlar açıq yerdə havanın rütubətliyinə yuxarı qalxan cərəyanlar və turbulentlik güclü təsir göstərən zaman alınmışdır; palıdlığın çətirinin daxilində isə hava mübadiləsi çətin idi. Meşə havanın nisbi rütubətliyinə əhəmiyyətli dərəcədə təsir edir. V.N. Obolenskinin aldığı məlumatlara görə hündürlüyü 1,5 m olan cavan palıdlıqda nisbi rütubətin ən yüksək qiymətləri çətirlərin daxilində müşahidə olunur. Buradan yuxarıya doğru o azalır. İyul – sentyabr dövründə çətirlərin daxilində və açıq yerdə 2 m hündürlükdə havanın rütubətliyinin orta sutkalyıq qiymətlərinin fərqi 8 - 11% arasında tərəddüd edirdi. Aydın günlərdə saat 13-də fərq orta hesabla 22%, bəzi günlərdə isə - hətta 33-34% çatırdı. Belə böyük fərqlər aydın, zəif küləkli quru havada və yuxarı qalxan hərəkətlərdə yaranmışdır.

**Cədvəl 5.4.**

	3 müşahidə vaxtının orta qiyməti (saat 7,13,21)			Saat 13 üçün orta qiymət		
	meşə	sahə	fərq	meşə	sahə	fərq
Yanvar	86	86	0	84	84	0
İyul	80	71	+9	66	53	+13
İl	80	77	+3	69	65	+4

Cədvəl 5.4-də Voronej vilayətində meşə-çöl zonasında yerləşən Şipov meşəsində cavan palıdlıqda və onun ətrafındakı sahələrdə aparılan müşahidələr (1931-1935-ci illərdə) zamanı

nisbi rütubətliyin orta aylıq qiymətlərinin fərqləri (faizlə) verilir. Bu məlumatlar göstərir ki, havanın temperaturunun aşağı olması sayəsində meşədə açıq sahəyə nisbətən nisbi rütubətlik yüksəkdir, həm də ən böyük fərqlər yay aylarına (9-13%), yəni, havanın temperaturu böyük olan aylara təsadüf edir. Böyük şəhərlər havanın rütubətliyinə gözə çarpacaq təsir göstərir. Şəhərlərdə, həm mütləq, həm də nisbi rütubətlik ətraf ərazilərdən xeyli aşağıdır. Bu onunla izah edilir ki, ərazisi daş və asfaltla örtülmüş şəhərlər düşən yağıntıları səthində az saxlayır, suyun böyük hissəsi kanalizasiya şəbəkəsinə axır və yalnız kiçik bir hissəsi buxarlanma yolu ilə geri, havaya qayır. Eyni zamanda ətraf ərazilərlə müqayisədə daha yüksək temperaturlar nisbi rütubətliyin azalmasına səbəb olur.

### 5.11. Təbii şəraitdə buxarlanma

Yer səthinin müxtəlif ərazilərindən buxarlanmış suyun miqdarı buxarlanma sürəti və ya intensivliyi ilə, yəni, vahid zamanda (1 san.) 1 sm<sup>2</sup> səthdən buxarlanmanın miqdarı ilə müəyyən edilir. Praktiki məqsədlər üçün, buxarlanma millimetrlərlə buxarlanan su qatının qalınlığı ilə ifadə olunur; 1 m<sup>2</sup> sahədən buxarlanan 1 kq su kütləsi 1 mm hündürlüyü olan qata bərabərdir.

Təbii şəraitdə buxarlanma çox mürəkkəb prosesdir və onun intensivliyi, bir çox amillərdən asılıdır, bunlara aşağıdakılar aiddir:

- 1) buxarlanma səthinin temperaturu,
- 2) havanın rütubət çatışmazlığı,
- 3) küləyin sürəti,
- 4) atmosfer təzyiqinin qiyməti.

Bu asılılıq Dalton qanunu ilə ifadə olunur

$$W = A \frac{E-e}{P} \quad (5.11)$$

burada W- buxarlanmanın sürəti, q/sm<sup>2</sup>·san; E - buxarlanma səthinin temperaturunda doymuş buxarın təzyiqi; e – buxarlanma səthi üzərində buxarın təzyiqi; P - atmosfer təzyiqi; A - əsasən küləyin sürətindən asılı olan mütənasiblik əmsali.

Buxarlanma səthinin temperaturu artdıqca onun üzərində doymuş buxarın elastikliyi, rütubət çatışmamazlığı artır, bu isə buxarlanmanın sürətini də artırır. Havanın rütubətliyi nə qədər aşağı olarsa, rütubət çatışmamazlığı bir o qədər çoxdur, deməli, buxarlanma sürəti böyükdür. Həm də qeyd etmək lazımdır ki, rütubət çatışmamazlığı, havanın deyil, buxarlandırıcı səthin temperaturuna nisbətən hesablanır. Əgər buxarlanma məhdudlaşdırılmış qapalı həcmdə gedirsə, onda bu həcmə tezliklə su buxarı ilə doymuş vəziyyəti yaranır və buxarlanma kəsilir. Lakin, təbii şəraitlərdə buxarlanma hədudsuz məkanda gedir və su buxarı fasiləsiz ətraf mühitə yayılır. Yalnız, bilavasitə buxarlandırıcı səthlə təmasda olan çox nazik qatda doymuş hala yaxın vəziyyət yaranır, lakin buxarlanma kəsilir, çünki bu qatdan diffuziya və turbulent mübadilə

yolu ilə su buxarı həmişə ətraf mühitə aparılır. Buna görə də, buxarlanmanın intensivliyi buxarlanma səthindən atmosferin yuxarı qatlarna şaquli istiqamətdə nəql edən diffuziyanın sürətindən və ya turbulentiyyətdən asılı olacaqdır. Hərəkətsiz havada təzyiq azaldıqca diffuziya artır, bundan başqa, havanın təzyiqi az olduqca, molekulaların su səthindən qopması asanlaşır. Bu buxarlanma intensivliyi ilə atmosfer təzyiqi arasında sadə əks əlaqə olduğunu izah edir. Lakin təbii şəraitlərdə hava tam sakit olmur və su buxarının yayılmasında artıq diffuziya deyil, küləyin sürətinin artması ilə artan turbulent mübadilə başlıca rol oynayır. Buradan buxarlanma intensivliyi ilə küləyin sürəti arasında düz əlaqə olduğu müəyyən olunur. Lakin, buxarlanma intensivliyinin küləyin sürətindən asılılığı mürəkkəbdir və müxtəlif şəraitlərdə eyni deyil. Küləyin sürəti artdıqda buxarlanma intensivliyi havanın su buxarı ilə doyma dərəcəsindən asılıdır. Məsələn, kiçik su hövzələrində külək buxarlanma intensivliyini artırır, çünki, buxarlanan səthə daima daha quru hava gəlir. Böyük su hövzələrində isə küləyin güclənməsi gözə çarpacaq təsir göstərmir, bu onunla əlaqədardır ki, hövzə üzərindən keçən hava nəmlənir. Meteoroloji şəraitlərdən başqa təbii buxarlanmaya buxarlanma səthinin xüsusiyyətləri də təsir göstərir. Torpaq səthindən buxarlanmaya torpağın fiziki xassələri, onun səthinin vəziyyəti relyef və digər amillər böyük təsir göstərir. Belə ki, boş, kəsəkli, geniş kapillyarlara malik olan torpaq, toz və ya sıx, dar kapillyarları olan torpağa nisbətən az buxarlandırır. Bu onunla izah edilir ki, dar kapillyarlarla su buxarlanma səthinə doğru geniş nisbətən daha yuxarı qalxır. Eyni səbəbdən narin qum iri qumluya nisbətən, qumlu torpaq - gillidən daha çox buxarlandırır. Buxarlanma sürəti torpaq səthinin nəmlik dərəcəsindən də asılıdır. Torpaq nə qədər qurudursa, buxarlanma bir o qədər yavaş gedir və bir o qədər az meteoroloji amillər təsir göstərir. Torpaq səthindən buxarlanmaya həmçinin qrunt sularının dərinliyi də təsir edir. Buxarlanma səthinə qrunt suları nə qədər yaxın olarsa, buxarlanma bir o qədər çox olar. Hamar səth kələ-kötür səthə nisbətən az buxarlandırır, çünki onun buxarlanma səthi kiçikdir. Açıq torpaqlar tünd torpaqlardan az buxarlandırır, çünki onlar daha az qızır. Buxarlanmaya relyefin əhəmiyyətli təsiri var. Turbulent mübadilə intensiv olan yüksəkliklərdə, buxarlanma çökəkliklərə və vadilərə nisbətən daha intensivdir. Bitki örtüyünün olması bilavasitə torpağın səthindən rütubətin buxarlanmasını əhəmiyyətli dərəcədə azaldır. Bu onunla əlaqədardır ki, bitki örtüyü torpağı günəş şüaları ilə qızmadan mühafizə edir, havanın rütubətini artırır və küləyin sürətini azaldıqca, yer səthində turbulent mübadilə azalır. Meşədə torpaq səthindən rütubətin buxarlanması xüsusilə çox zəifdir. Şam-ağcaqayın meşəsində və kəsəkli otluqda (Moskvanın şimalında) torpaq səthindən buxarlanma üzərində aparılan müşahidələr göstərdi ki, iyuldan oktyabra qədər dövrdə otluq səthinə nisbətən meşə torpaq səthindən 2,7 dəfə az buxarlanma olmuşdur. Çoxdan düşmüş yarpaqlardan və ya iynəyarpaqlı çürüntüdən ibarət meşə döşənəyi olduqda meşədə torpaq səthindən buxarlanma daha çox azalır. Ancaq bitkilər, onların kök sistemləri yerləşdiyi torpaq

qatından aldığı çoxlu suyu buxarlandırır və bununla da torpağı qurudur. Buna görə də, bitki örtüyü olan torpaq çılpaq torpaqla müqayisədə çoxlu rütubət itirir. Bitkilər böyük miqdarda rütubət buxarlandırır. Bu buxarlanma ağızciq çıxışlarından baş verir, onlar şəraitdən asılı olaraq ya açılır və ya daralır. Bu yolla bitki özü buxarlanmanı tənzimləyir. Buna görə də, bitkilər tərəfindən rütubətin buxarlanma prosesi fiziki-bioloji prosesdir və fiziki buxarlanmadan fərqli olaraq **transpirasiya** adlanır. Bitkilər tərəfindən rütubətin transpirasiyası başlıca olaraq rütubət çatışmazlığından, havanın və torpağın temperaturundan, küləyin sürətindən asılıdır. Transpirasiyaya işıqda təsir göstərir. Səpələnən işıq onu 30 — 40%, düzünə düşən işıq isə bir neçə dəfə artırır. Müxtəlif cins ağaclar müxtəlif transpirasiyaya malikdirlər. İynəyarpaqlı cinslər enli yarpaqlılara nisbətən az transpirasiya edir. Su səthlərindən (dəniz və okeanlardan, çay və göllərdən) buxarlanmaya suyun duzluluğu təsir göstərir, o doymuş buxarın elastikliyinə aşağı salaraq, buxarlanmanın sürətini azaldır. Bundan başqa, buxarlanma nəticəsində məhlulun qatılığı artır və buxarlanma dərəcəsi daha da azalır. Havanın nisbi rütubətliyinin kiçik qiymətlərində bu azalma kiçikdir, lakin yüksək rütubətlərdə - daha böyükdür. Məsələn, nisbi rütubətlik  $r = 90\%$  olduqda dəniz suyunun buxarlanması 0,8,  $r = 95\%$  olduqda isə şirin suyun buxarlanması artıq 0,6 təşkil edir.

### **5.12. Təbii buxarlanmanı müəyyən edən üsullar**

Təbii şəraitdə buxarlanma prosesi yer üzərində suyun dövranının başlıca həlqələrindən biridir. Buxarlanmaya əhəmiyyətli miqdarda istilik sərf edildiyi üçün onda buxarlanma həm də yer səthində istilik mübadiləsinin vacib amilidir. Təbii buxarlanmanın müəyyən edilməsi, xüsusilə kənd təsərrüfatı, hidrotexniki məsələlərin həllində çox mühüm tətbiqi əhəmiyyətə malikdir. Mürəkkəb bir məsələ olan təbii şəraitdə buxarlanmanın öyrənilməsi artıq çoxdan bir çox alimləri - meteoroloqları, hidroloqları, iqlimşünasları və okeanoqrafları maraqlandırmışdır. Lakin bu problemin ən ciddi həlli keçmiş sovet alimləri D.L. Layxtman, M.P. Timofeyev, M.İ. Budiko, B.V. Polyakovun əsərlərində öz əksini tapmışdır. Onlar buxarlanmanın hesablanması üçün meteoroloji müşahidələrin məlumatlarına görə bir sıra nəzəri düsturlar almışlar. Hal-hazırda buxarlanma təyin edilir:

- 1) buxarlandırıcıların köməkliyi ilə buxarlanmanın bilavasitə ölçülməsi yolu ilə;
- 2) təcrübi məlumatlara əsaslanaraq alınmış eksperimental düsturların köməkliyi ilə;
- 3) aşağıdakılara əsaslanaraq, nəzəri düsturların köməkliyi ilə:
  - a) su balansı tənliyi,
  - b) istilik balansı tənliyi (istilik balans üsulu),
  - c) su buxarının turbulent diffuziyadan (diffuziya üsulu) asılılığından istifadə.



### 5.12.1. Buxarlanmanın ölçülməsi. Buxarlanma qabiliyyəti

Buxarlanma prosesinin təbii gedişini pozmadan buxarlanan suyun həqiqi miqdarını ölçmək çox çətindir. Hal-hazırda tətbiq edilən cihazlarla, kiçik həcmdə su və ya nümunə kimi götürülmüş torpaq üçün buxarlanma müəyyən edilir. Cihaza yerləşdirilmiş nümunələr digər kütlədən təcrid edilir; bununla təbii rütubət və istilik mübadiləsi pozulur və beləliklə, buxarlanma şəraitləri dəyişdirilir. Buna görə də, cihazlarla ölçülmüş buxarlanma qiymətləri həqiqidən əhəmiyyətli fərqlənə bilər. Beləliklə, hər bir buxarlandırıcı hansı bir sistemdən olursun təbiətdə mövcud olan buxarlanma üçün şərait yarada bilmir, onun göstəriciləri isə həqiqi buxarlanma haqqında nisbi fikir yaradır və buxarlanmanı yalnız xarakterizə edir.

Mövcud meteoroloji şəraitlərdə, su ehtiyatı məhdud olmayan verilən ərazidə potensial buxarlanma ehtimalı **buxarlanma qabiliyyəti** adlanır. Bu zaman ya qabda olan təmiz su səthindən (buxarlandırıcı), ya təbii şirin su hövzəsinin açıq su səthindən, ya da izafi rütubətlənmiş torpaq səthindən buxarlanma başa düşülür. Bu üç anlayışlar arasında tam üst-üstə düşmə yoxdur, çünki izafi rütubətlənmiş torpaqdan buxarlanma təbii su hövzəsindəki buxarlanma şəraitlərindən fərqlənir, bu sonuncular isə buxarlandırıcı qabdakı buxarlanma şəraitlərindən fərqlənirlər. Buxarlanma və təbii buxarlanma arasındakı fərq çox böyük ola bilər. Bu səhralarda xüsusilə kəskin gözə çarpır, orada suyun olmaması ilə əlaqədar buxarlanma cüzdür, buxarlandırıcıların göstəriciləri isə çox böyük buxarlanma ehtimalını verirlər. Məsələn, Daşkənd rayonunda il ərzində buxarlanma (açıq su səthindən buxarlanma mümkündür) 2000 mm yaxın ola bilər, faktiki buxarlanma isə cüzdür. Buxarlandırıcıların böyük çatışmayan cəhətlərindən biri odur ki, müxtəlif yerlərdə quraşdırılmış müxtəlif cihazlardan əldə edilmiş nəticələr, həmişə müqayisə edilən olmur. Buna görə də, bilavasitə ölçmələr yolu ilə həqiqi buxarlanmanın müəyyən edilməsi problemi hal-hazırda hələ də həll edilməmiş qalır.

### 5. 12. 2. Buxarlanmanın hesablanması

#### a) empirik düsturlarla

Empirik düsturlar müxtəlif buxarlandırıcılar və hövzələrdə buxarlanma dərəcəsi və meteoroloji elementlər üzərində aparılan müşahidələr yolu ilə əldə edilmiş məlumatlar əsasında müəyyən edilir. Belə ki, buxarlanmanı müəyyən edən əsas amillər rütubət çatışmamazlığı və küləyin sürəti, adətən bunlar bütün təklif olunan empirik düsturlarda nəzərə alınır. Həm də buxarlandırıcı səthin temperaturunu ölçmək çətin olduğu üçün bəzən rütubət çatışmamazlığı havanın temperaturuna görə hesablanır. Buxarlanma sürətinin rütubət çatışmamazlığı və küləyin sürətindən asılılığı ifadə edən ən sadə empirik düstur V.V. Şuleykinin düsturudur:

$$W = C_u (E_1 - e) \quad (5.12)$$

burada  $W$  - buxarlanma sürəti  $q/sm^2\cdot san$ ;  $C$  - su buxarının elastikliyi  $e$  və küləyin sürəti  $u$  ölçülən hündürlükdən asılı olan əmsal.

V.S. Samoylenkonun hesablamalarına görə, küləyin sürəti və su buxarının elastikliyi 2 m hündürlükdə ölçüldükdə, dəniz səthindən buxarlanma zamanı  $C$  kəmiyyəti  $0,45 \cdot 10^{-6}$  bərabərdir. Meteoroloji təcrübədə adətən uzun və ya qısa müddətə (gün, ay, il) görə yer səthinin müxtəlif sahələrində buxarlanmanın orta qiymətləri təyin edilir. Suvarma, drenaj və s ilə bağlı məsələləri həll etmək üçün çox vaxt əvvəllər buxarlanmanın bilavasitə ölçülməsi aparılmayan rayonlarda buxarlanmanı təyin etmək lazım gəlir. Bu zaman təxmini empirik formulalardan istifadə edilir. Açıq su hövzələrində buxarlanmanı hesablamaq üçün su hövzəsinin səthindən bir ayda millimetrlə buxarlanmanı verən Meyer-Tixomirov formulu tətbiq edilir:

$$W = (E - e) \cdot (15 + 3u) \quad (5.13)$$

burada  $E$  – havanın orta aylıq temperaturuna müvafiq olan millimetrlə doyan buxarın elastikliyi;  $e$  - orta aylıq temperatur və nisbi rütubətliyə görə hesablanmış buxar təzyiqi;  $u$  – flüqerin hündürlüyündə (8-10 m) küləyin orta aylıq sürəti,  $m / s$  ilə. Lakin, buna uyğun düsturlar yalnız onların alındığı şəraitlər zamanı tətbiq edilə bilər. Bundan başqa onlar ölçmələrlə üstə-üstə düşməyir, çünki, bu düsturlarda buxarlandırıcı səthin temperaturu və xüsusilə, müxtəlif buxarlandırıcı səthlər üçün turbulent mübadilə nəzərə alınmır.

b) su balansı metodu ilə buxarlanmanın təyini

Yağıntı  $r$  şəklində səth örtüyünə gələn və buxarlanma  $E$  və axın  $f$  vasitəsilə itən suyun cəbri cəmi **su balansıdır**. Bütün yer kürəsi üçün hətta qısa bir zaman ərzində, bəzən isə yer səthinin ayrı-ayrı sahələri üçün daha uzun və ya qısa davamiyyətli vaxt ərzində su balansısı sifirə bərabərdir. Deməli, su balansısı tənliyindən  $r - e - f = 0$

$$E = r - f \quad (5.14)$$

olur, burada  $E$  - çay hövzəsi sahəsindən (və ya gölün) cəm buxarlanma,  $r$  – il ərzində yağıntıların miqdarı,  $f$  – axın.

Yağıntılar üzərində müşahidələr aparən stansiyaların və postların çox sıx şəbəkəsi olduqda  $r$  kəmiyyətinin təyin edilməsi çətin olmur. Axının  $f$  kəmiyyətini çayda suyun sərfi (çayın en kəsiyindən vahid zaman ərzində axan suyun miqdarı) üzərində sistematik müşahidələrdən tapırlar.

Lakin, su balansı metodundan istifadə məhduddur, çünki, axın haqqında məlumat qurunun yalnız müəyyən sahələri (hidrometeoroloji müşahidələrlə əhatə olunmuş su hövzəsi) və müəyyən məhdud hövzələr üçün əldə edilə bilər. Hər hansı bir səth örtüyündən hər hansı bir vaxt ərzində buxarlanmanı müəyyən etmək üçün yalnız iki hesablama: istilik balansısı üsulu və su buxarının şaquli axınının ölçülməsinə əsaslanan "diffuziya" üsulu istifadə edilə bilər.

c) istilik balansı üsulu

Budiko istilik balansı tənliyindən cəm buxarlanmanı müəyyən edilməsi üçün bir üsul işləyib hazırladı.

$$B = EL + P + V \quad (5.14)$$

burada B – radiasiya balansı, E – quru sahəsindən buxarlanma, L – gizli buxarlanma istiliyi, P – torpağa gedən istilik axını, V – səth örtüyündən atmosferə istilik axınıdır. İstilik balansı tənliyindən cəm buxarlanma aşağıdakı kimi təyin edilir:

$$E = \frac{1}{L} (B - P - L) \quad (5.15)$$

Radiasiya balansı B gündəlik aktinometrik müşahidələrdən, P – axın, torpağın temperaturunun dərinlik boyu dəyişməsindən, V – müxtəlif yüksəkliklərdə temperatur və rütubət üzərində aparılan qradient müşahidələrdən müəyyən edilir

İstilik balansı üsulu ilə buxarlanma kəmiyyətini müəyyən etmək üçün işçi formula aşağıdakı kimidir:

$$E = \frac{(B - P) \Delta e}{\Delta e + 0,64 \Delta T} \quad \text{mm/saat} \quad (5.16)$$

burada E – buxarlanma kəmiyyəti, mm/saat,  $\Delta e$  - 0,5 və 2,0 m hündürlüklər üçün su buxarı elastikliyinə (mbar ilə) fərqi,  $\Delta T$  - 0,5 və 2,0 m hündürlüklərdə havanın temperaturlarının fərqi, B, P - radiasiya balansı və torpağa istilik axını,  $\text{kal}/\text{sm}^2 \cdot \text{dəq}$ . Lakin, bu formuladan istifadə yalnız  $(B - P) > 0,10$ , və  $(\Delta e + 0,64 \Delta T) > 0,5$  şərti ilə yol verilə bilər. Əks halda hesablamaların nəticəsi ölçülmüşdən (0,1) aşağı olacaqdır. Əgər radiasiya balansının ölçülməsi haqda heç bir məlumat yoxdursa və ya yuxarıda qeyd olunan tələbatlar ödənilmirsə, onda buxarlanmanın kəmiyyəti diffuziya üsulu ilə müəyyən edilir.

d) diffuziya üsulu havanın rütubətliyinin şaquli paylanmasının rütubətin buxarlandırıcı səthdən yuxarı yönəlmiş diffuziya axınından asılılığına əsaslanır. Yeriüstü qatda buxarlanmanı hesablamaq üçün M.İ. Budiko aşağıdakı formulu vermişdir.

$$W = k_1 \rho \frac{s_1 - s_2}{\ln \frac{z_1}{z_2}}, \quad \text{q}/\text{sm}^2 \cdot \text{san} \quad (5.17)$$

burada  $k_1$  - turbulent mübadilə əmsalı,  $\rho$  - havanın sıxlığı,  $s_1 - s_2$  -  $z_1$  və  $z_2$  hündürlüklərində xüsusi rütubətin fərqi. Əgər xüsusi rütubətdən  $z_1 = 0,5$  m və  $z_2 = 2,0$  m hündürlükləri üçün su buxarının elastikliyinə  $e$  (millibarlarla) keçsək və  $k_1$   $\text{m}^2/\text{san}$  ilə ifadə etsək, onda işçi formulu alarıq:

$$E = 2,1 \cdot k_1 \Delta e \quad (5.18)$$

burada  $\Delta e$  - 0,5 m və 2,0 m hündürlüklərində su buxarının elastikliyinə fərqi,  $k_1 - 1$  m hündürlükdə turbulent mübadilə əmsalı, aşağıdakı formul ilə müəyyən edilir:

$$k_1 = 0,104 \cdot \Delta u \left( 1 + 1,38 \frac{\Delta t}{(\Delta u)^2} \right) \quad (5.19)$$

burada  $\Delta u$  - 10 dəqiqə ərzində 0,5 m və 2,0 m hündürlüklərində küləyin sürətləri (m/san) arasındakı fərqin orta qiyməti,  $\Delta t$  – 10 dəqiqə ərzində 0,5 m və 2,0 m hündürlüklərində temperaturların fərqinin orta qiyməti.

### 5.13. Buxarlanmanın sutkalıq və illik gedişi

Buxarlanma sürətinin sutkalıq gedişi daha çox temperaturun sutkalıq gedişinə paraleldir. Ən böyük buxarlanma günortaya yaxın, ən kiçik – günəş çıxana yaxın müşahidə edilir. Bu onunla izah edilir ki, temperaturun artması ilə doymuş buxarın elastikliyi artır, deməli buxarlanma kəmiyyətindən asılı olduğu rütubət çatışmamazlığı da artır. Küləyin sutkalıq gedişi də həmin istiqamətdə buxarlanmaya təsir göstərir. Gündüz saatlarında küləyin sürəti artır, bu zaman turbulent mübadilə də artır, buxarlanma sürətinin artması üçün şərait yaranır.

Gecə saatlarında turbulent mübadilə zəifləyir, yer səthi üzərində hava doymuş hala yaxın olur və buxarlanma güclü azalır və ya tamamilə dayanır. Buna görə də küləyin sürətinin sutkalıq gedişi özünü kəskin göstərdiyi yerdə buxarlanmanın əhəmiyyətli dərəcədə tərəddüdləri müşahidə edilir.

Yay vaxtı buxarlanmanın sutkalıq gedişi qısa nisbətən daha kəskindir. Buxarlanma illik gedişinə, sutkalıq gedişdə olduğu kimi, başlıca olaraq temperatur böyük təsir göstərir. Buna görə də, ən böyük buxarlanma iyun – iyul aylarında, bəzən hətta mayda, ən kiçik – yanvarda və ya dekabrda olur. Yazda havanın mütləq rütubətliyinin aşağı olması ilə əlaqədar buxarlanma payıza nisbətən daha böyükdür. Buxarlanmanın illik tərəddüdü qitə daxilində xüsusilə yüksək olur. Cədvəl 5.5-də dörd məntəqə üçün aylıq buxarlanma cəminin tərəddüdü verilmişdir. Cədvəldən görüldüyü kimi enlik azaldıqca buxarlanma artır. Quru səhralarda və yarımsəhralarda o xüsusilə böyükdür.

**Cədvəl 5.5.**

#### Aylıq buxarlanma cəminin tərəddüdü

Müşahidə məntəqələri	Ən böyük aylıq buxarlanma cəmi		Ən kiçik aylıq buxarlanma cəmi	
	mm	ay	mm	ay
Sankt-peterburq	63	May, iyun	4	Dekabr, yanvar
Moskva	80	İyul	4	Dekabr, yanvar
Odessa	199	İyul	8	yanvar
Nukus (Amu-Dərya çayında)	293	İyul	7	yanvar

## VI FƏSİL. ATMOSFERDƏ SU BUXARININ KONDENSASIYASI

### 6.1. Atmosferdə su buxarının kondensasiya şəraiti.

Suyun buxar halından mayeyə keçməsi **kondensasiya** adlanır. Su buxarının maye fazadan yan keçməklə bilavasitə bərk hala keçidi **sublimasiya** adlanır. Atmosferdə olan su buxarı maye və ya bərk hala yalnız o zaman keçə bilər ki, əgər onun elastikliyi doymuş buxar elastiklikliyinə çatır və ya ondan artıq olur, yəni  $e \geq E$  olduqda, burada  $e$  – havada olan su buxarının elastiklikliyi,  $E$  – verilən temperaturda doymuş buxarın elastiklikliyidir. Bu şərtlər daxilində havanın temperaturu şəh nöqtəsinə qədər və ya aşağı olmalıdır, yəni,  $t \geq \tau$ . Deməli, su buxarının maye və ya bərk hala keçməsi başlıca olaraq, şəh nöqtəsindən aşağı temperaturu olan səthlər olduqda, temperaturun azalması ilə əlaqədardır. Su buxarının molekulları ayrı-ayrı kələ-kötür cisimlər üzərində çökərək ilkin nazik su pərdəsini əmələ gətirir.

Kondensasiya səth üzərində deyil, su buxarı molekulları çökə bilən hər hansı bir qarışıq olmayan hava həcmində baş verən hallarda çox kiçik, başlanğıc adlanan damcılar, yalnız bu molekulların bir-biri ilə qarşılıqlı birləşməsi nəticəsində yarana bilər. Başlanğıc damcılardan ölçüləri molekulların ölçülərindən az fərqlənirlər. Aparılan təcrübələr göstərir ki, belə kiçik hissəciklərin səthində su buxarının kondensasiyası yalnız həddindən artıq doymuş halda baş verə bilər. Bu halda su buxarının elastikliyi doymuş buxarın elastikliyindən 4-6 dəfə daha çox olmalıdır, yəni  $r$  - nisbi rütubətlik - 400-600%-ə bərabər olmalıdır. Əgər ızafə doyma bu kəmiyyətdən kiçikdirsə, onda yaranan damcılar tez buxarlanır. Tərkibində islanan və ya hyqroskopik hissəciklər olan adi təmiz olmayan havada kondensasiya nisbi rütubətlik 110-120%, bəzən isə 100%-dən aşağı olduqda baş verir. Bu hissəciklər havada asılı vəziyyətdə olur, üzərində su buxarının kondensasiyası başlanan mərkəzlər kimi xidmət göstərir. Onlar **kondensasiya nüvələri** adlandırılır. Atmosferdə müəyyən bir hündürlükdə kondensasiyanın baş verməsi üçün, deyək ki, duman və ya bulud formalaşdıqda, hava kondensasiya nüvələri və havanın su buxarı ilə müvafiq doyması və ya azacıq həddindən artıq doyması olmalıdır. Beləliklə, havada su buxarının kondensasiya üçün lazımi şəraitlər aşağıdakılardır:

- 1) temperaturun şəh nöqtəsinə qədər və ya ondan aşağı azalması,
- 2) havada kondensasiya nüvələrinin olması.

Havanın temperaturunun şəh nöqtəsindən aşağı azalması mümkündür:

- 1) yer səthinin və ona bitişik hava qatlarının şüalanmasından;
- 2) isti havanın soyuq səth ilə təmasdan;
- 3) müxtəlif temperaturlara malik olan doymuş və ya doymağa yaxın olan iki hava kütləsinin qarımından;
- 4) havanın adiabatik qalxması və soyuma ilə müşayiət olunan müvafiq genişlənmədən.

**a) Yer səthinin və ona bitişik hava qatlarının şüalanmasından su buxarının kondensasiyası**

Günəş batdıqdan sonra, aydın, sakit havada yer səthi və yerüstü cisimlər şüalanma sayəsində soyumağa başlayır. Onlara bitişik hava qatları da soyuyur. Bu qatların tərkibində olan su buxarı doymuş hala yaxınlaşır və yer səthinin və yerüstü cisimlərin temperaturu şəh nöqtəsinə çatan zaman su buxarı onların üzərinə, kiçik damcılar şəklində torpağın, otların və bütün yer yerüstü cisimlərin səthinə çökməyə başlayır. Havanın ən aşağı qatlarının şüalanması, onların şəh nöqtəsi aşağı soyuması və bu qatlarda kondensasiya nüvələrinin olması ilə əlaqədar su buxarının sıxılması havanın özündə də baş verə bilər - duman formalaşır. Əgər yer səthi üzərində müəyyən bir hündürlükdə tərkibində böyük miqdarda buxar olan hava qatı yerləşirsə, onda bu qatın radiasion şüalanması və müvafiq olaraq onun soyuması və onun daxilində kondensasiya nüvələri olduqda, kondensasiya və buludların formalaşması baş erə bilər.

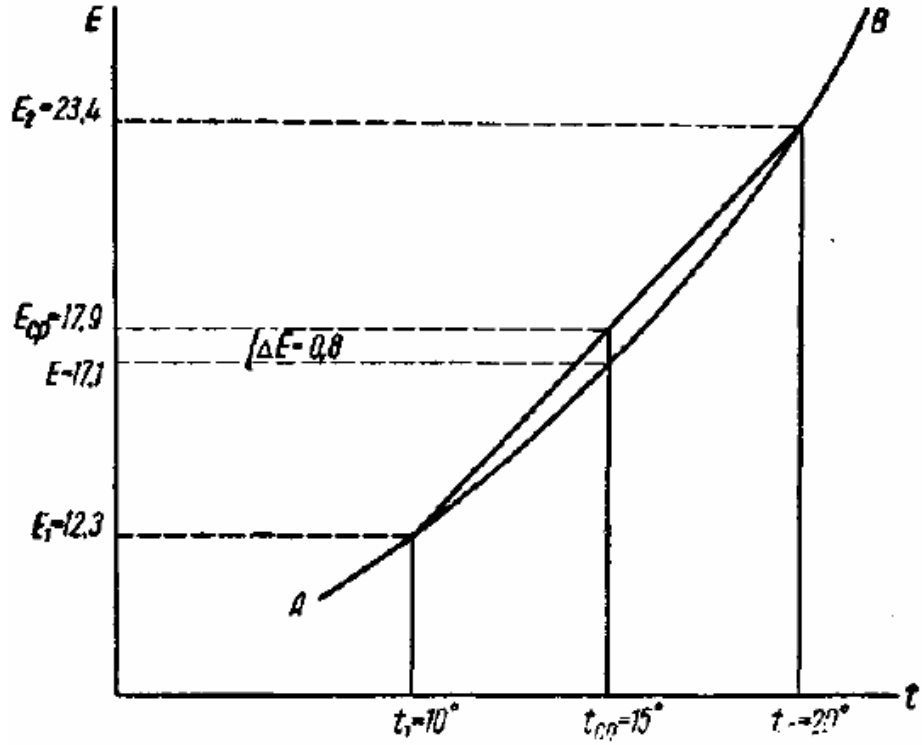
**b) isti havanın soyuq səth ilə təmasından kondensasiyası**

Bu halda kondensasiya isti hava soyuq səth üzərinə axdıqda baş verə bilər. Məsələn, isti dəniz səthindən hava soyuq quru səthin üzərinə və ya isti qitə səthindən soyuq su səthi üzərinə və ya isti dəniz cərəyanı səthindən hava soyuq axın səthinin üzərinə axdıqda kondensasiya üçün şərait yarana bilər.

**c) İki hava kütləsinin qarışmasından su buxar kondensasiyası**

Su buxarı ilə doymuş və ya doymuş vəziyyətə yaxın olan, lakin müxtəlif temperaturalara malik iki hava kütləsinin qarışmasından su buxarının kondensasiyası baş verə bilər. Belə qarışma daha isti hava kütləsinin temperaturunun azalmasına, su buxarının elastikliyi isə, bildiyimiz kimi, temperatura nisbətən tez azlır. Su buxarının elastiklik kəmiyyəti, bütün qarışıqın orta temperaturunda su buxarının elastiklik kəmiyyəti doyan buxarın elastikliyindən böyükdür. İzafi su buxarı kondensasiya olunmalıdır. Məsələn, temperaturu  $t_1 = 10^\circ$  və  $t_2 = 20^\circ$ , olan iki hava kütləsi qarışır və hər iki kütlədə su buxarı doymuş haldadır. Deməli, hər birinin su buxarı elastikliyi  $e_1$  və  $e_2$  müvafiq olaraq maksimal elastikliyə  $E_1$  və  $E_2$  bərabərdir.  $E_1$  və  $E_2$  qiymətlərini cədvəllərdən təyin etmək olar. Əgər  $t_1 = 10^\circ$  olarsa  $E_1 = 12,3$  mb,  $t_2 = 20^\circ$  olduqda isə  $E_2 = 23,4$  mb olar. Bu halda maksimal elastikliyin orta qiyməti  $\frac{12,3+23,4}{2} = 17,9$  mb bərabərdir, qarışıqın orta temperaturu  $15^\circ$  olarsa, su buxarının maksimal elastikliyi  $E = 17,1$  mb olar. Bu məsələdən məlum olur ki,  $E_{or} > E$ , yəni qarışma zamanı  $0,8$  mb izafi su buxarı alınır, o da kondensasiya olur. Bu məsələ qrafiki olaraq aşağıdakı kimi verilə bilər: qarşılıqlı perpendikulyar olan iki ox keçirək (şək. 6.1), üfüqi ox üzərində temperaturun müəyyən qiymətlərini, şaquli ox üzərində - doyma qda olan buxarın müvafiq qiymətlərini qeyd edirik. Alınmış əyri AB su buxarının elastikliyinə temperaturdan asılılığını verəcəkdir. Bu əyri temperaturun artması ilə doymuş

buxarın elastikliyinə tez artmasını göstərir. Üfüqi ox üzərində  $t_1$ ,  $t_2$  və  $t$  qeyd edək və onlar üçün əyrini kəsənə qədər müvafiq ordinatları keçirək. Kəsişmə nöqtələrinə görə şaquli ox üzərində müvafiq olaraq  $E_1, E_2$  və  $E$  qiymətlərini tapırıq. Sonra  $E_1$  və  $E_2$  ortasında  $E_{or}$  tapırıq. Qrafikdən görünür ki,  $E_{or} > E$ ,  $\Delta E$  isə izafi su buxarıdır, bu isə kondensasiya olur. Qeyd etmək lazımdır ki, bu halda  $\Delta E$  təxmini hesablanır, çünki, göstərilən məsələdə havanın qızmasına yönələn gizli



Şəkil 6.1. Hava kütlələri qarışığında kondensasiya

kondensasiya istiliyi nəzərə alınmamışdır. Nəticədə qarışığın temperaturu  $t_{or}$  nisbətən bir qədər yüksək olmalıdır. Qrafikdən görüldüyü kimi  $\Delta E$  kəmiyyəti qarışan kütlələrin temperaturlar fərqiindən asılıdır.

#### d) Havanın adiabatik soyumasından kondensasiya

Doymamış hava kütləsi adiabatik yuxarı qalxdıqda o hər 100 m-də  $1^\circ$  soyuyur. Bu hava kütləsi şəh nöqtəsinə çatdıqda və sonrakı qalxma və bununla bağlı onun soyuması hava kütləsində su buxarının kondensasiyasına səbəb olacaq. Rütubətli hava yuxarı qalxdıqda adiabatik soyuması sərbəst atmosferdə su buxarının kondensasiyasına səbəb olan ən mühüm prosesdir. Bu proses nəticəsində böyük miqdarda kondensasiya məhsulları meydana gəlir. Bəzən hər hansı bir səviyyədə atmosfer təzyiqinin kəskin aşağı düşməsi və bununla əlaqədar havanın genişlənməsindən də havanın adiabatik soyuması baş verə bilər. Bu zaman duman da əmələ gələ bilər. Lakin belə prosesdə temperaturun azalması adətən cüzidir və kondensasiya prosesi yalnız havanın nisbi rütubətliyinin böyük qiymətlərində ola bilər.

## 6.2. Kondensasiya nüvələri və sublimasiya

Kondensasiya nüvələri, bu və ya digər miqdarda atmosferin tərkibində olan çox kiçik bərk, maye və qaz hissəcikləridir. Ən aktiv kondensasiya nüvələri həll olan hiqroskopik hissəcikləridir. Onlara, atmosfərə düşən müxtəlif duzların və turşuların məhlulları aiddir. Öz səthlərində su buxarının molekullarını adsorbsiya edərək, bu hissəciklər qatılaşmış duzların və turşuların məhlullarından ibarət olan başlanğıc damcılarının formalaşmasına kömək edir. Belə damlacının səthi üzərində doymuş buxar elastikliyi kiçik olacaq və beləliklə, nisbi rütubətlik 100% yaxın olan halda başlanğıc damcılarının formalaşması üçün əlverişli şərait yaranır. Formalaşmış damcının sonradan böyüməsi üçün daha böyük nisbi rütubətlik tələb edilir, çünki, baxmayaraq ki, damcının əyriliyi azalır, lakin bununla yanaşı duz məhlullarının konsentrasiyası da azalır. Yadda saxlamaq lazımdır ki, damcı səthinin əyriliyinin azalmasından fərqli olaraq, damcı böyüdükcə onun tərkibində həll olmuş duzların və ya turşuların konsentrasiyasının azalması onun səthində olan doymuş buxar elastikliyinə böyük təsir göstərir. Beləliklə, havada hiqroskopik hissəciklər olduqda kondensasiyanın yaranması üçün imkanlar açılır, bu zaman başlanğıc damcılar əmələ gəlir. Belə başlanğıc damcılar, havada su buxarının elastikliyi onların yaranması üçün lazım olan elastiklikdən böyük olduqda yalnız inkişaf edə bilər və bulud damcılarına keçir. Adətən, bu 101-102% nisbi rütubətliyə uyğundur.

Hiqroskopik kondensasiya nüvələri çox kiçik duz hissəcikləridir, onlar güclü dalğalanma və sahیلə çirpılan dalğalardan ayrılan dəniz suyunun damcılarının buxarlanması nəticəsində atmosfərə düşür. Onlara xlorlu birləşmələr aiddir. Kükürlü və azotlu birləşmələr verən kömürün yanma məhsulları atmosfərə düşdükdə havada böyük miqdarda kondensasiya nüvələri olur. Azot birləşmələri şəklində kondensasiya nüvələri atmosferdə elektrik boşalmaları və günəşin ultrabənövşəyi şüalarının təsirindən yarana bilər. Güclü yanğınlar zamanı atmosfərə düşən yanma məhsulları hiqroskopik nüvələr ola bilər. Əks halda kondensasiya prosesi hiqroskopik olmayan, lakin su ilə islanmış nüvələrlə gedir. Bunlara havada asılı vəziyyətdə olan torpaq və dağ süxurlarının hissəcikləri, eləcə də üzvi maddələrin hissəcikləri, mikroorqanizmlər və s. aiddir. Bu halda kondensasiya nüvələri öz su buxarı molekulunun səthi üzərində adsorbsiya edir və hazır başlanğıc damcılarının yaranmasında rol oynayır. İslanmış nüvələrin ölçüləri hiqroskopik hissəciklərə nisbətən daha böyük olmalıdır, çünki, yalnız belə şəraitdə su buxarının nisbətən az doymuş vəziyyətində kondensasiya gedə bilər. Daha kiçik hiqroskopik olmayan nüvələrdə kondensasiya baş verə bilməz, bunun daha böyük izafi doymuş vəziyyətin olması tələb olunur, bu isə adətən atmosferdə müşahidə edilmir. Həll olmayan, lakin su ilə islanan kondensasiya nüvələrinə müxtəlif torpaq maddələri daxildir, bunlara kvars, gil, çöl şpatı və s. aiddir. Bu hissəciklər turbulent hərəkətlərin və qalxan cərəyanların vasitəsilə böyük miqdarda atmosfərə daxil olur. Kondensasiya nüvələri kimi kosmik və vulkanik tozda xidmət edə bilər. Atmosferdə



kondensasiya nüvələrinin sayı kondensasiya nüvələrini ölçən və ya tozölçən, xüsusi cihazlar vasitəsilə müəyyən edilir. Atmosferin tərkibində olan kondensasiya nüvələrinin sayı müxtəlifdir və yerli şəraitlərdən asılı olaraq geniş hüdüdlərdə dəyişir. Okean üzərində  $1 \text{ cm}^3$  havada 600-800 nüvə; çoxlu yanma məhsulları ayrılan sənaye sahələrində onların sayı  $1 \text{ cm}^3$  havada bir neçə milyona çata bilər. Sənaye şəhərlərinin təsiri onlarla və yüzlərlə kilometr uzaqlıqda özünü göstərir. Müşahidələrlə müəyyən edilmişdir ki, müşahidə yerindən bir neçə onlarla kilometr məsafədə yerləşən sənaye şəhərləri tərəfdən əsən küləklər zamanı kondensasiya nüvələrinin kəskin artması baş verir. Kondensasiya nüvələrinin sayı müəyyən sutkalıq gedişə malikdir. Minimum gecə və ya günəş çıxana yaxın müşahidə edilir. Gündüz, konveksiya inkişaf edən və küləyin sürəti güclənən zaman yer səthindən atmosfərə bərk hissəciklər qalxır, bu zaman kondensasiya nüvələrinin sayı artır və saat 17-də maksimuma çatır. Gecə, külək zəifləyən vaxtı kondensasiya nüvələri şəh və ya duman ilə çöklər. Yüksəklik artdıqca nüvələrin miqdarı azalır. Kondensasiya nüvələrinin radiusu  $5 \cdot 10^{-7}$ -dən  $10^{-5}$  sm -ə qədər müxtəlif ölçülərdə ola bilər. Hiqroskopik nüvələrin radiusu  $10^{-6}$  sm-dən az ola bilər. Hiqroskopik olmayan, lakin su ilə islanmış nüvələrin ölçüsü  $5 \cdot 10^{-6}$  sm radiusdan böyük olmalıdır, çünki, yalnız bu halda, havanın su buxarı ilə nisbətən az doymuş vəziyyətində, kondensasiya mümkündür. Üzərində su buxarının bərk hala keçməsi baş verən nüvələr, **sublimasiya nüvələri** adlanır. Sublimasiya zamanı buz kristalları yaranır. Atmosferdə sublimasiya nüvələrinin olması və onların təbiəti barədə məsələlər hələ həll edilməmiş qalır.

### **6.3.Yer səthində və yer üzərindəki əşyalarda su buxarının kondensasiyası**

Soyuq torpaq və ya yer üzərindəki soyumuş əşyalarla bilavasitə təmasda olan hava qatları şəh nöqtəsinə qədər soyuya bilər. Bu qatlar su buxarı ilə doymuş olur və sonrakı soyuma zamanı izafi rütubət yer üzərindəki soyumuş əşyaların səthində kondensasiyaya olmağa başlayacaq. Bu zaman soyuma şəraitlərindən asılı olaraq aşağıdakı kondensasiya məhsulları əmələ gələcək: qırov, sırsıra, maye və bərk ərp. Qeyd edilən kondensasiya məhsulları iki müxtəlif proseslərin nəticəsində formalaşır:

1. Su buxarının bilavasitə soyumuş əşyalar üzərində kondensasiya və sublimasiyası zamanı.
2. Əşyalar üzərinə çökmə və soyumuş damcılardan donması və ya buz kristallarının çökməsi nəticəsində.

Birinci halda şəh və ya qırov, ikincidə - sırsıra və ya buzlaşma əmələ gələ bilər. Lakin, sırsıra və ya buzlaşma hadisələri qeyd edilən hər iki prosesin birgə fəaliyyətin nəticəsində və ya hər iki prosesin bir – birinin üzərinə gəlməsindən əmələ gələ bilər. Buna görə də bütün bu kondensasiya növləri bir qrupda birləşir və yer üstü kondensasiya məhsulları adlandırılır.

**Şeh və qırov.** Şeh kiçik su damcıları şəklində olan maye çöküntüdür, onlar çox vaxt öz aralarında biri-birinə qarışaraq, yer səthini və yer üzərindəki əşyaları örtür. Bu adətən axşam və ya gecə, yer səthi və onun üzərində olan əşyalar şüalanma yolu ilə şeh nöqtəsindən aşağı soyuduqda üzə çıxır. Bu zaman torpaq və yerüstü əşyalar üzərində su buxarının bilavasitə kondensasiyası baş verir. Şeh başlıca olaraq üfqi səthlər üzərində çökür. Yer səthi soyuduqda torpağın daha dərin və isti qatlarından torpaq rütubətinin buxarlanması sayəsində də şeh əmələ gələ bilər. Onda şeh əşyaların torpağa çevrilmiş aşağı səthlərində çökür. Məsələn, əgər yer səthinə su keçirməyən bir parça qoyulsa, onun həm üst, həm də aşağı tərəfi şeh ilə örtülər. Su buxarının kondensasiyasının deyilən xüsusiyyəti ilə daşların alt səthinin tez-tez şeh ilə örtülməsinin səbəbi izah edilir.

**Qırov** ağ, incə kristal quruluşlu çöküntüdür; o şehin əmələ gəlməsinə oxşar olan şəraitlərdə, lakin torpaq və yer üzərindəki əşyaların səthinin temperaturu  $0^{\circ}$ -dən aşağı olduqda əmələ gəlir. Belə şəraitlərdə sublimasiya prosesi baş verir. Qeyd etmək lazımdır ki, qırov havanın müsbət temperaturunda da əmələ gələ bilər, bir şərtlə səth örtüyünün temperaturu  $0^{\circ}$ -dən aşağı olsun. Şeh və qırovun əmələ gəlməsi üçün ən əlverişli şərait aydın gecə və zəif küləkdir. Aydın gecələr torpağın və bitki örtüyünün güclü radiasion soyumasına kömək edir, zəif külək isə torpaq səthi ilə təmasda olan yeni hava qatlarının tədricən axıb gəlməsinə səbəb olur, və ayrılmış artıq rütubəti isə kənara aparır. Güclü külək zamanı aşağıda soyumuş hava qatları ilə yuxarıdakı daha isti qatların intensiv qarışması baş verir. Bu vaxtı hava soyumağa kifayət qədər imkan tapmır və kondensasiya və ya sublimasiya baş vermir. Bol şehin əmələ gəlməsi üçün tam durğun havada da (ştil) lazımi şərait yaranmır. Bu halda, yer səthi və ya yer üzərindəki əşyalarla təmasda olan nazik hava qatı şeh ayıracaq, lakin onlara yeni hava payının axını olmayacaq. Ən bol şeh və qırov yüksək rütubətlik olan yerlərdə müşahidə edilir. Ətraf ərazilərə nisbətən havanın temperaturu aşağı olan dərələrdə və çökəkliklərdə qonşuluqda olan təpələrdən fərqli olaraq, şeh daha intensiv düşür. Müxtəlif əşyaların üzərinə düşən şeh və qırovun miqdarı müxtəlifdir, məsələn, pis istilik keçiriciliyi olan torpaq və əşyalar, yaxşı istilik keçiriciliyi olan əşyalara nisbətən gecə güclü soyuyurlar və şeh və qırovlarla bol örtülür. Pis istilik keçiriciliyi olan boş torpaqların səthi gecə olduqca əhəmiyyətli dərəcədə soyuyur; ona görə də belə torpağın səthində şeh və qırovun əmələ gəlməsi sıx torpağın səthinə nisbətən daha intensiv gedir. Böyük şüalandırma qabiliyyətinə malik olan qara və kələ-kötür səthlər şüalandırma qabiliyyəti kiçik olan açıq və hamar səthlərə nisbətən şeh və qırovlarla bol örtülür. Bitki örtüyünün səthi şüalandırma ilə torpağa nisbətən daha güclü soyuyur və buna görə də şeh və ya qırovlarla əhəmiyyətli dərəcədə örtülür. Meşə çətiri altında açıq sahədən fərqli olaraq şeh gec-gec əmələ gəlir, çünki, meşə torpaqları səthindən şüalanma ilə ayrılan istiliyi ağacların çətiləri saxlayır. Meşədə şehin əmələ gəlməsi adətən ağacların tacında baş verir, onlar gecə saatlarında şüalanma

yolu ilə daha çox soyuyurlar. Şeh də qırov kimi çox vaxt yayın sonunda əmələ gəlir, bu zaman hava hələ də kifayət qədər rütubətli olur, gecə soyuması isə gecələrin uzun olması ilə əlaqədar daha əhəmiyyətli dərəcədədir. Şeh əlavə rütubət axını yaratmaqla bitkilərin həyat fəaliyyəti üçün böyük əhmiyyət kəsb edir. Bundan başqa, onun əmələ gəlməsi gizli kondensasiya istiliyinin ayrılması ilə müşayiət olunur, bunun nəticəsində soyuma prosesi yavaşdır və torpaq şaxtadan qorunur. Qırovun düşməsi əksinə, torpağın güclü soyumasını və onun donması üçün şərait yaradır. Şeh və qırovun çökməsi hesabına əmələ gələn suyun miqdarı filtr kağızının və ya xüsusi lövhələrin köməkliyi ilə müəyyən edilir, onlar açıq sahəyə qoyulur və müşahidədən əvvəl və sonra çəkilirlər. Müşahidələr göstərir ki, gecə ərzində əmələ gələn şehin miqdarı orta hesabla 0,1-0,3 mm su qatı təşkil edir.

**Sırsıra.** Ağacların budaqlarında, naqillər və əşyaların qabarıq hissələri üzərində əmələ gələn ağ boş çöküntü **sırsıra** adlanır. Sırsiranın növləri həm çöküntünün quruluşunun xarakterinə, həm də formalaşma şəraitinə görə fərqlənirlər. Quruluşunun xarakterinə və formalaşma şəraitinə görə iki növ – dənəvər və kristallik sırsiranı fərqləndirirlər. Dənəvər sırsıra nazik əşyalar: naqillər, ağacların budaqları və s., yəni havanın yüngül axıb keçdiyi əşyalar üzərində formalaşan qarşəkilli boş buzdur.

Dənəvər sırsiranın əmələ gəlməsi küləkli havada soyumuş duman və ya bulud damcılarının bir-birinin üzərində donması nəticəsində baş verir. Su damcılarını əşyalarla təmasda olduqda elə sürətlə donurlar ki, hətta formalarını dəyişməyə belə imkan tapmırlar. Nəticədə buz dənələrindən ibarət qara oxşar buzlaşma əmələ gəlir. Dənəvər sırsıra çox vaxt  $-2$  – dən  $-7^{\circ}$  qədər temperaturda və əhəmiyyətli sürətə malik küləklərdə müşahidə edilir. Temperatur azaldıqda və küləyin sürəti zəiflədikdə dənəvər sırsıra tədricən kristal növə çevrilir. Dənəvər sırsıra böyük miqdarda ağacların budaqlarında, naqillər və digər nazik əşyalar üzərində çökərək, onlara dağıdıcı təsir göstərir. Dənəvər sırsiranın əmələ gəlməsi üçün ən əlverişli şərait dağlarda laylı buludlar olduqda yaranır. Dağların zirvəsində 1 m-dən artıq sırsıra qatının əmələ gəlməsi halları müşahidə edilmişdir. Kristallik sırsıra – nazik əşyalar üzərində çökən lövhəşəkilli və ya prizmaşəkilli buz qatlarıdır. Kristallik sırsıra çox vaxt duman və zəif küləkdə və ya ştil (durğun) havada  $-15^{\circ}$  temperaturda əmələ gəlir. Bundan yüksək temperaturda kristallik sırsıra nadir hallarda müşahidə edilir. O duman damcılarını buxarlanan zaman su buxarının sublimasiyası nəticəsində yaranır.

Kristallik sırsıra nazik əşyalar üzərinə çökərək, tüklü görünüşə malikdir, çirpıqda asanlıqla tökülən kristallardan ibarətdir. Kristallik sırsiranın sıxlığı çox azdır. Yavaş-yavaş artır, təxminən saatda 1 mm; çöküntünün kəmiyyəti orta hesabla 1 sm-dən böyük deyil və yalnız bəzi hallarda qalınlıq bir neçə santimetr ola bilər. Havanın temperaturu artdıqda və ya nisbi rütubətlik azaldıqda kristallik sırsıra tökülür. Onun dağılması həmçinin küləyin təsirindən də baş verir.

Sırsıranı tez-tez qırovla qarışdırırlar. Lakin, bu çöküntülər arasında böyük fərq var. Qırov başlıca olaraq aydın və sakit havada gecə saatlarında əmələ gəlir, sırsıra isə sutkanın hər bir vaxtı, adətən tutqun, dumanlı havada yarana bilər. Qırov adətən, gecə saatlarında şüalanma yolu soyuyan üfüqi səthlər üzərində əmələ gəlir, sırsıra isə əsasən şaquli səthlər üzərində formalaşır. Bir çox hallarda sırsıranın sıx qatı zərərli meteoroloji hadisədir – ağacların budaqları üzərinə çökərək, sırsıra onları sındırır.

**Buz bağlama.** Başlıca olaraq külək tutan tərəfdən yer səthində, ağaclarda və digər əşyaların səthində yaranan şəffaf və ya tutqun sıx buz qatıdır. Onun meydana gəlməsi çox vaxt soyuq yağışların düşməsi ilə bağlıdır. Soyumuş yağış damcıları 0°-dən aşağı soyuq yer səthi və ya yerüstü obyektlər ilə təmasda olduqda donaraq, onların üzərində hamar şəffaf buz təbəqəsi yaradır. 0°-dən aşağı soyumuş səthlər üzərində bol dumanın çökməsi nəticəsində də buz bağlama baş verə bilər. Güclü soyumuş səth üzərinə adi yağış (çox soyuq olmayan) düşdükdə də bəzən buz bağlama əmələ gəlir. Bu halda nazik buz qatı əmələ gəlir və qısa bir vaxt ərzində mövcud olur. Uzun müddət yağış yağarsa buz qabığı əriyir. Buz bağlama çox vaxt payızın sonunda və ya erkən yazda 0-dan -5 ° temperaturlarda müşahidə edilir, lakin, onun havanın daha aşağı temperaturlarında da formalaşması ehtimalı istisna olunmur. Buz bağlamada sıxlıq müxtəlif olur və adətən 0,5-dən 0,9 həddində dəyişir. Buz bağlamada şəffaflıq onun yarandığı damcılardan ölçüsündən və temperaturundan asılıdır: damcılar nə qədər kiçik və temperatur nə qədər aşağı olarsa, şəffaflıq bir o qədər kiçik olur. Çox kiçik damcılarda və aşağı temperaturlarda buz bağlama kiçik sıxlığa malik olur, tutqun rəng alır və özünün formasına görə dənəvər sırsıraya uyğundur. Bəzi hallarda buz əmələ gələn qatda su buxarının sublimasiyası və dənəvər sırsıra qatının çökməsi baş verə bilər; nəticədə qeyri-şəffaf buzlaşmanın mürəkkəb şəkli alınır. Buz bağlama təsərrüfat sahələri üçün təhlükəli və zərərli təbiət hadisəsidir. Müxtəlif səthlər üzərində sıx qabığı olan buz bağlanmaqla çox vaxt bağların korlanmasına, teleqraf rabitənin pozulmasına, elektrik xətlərinin sıradan çıxmasına gətirib çıxarır, dəmiryolunun və avtomobil nəqliyyatının işinə mane olur. Buzbağlama ayrı-ayrı kənd təsərrüfatı sahələrinə çox zərərli təsir göstərir və otlaq heyvanlarının otlamasına mane olur. Buz qatı altında payızlıq dənli bitkilər məhv olur.

**Maye və bərk ərp.** Maye ərp əsasən küləkdöyən şaquli səthlər üzərində formalaşan bol su çöküntüsüdür. O mülayim soyuqlardan sonra gələn isti və rütubətli hava olan zaman meydana gəlir. Belə şəraitlərdə hərəkət edən hava soyumuş cisimlərlə (0° temperaturdan yuxarı) təmasda olduqda, soyuyur və şaquli səthləri nazik təbəqə ilə örtərək, onların üzərində su damcılarını yatırır. Maye ərp daş divarlarda, ağacların gövdələrində, sütunlarda və s. yatırılır. Əgər güclü şaxtalardan sonra kəskin istiləşmə gəlsə, onda mənfi temperaturlara qədər soyuyan şaquli səthlərdə bərk ərp yaranır. Bərk ərp kristallik quruluşlu yarımsəffaf ərpdır. Onun yaranma şəraiti maye ərpin əmələ gəlməsinə analojidir, yalnız bir fərqlə, bərk ərp 0°-dən aşağı soyumuş səthlər

üzərində formalaşır. Bərk və maye ərlər, adətən, böyük istilik tutumuna malik, temperaturları uzun müddət ərzində havanın temperaturundan olduqca aşağı olan, çox massiv daş binaların divarları üzərində yatırlar. Bərk və maye ərlər, adətən, tutqun havada yaranırlar. Ərpin yatırılması sutkanın istənilən vaxt baş verə bilər.

#### 6.4. Atmosferin aşağı qatlarında su buxarının kondensasiyası

##### 6.4.1. Dumanlar

Yer səthi ilə təmasda olan hava qatlarında su buxarının kondensasiyası və ya sublimasiyası baş verərsə, onda əmələ gələn çox kiçik su damcıları və ya buz kristalları atmosferin şəffaflığını azaldır və deməli görünüşlük də azalır. Nəticədə duman və ya tutqunluq dərəcəsiindən asılı olaraq duman və ya çən əmələ gəlir. Üfüqi görünüşlüyün uzaqlığını 1km-ə qədər və daha aşağı salan, yer səthi ilə təmasda olan hava qatlarında su buxarının kondensasiya və ya sublimasiya məhsullarının cəmlənməsi **duman** adlanır. 1 km-dən çox görünüşlükdə kondensasiya tutqunluğu **çən** adlanır. Müsbət temperaturlarda duman radiusu 2 –dən 5 mk qədər olan çox kiçik su damcılarında, mənfi temperaturlarda – soyumuş su damcılarında, buz kristallarında və ya donmuş damcılarında ibarət olur. Tədqiqatlar göstərir ki, əksər hallarda - 20, -25° temperaturlara qədər dumanlar soyumuş su damcılarında ibarət olur, onlar sonradan dona bilirlər. Lakin, bəzi hallarda dumanlarda olan soyumuş damcılar havanın temperaturu - 30, - 40° olduqda da müşahidə edilmişdir. Buz kristallarında (buz iynələri) ibarət olan dumanlar su buxarının sublimasiyası nəticəsində yaranırlar və yalnız havanın çox aşağı temperaturlarında (- 40°-dən aşağı) müşahidə edilirlər. Dumanda görünüşlük şəraiti mikrofiziki xüsusiyyətlərdən, yəni hissəciklərin ölçüsündən, onların vahid həcmdəki sayından və dumanın sululuğundan asılıdır. Dumanın sululuğu dedikdə, 1 m<sup>3</sup> dumanlı havada olan suyun qramlarla miqdarı başa düşülür. Çən yaradan su damcıları çox kiçikdir, onların radiusu 1 mk-dan aşağıdır. Damcıların birləşməsi zamanı çən dumana keçə bilər, damcıların buxarlanması zamanı duman çənə çevrilə bilər. Üfüqi görünüşlüyündən asılı olaraq çənin və ya dumanın intensivliyi aşağıdakı qradasiyalara görə qiymətləndirilir:

Zəif çən – görünüşlük 2-10 km

Mülayim çən -----1-2 km

Zəif duman -----500-1000 m

Mülayim duman -50 – 500 m

Güclü duman ----- <50 m

Dumanlar adətən yer səthi ilə təmasda olan hava qatında su buxarının elastikliyi doymuş buxar elastikliyindən böyük olduqda əmələ gəlir. Bəzi hallarda fəal kondensasiya nüvələri olan zaman duman nisbi rütubətlik 100%-dən az olduqda meydana gələ bilər, yəni, düz səth üzərində

su buxarının elastikliyi hələ doymuŐ buxarın elastikliyinə  atmadıĐı zamanı yaranır. Dumanın nisbi r tub tl k 100%-dən az olduĐda mövcud olması həmçinin güclü Őaxtalarda da mümkündür, bu zaman dumanın elementləri buz kristalları olur,  unki, buz  zerində doymuŐ buxar elastikliyi suyun  zerində olana nisbətən kiçikdir.

Sinoptik Őeraitlər  görə dumanın əmələ gəlməsini iki qrupa bölürlər:

- 1) k tl daxili, yəni, eynicins hava kütləsi daxilində yaranan;
- 2) hava cəbhəsi, baŐ verməsi hava cəbhəsinin fəaliyyəti ilə baĐlıdır.

Fiziki Őeraitlər  görə dumanın formalaŐmasını aŐaĐıdakı tiplərə ayırmaq olar:

- 1) soyuma dumanları,
- 2) buxarlanma dumanları,
- 3) qarıŐma dumanları.

Soyuma dumanları yer səthinə yaxın hava qatlarının temperaturunun Őeh nöqtəsindən aŐaĐı temperatura qədər azalması nəticəsində yaranır. Belə soyuma aŐaĐıdakı səbəblərdən baŐ verə bilər:

- a) radiasion Őulanma,
- b) isti havanın daha soyuq səth örtüyünün  zerinə gəlməsi,
- c) hava daĐın yamacı boyu yuxarı qalxdıĐda.

Soyuma Őeraitindən asılı olaraq radiasion, advektiv v  yamac dumanlarını biri-birindən fərqləndirirlər.

**Radiasion dumanlar.** Radiasion dumanlar torpaĐın radiasion soyuması nəticəsində əmələ gəlir. TorpaĐın soyumasından yer səthi ilə bilavasitə təmasda olan hava qatı soyuyur; bu soyuma tədricən daha yuxarı hava qatlarına ötürülür.

Radiasion dumanların əmələ gəlməsinə aŐaĐıdakı Őeraitlər kömək edir:

1. **Aydın və ya az buludlu hava.** Bu zaman effektiv Őulanma böyük qiymətə çatır v  torpaĐın və onunla təmasda olan hava qatlarının soyuması   n  lveriŐli Őerait yaranır.

2. **Zəif külək.** Zəif külək (1-2 m/san) zamanı kiçik turbulentslik dərəcəsi hava qatının səth örtüyündən soyumasına səbəb olur. Güclü külək turbulentsliyi artırır və aŐaĐı hava qatlarının soyumasına mane olur. Buna görə də güclü küləkdə radiasion dumanlar bir qayda olaraq əmələ gəlmir, lakin, yadda saxlamaq lazımdır ki, bəzi hallarda külək dumanın yaranmasına kömək edir. Bu x susı r tub tl k hündürlük boyu artıĐda qeyd edilir. Belə Őeraitl rd  külək turbulent qarıŐma yaradır, nəticədə yuxarıya doĐru rütubət axını meydana gəlir ki, bu da hətta küləyin yuxarı sürətlərində belə dumanın yaranmasına kömək edir.

3. **Havada kifayət qədər rütubətin olması.**  g r hava doymuŐ vəziyyətdən uzaq olarsa, onda havanın hətta əhəmiyyətli dərəcədə soyumasında belə duman əmələ g lm y c k. Radiasion dumanların Őaquli qalınlıĐı müxtəlifdir v  havanın soyuma dərəcəsindən asılıdır. Əgər

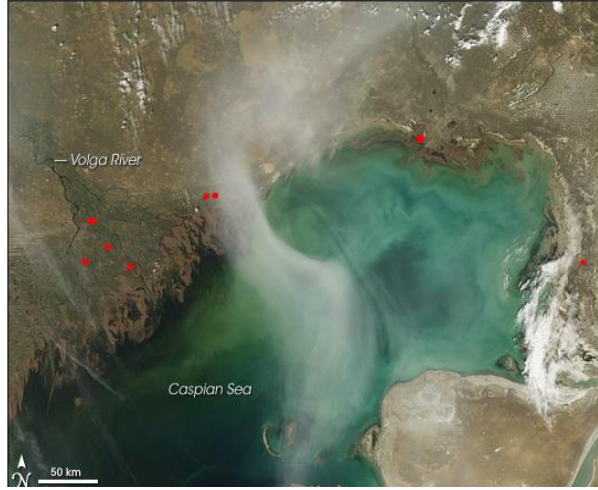
soyuma seh nöqtəsindən aşağıdırsa və bu yer səthinə bitişik kiçik hava qatında gedirsə, onda **alçaq duman** yaranır. Alçaq duman adətən yer üstü inversiya ilə bağlı olur, çünki o havanın səth örtüyündən soyumasından yaranır. Bu zaman əhəmiyyətli dərəcədə dayanıqlıq şaquli hərəkətləri çətinləşdirir, nəticədə aşağı və yuxarı qatlar arasında mübadilə zəifləyir, deməli istilik və rütubətin şaquli istiqamətdə axını olmur, yəni, istilik yuxarı qatlardan aşağı gəlmir və rütubət aşağı qatlardan yuxarıya getmir. Bu vəziyyət seh nöqtəsinə tez çatmasına və dumanın yaranmasına səbəb olur. Belə dumanın yuxarı sərhəddi inversiyanın yuxarı sərhəddi ilə üst-üstə düşür. Alçaq dumanın hündürlüyü bir neçə metrdən 100 metrə qədər ola bilər, bəzən isə o yer səthi üzərində nazik qatla (2 m-dən aşağı) yayılır. Belə halda duman yerüstü adlandırılır. Yerüstü dumanlar yerli xarakter daşıyır, kiçik sahələri zəbt edirlər, ləkələr şəklində yayılırlar. Alçaq radiasion dumanların yaranmasında yerli şəraitlər böyük rol oynayır. Məsələn, qonşu yüksəkliklərdə və düzənliklərdə olmadıqda belə ovalıq və yarıqlarda duman müşahidə edilir. Bu onunla izah edilir ki, alçaq yerlərdə havanın soyuması üçün ən əlverişli şərait yaranır. Alçaq radiasion dumanların yaranması üçün əlverişli şərait sıx bitki örtüyü olduqda meydana gəlir. Belə dumanlar çox vaxt yağış yağdıqdan sonra və ardınca səmanın aydınlaşması, belə şəraitin gecə saatlarına qədər davam etməsi zamanı yaranır. Böyük göllərin və çayların üzərində radiasion dumanlar adətən yaranmır, çünki, gecə saatlarında onların səthi yavaş soyuyur. Alçaq radiasion dumanlar çox vaxt payızda axşam, gecə və ya səhər saatlarında, günəş çıxdıqdan sonra müşahidə edilir, həm də hava doymuş hala nə qədər yaxın olarsa, bir o qədər tez duman əmələ gəlir. Günəş çıxdıqdan sonra yerüstü inversiya dağılır, və duman seyrəlir. Payızın sonunda və ya qışda dayanıqlı antisiklonal havada havanın radiasion soyuması nəinki, gecə, hətta gündüz saatlarında da baş verir. Bununla əlaqədar olaraq, soyumanın yayıldığı səviyyə də xeyli dərəcədə artır və bu zaman duman bir neçə yüz metr hündürlüyə qədər yayıla bilər. Belə radiasion duman **yüksək duman** adlanır. Yüksək radiasion dumanın yuxarı həddi antisiklonal sıxılma inversiyasının aşağı sərhədinə uyğun gəlir. Belə dumanın yaranması, adətən, üstədən başlayır, çünki, inversiya qatı altında su buxarının və kondensasiya nüvələrinin böyük cəmlənməsi baş verir, nəticədə güclü radiasion soyuma üçün əlverişli şərait yaranır. Yüksək radiasion duman geniş əraziləri əhatə edir və gündüz saatlarında zəifləməklə bir neçə sutka ardıcıl qala bilər.

**Advktiv dumanlar.** Advktiv dumanlar isti hava soyuq səth örtüyü üzərindən keçən zaman yaranır. Onlar bir neçə yüz metr hündürlüyə qədər yayılmaqla böyük əraziləri əhatə edirlər.

Belə dumanların yaranması aşağıdakı şəraitlərdə baş verir:

1. Tropik havanın daha yüksək enliklərə hərəkəti zamanı. Bu halda duman çox vaxt daha yüksək enliklərə gələn dəniz tropik havada meydana gəlir. Dumanın bu növü əsasən ilin soyuq dövründə müşahidə olunur, onların sıxlığı yer səthi üzərində çox böyük deyil, lakin hündürlük boyu onun qiyməti artır.

2. İsti kontinental havanın daha soyuq dəniz səthi üzərinə hərəkəti zamanı. Belə dumanlar dəniz üzərində çox vaxt yaz və yayda müşahidə edilir(şək.6.2.) Külək istiqamətini dəyişdikdə, onlar sahilə yerlərini dəyişə bilirlər. Belə dumanların mövcud olma davamiyyəti su səthinin və qurunun temperatur fərqlərindən asılıdır. Daha davamiyyətli dumanlar şimal dənizlərində isti kontinental havanın daha soyuq su səthi üzərinə gəldikdə müşahidə edilir.



**Şəkil 6.2.Xəzrin şimal hissəsində dumanın formalaşmasının kosmik təsviri.YSP**

**Terra, 12.04.2008**

3. İsti dəniz havasının soyuq qitə səthi üzərinə hərəkəti zamanı. Belə dumanlar **sahil dumanı** adlanır. Onlar yüzlərlə kilometr qitənin içərilərinə daxil ola bilirlər. Bu dumanlar ilin soyuq dövründə Qara və Baltik dənizi sahillərində meydana gəlir.

4. Havanın isti su səthi üzərindən soyuq səth üzərinə yerdəyişməsi zamanı. Belə dumanlar soyuq və isti dəniz cərəyanları görüşdüğü yerlərdə yaranır və **dəniz dumanı** adlanırlar. Dəniz dumanları bütün il boyu müşahidə edilə bilər. Onların maksimum tezlikləri yayın əvvəllərində olur, bu zaman dəniz cərəyanları arasında ən böyük temperatur fərqi yaranır. Dəniz dumanları növünə buz üzərində yarananları da aid etmək lazımdır. Belə dumanlar ilin isti dövründə olur və cənubdan gələn daha isti havanın soyumuş su və buz səthi üzərindən keçməsi ilə əlaqədar yaranır. Dəniz dumanları soyuq Labrador cərəyanı ilə Holfstrim cərəyanının görüşdüğü Nyufandlend rayonunda, Rusiyanın Uzaq Şərq sahillərində, Oxot və Yapon dənizində, soyuq Primorsk və isti Susim cərəyanları sərhəddində çox tez-tez meydana gəlirlər.

Advektiv dumanlar günün müxtəlif vaxtlarında formalaşır və küləyin böyük sürətlərində, hətta fırtına zamanı mövcud ola bilirlər.

**Soyuma dumanları** bəzən iki amilin: adveksiya və radiasion soyumanın, birgə fəaliyyəti nəticəsində formalaşır, məsələn, isti hava kütləsi daxil olan zaman, sonradan onun aydınlaşması və soyuması və ya radiasion yolla soyumuş səth örtüyü üzərinə isti hava kütləsinin



soxulması zamanı belə dumanların əmələ gəlməsi. Bu yolla yaranan dumanlar **advektiv-radiasion** adlanırlar.

**Yamac dumanları.** Onlar dağların yamacları boyu yuxarı qalxan zaman havanın adiabatik soyumasından yaranırlar. Bu halda, su buxarının kondensasiyası havanın sakit halda qalxması zamanı baş verir, çünki, sürətli yuxarı hərəkətlər topa buludların yaranmasına gətirib çıxarır.

**Buxarlanma dumanları.** Buxarlanma dumanları buxarlandırıcı su səthinin temperaturunun onun üzərindəki havanın temperaturundan yüksək olduğu hallarda müşahidə edilir. Onların formalaşması su səthi üzərində qalxan su buxarının soyuması və kondensasiyası ilə müəyyən olunur. Bu zaman buxarlanma hətta nisbi rütubətlik 100% və daha çox olduqda belə baş verə bilər. Bu onunla izah edilir ki, buxarlandırıcı səthin temperaturuna aid olan rütubət çatışmamazlığı (bu havanın temperaturundan daha yüksəkdir), havanın nisbi rütubətliyi hətta 100% və ya daha çox olduqda belə sıfırdan böyük olacaqdır. Buxarlanma dumanları çox vaxt çaylar və göllər üzərində payız vaxtı əmələ gəlir. İlin soyuq dövründə donmamış dəniz körfəzləri, eləcə də buzlar arasında donmamış sahələrin üzərində meydana gəlir. Belə dumanların formalaşması üçün ən əlverişli şərait quru üzərində çox soyumuş hava daha isti su səthi üzərinə sakit axdıqda yaranır. Buxarlanma dumanları bataqlıqlar, çaylar və kiçik göllər üzərində nisbətən zəif şəxtilərdə nadir hallarda intensiv olur və bundan başqa, çox vaxt 2 m-dən az hündürlükdə yerləşən yerüstü duman olur. Rütubətli torpaq üzərində buxarlanma dumanları yalnız gündüz saatlarında meydana gələ bilər, çünki, bu zaman torpağın temperaturu havanın temperaturundan yüksək olur. Gecə isə, radiasion şüalanma ilə əlaqədar torpaq soyuyur, buxarlanma dumanı yox olur və onun yerində radiasion duman əmələ gələ bilər.

**Qarışma dumanları.** Onlar doymuş hala yaxın və müxtəlif temperaturları olan iki hava kütləsinin qarışmasından formalaşır. Belə dumanlar çox vaxt dəniz və göllərin sahillərində, quru və su səthi üzərində havanın temperaturları fərqi böyük olduqda və zəif külək mövcud olan zaman formalaşır.

**Cəbhə dumanları.** Cəbhə dumanlarının yaranması iki hava kütləsinin ayırma səthi ilə (atmosfer cəbhəsi) əlaqədardır. Çox vaxt belə dumanlar isti cəbhə keçən zaman müşahidə edilir və ayırma səthi ilə birlikdə hərəkət edirlər. Cəbhə dumanlarının yaranmasının əsas səbəbi – cəbhə yağıntılarının buxarlanması zamanı havanın doymuş vəziyyətə gəlməsidir. Cəbhə dumanlarının formalaşmasında cəbhə qarşısında atmosfer təzyiqinin aşağı düşməsi ilə əlaqədar havanın temperaturunun adiabatik azalması da müəyyən rol oynayır. Bilavasitə iki hava kütləsinin ayırma səthinin yanında cəbhə dumanı iki hava kütləsinin qarışması nəticəsində yaranma bilər. Beləliklə, cəbhə dumanlarının əmələ gəlməsi üç səbəb ilə bağlıdır: yağıntıların buxarlanması, soyuma və iki hava kütlələsinin qarışması.

**Şəhərlərin dumanları.** Havaya böyük miqdarda fabrik-zavod istehsalatlarının məhsulları atılan böyük şəhərlərdə, tez-tez şəhərdən kənara yayılmayan **şəhər dumanları** adlanan dumanlar yaranır. Belə dumanların meydana gəlməsi böyük miqdarda aktiv kondensasiya nüvələrinə borcludur, onlar olduqda kondensasiya doymamış havada da (nisbi rütubət 75-95% olduqda ) baş verə bilər. Şəhər dumanları çox vaxt səhər müşahidə edilirlər, bu zaman havada olan su buxarı doymuş hala yaxın olur. Havada tüstü, his və digər çirkləndiriciləri olması üzündən şəhər dumanları tünd rəngə malikdir. Belə dumanın intensivliyi həm də onunla güclənir ki, kömürün hissəcikləri güclü şüalandırır və soyuyur.

Şəhər dumanının mənşəyi, eyni vaxtda şəhər kənarında yaranan dumanların mənşəyindən fərqlənir; çox vaxt onlar qış və radiasion mənşəlidirlər. Lakin, yaranması çox yüngül olduğu üçün böyük intensivliyi və tünd rəngli dumanlar şəhər kənarına nisbətən iri şəhərlərdə və sənaye mərkəzlərində daha tez – tez müşahidə edilir.

Şəhər kənarına nisbətən Moskvada, dumanlı günlərin sayı bir neçə dəfə çoxdur. Şəhərlərdə sənayenin artımı ilə şəhər dumanlarının sayı artır. Xarkov şəhərində 1927-1930 - ci illərdə 1919-1923 – ci illərə nisbətən onların sayı iki dəfə çox idi, Londonda 15 il ərzində 1,5 dəfə, Parisdə 25 ildə üç dəfə artmışdır. Şəhər dumanları havanı tüstüləməklə yanaşı böyük şəhərlərdə günəş şəfəqlənməsinin davamiyyətini azaldır.

#### **6.4.2. Dumanların sutkalıq və illik gedişi**

Dumanların sutkalıq gedişini nəzərdən keçirdikdə müəyyən etmək olar ki, onların maksimum təkrarlanması gecə saatlarına düşür, çünki, radiasion dumanların yaranması üçün ən əlverişli şərait bu zaman yaranır. Minimum isə havanın nisbi rütubətliyi ən kiçik olan vaxtı günortadan sonra qeyd olunur.

Dumanların illik gedişi coğrafi şəraitdən asılıdır. Quru üzərində dumanlar tez-tez payızda, dəniz və okeanlar üzərində - yazda meydana gəlir, bu zaman su səthi çox soyuq olur. Dumanlar yer səthini örtərək, effektiv şüalanmanı azaldır və buna görə də ilin isti vaxtlarında bitkilərin həddindən artıq soyumasına mane olaraq, onlara faydalı təsir göstərə bilər. Dumanların zərərli təsiri belə havada aviasiya və dəniz nəqliyyatının işinin çətinləşməsində özünü göstərir.

**Quru çən.** Asılı hissəciklər, toz, tüstü, qurum və s. ilə əlaqədar havanın tutqun olması **quru çən** adlanır. Meşə yanğınlarında çoxlu bərk tüstü hissəcikləri havada asılı vəziyyətdə olan zaman quru çən müşahidə oluna bilər. Quru çən, həmçinin, çöl və səhralarda torpaqdan havaya böyük miqdarda çox kiçik qum hissəcikləri qalxdıqda da qeyd edilə bilər. Çox yuxarı enliklərdə quru çən cənub səhralarından kontinental tropik hava gəldikdə müşahidə olunur. Böyük şəhərlərdə quru çənin yaranması havanın toz, tüstü və digər istehsal məhsulları ilə çirklənməsi ilə əlaqədardır. Çox vaxt quru çənin yaranması və yayılmasını atmosferdə yerüstü və yüksəklik

inversiyasının olması ilə əlaqələndirirlər, buna görə də yerüstü və yüksəklik quru çənini fərqləndirirlər. Yerüstü quru çən zəif küləkdə ( 1-2 m/san) havanın yerüstü qatlarında əmələ gəlir və buna görə tutqunluq mənbəyindən çox uzaq məsafələrə yayılır. Yer səthi üzərində onun sıxlığı ən böyükdür, hündürlük boyu azalır. Külək gücləndikdə və konveksiya inkişaf etdikdə yerüstü inversiya dağılır, onunla birlikdə yerüstü quru çən də seyrəlir. Yüksəklik quru çəni yerüstü quru çəndən fərqli daha böyük ərazini əhatə edir, çünki, o tutqunluq mənbəyindən çox uzaq məsafələrə nəql edilir. Bu onunla izah edilir ki, yüksəklik inversiyasının qatları küləyin sürəti böyük olduqda da mövcud ola bilər. Yüksəklik quru çəni ən böyük sıxlığa tutqunluq yaranan hissəciklərin başlıca olaraq cəmləndiyi inversiya qatının yuxarı sərhəddində çatır. Yüksəklik quru çəni tez-tez ilin soyuq dövründə müşahidə edilir, bu zaman yüksəklik inversiyalarının formalaşması üçün əlverişli şərait yaranır.

Quru çənin intensivliyindən asılı olaraq onun daxilində görünüşlük 1-dən 10 km-ə qədər ola bilər. Quru çən olduqda uzaqda olan cisimlər mavi rəng alır. Günəş, xüsusilə üfəyə yaxın, qırmızımtıl narıncı görünür. Bu əlamətlərə görə kiçik nisbi rütubətləkdə çən quru çəndən ayırd edilə bilər.

#### **6.5. Sərbəst atmosferdə su buxarının kondensasiyası. Buludlar.**

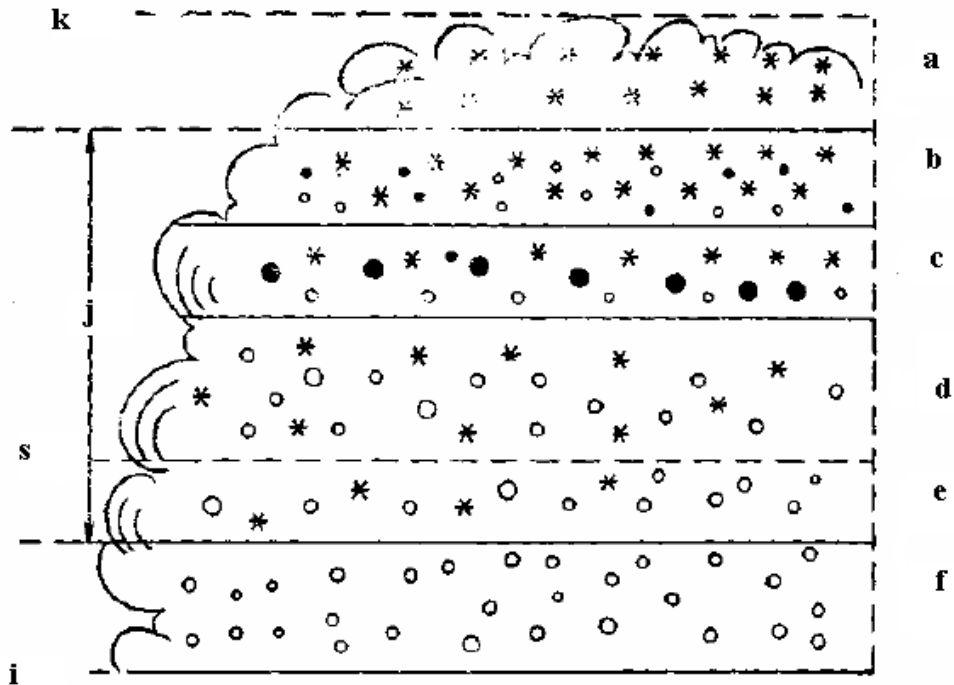
Əgər su buxarının kondensasiyası və ya sublimasiyası yer səthindən müəyyən yüksəklikdə baş verərsə, onda dumanla bir çox oxşarlıqları olan bulud formalaşır, lakin o dumandan böyük hündürlüyü, xarici formaları və fiziki quruluşunun böyük müxtəlifliyi ilə fərqlənir. **Buludlar** sərbəst atmosferdə müəyyən hündürlüklərdə su buxarının kondensasiya və ya sublimasiya məhsullarının cəmlənməsidir. Buludların yaranması başlıca olaraq havanın adiabatik soyuması və ya onun şüalanma ilə soyumasından baş verir. Buludlar bir sıra mühüm atmosfer hadisələrinə böyük təsir göstərir. Buludlardan yağıntılar düşür. Məlum olduğu kimi, bulud örtüyünün olması günəşdən gələn istiliyə və torpağın temperatur rejiminə böyük təsir göstərir.

##### **6. 5.1. Buludların formalaşması və strukturu ilə bağlı atmosferdə əsas səviyyələr**

Buludların hündürlüyünü və onların quruluşunu atmosferdə bəzi əsas səviyyələrin mövqeyi ilə əlaqələndirmək olar, bunlara aiddir: 1) kondensasiya səviyyəsi, 2) sıfır izotermnin səviyyəsi, 3) buz nüvələrinin səviyyəsi, 4) konveksiya səviyyəsi.

Kondensasiya səviyyəsi praktiki olaraq buludluğun aşağı sərhəddi ilə üst-üstə düşür. Kondensasiya səviyyəsi və sıfır izotermnin səviyyəsi arasında bulud su damcılarından (bəzi hallarda, əriyən qar dənəciklərindən) ibarətdir. Sıfır izotermi səviyyəsindən yuxarıda tərkib elementləri əsasən soyumuş su damcılarıdır. Buludlarda soyumuş damcıların olması buz nüvələri səviyyəsinə qədər müşahidə olunur. Buz nüvələri səviyyəsi orta hesabla temperatur -12, -16°-yə

qədər azalan hündürlükdə yerləşir. Bu səviyyədən yuxarıda artıq su buxarının sublimasiyası və ya soyumuş damcılardan donması baş verir və bulud əsasən buz kristallarından ibarətdir. Buludda suyun maye və bərk elementləri arasında kəskin sərhəd yoxdur. Bir aqreqat halından digərinə keçid tədricən baş verir. Buludda güclü keçid qatları var, orada eyni zamanda həm soyumuş damcılar, həm də buz kristalları ola bilər. Şəkil 6.3-də ümumi şəkildə buludun quruluş sxemi verilmişdir (B.V. Kiryukhin və A. Kachurinə görə). Bu sxem bünövrəsi müsbət temperatur sahəsində yerləşən, zirvəsi isə buz kristalları zonasını tutan güclü şaquli inkişaf etmiş buludun şaquli kəsimidir. Buludun yuxarı sərhədi konveksiya səviyyəsi ilə müəyyən edilir, çox vaxt o dayanıqlı qatlarla üst-üstə düşür. Bunlara kiçik şaquli temperatur qradienti və ya havanın yuxarı hərəkətlərinin inkişafına mane olan inversiya qatları (dayanıqlı stratifikasiya) aiddir. Buludu təşkil edən elementlər daima asılı vəziyyətdə qalmır. Yuxarı qalxan cərəyanlar zəiflədikdə onlar



**Şəkil 6.3.** Yağış buludunun aqreqat halının sxemi (B.V. Kiryukhin və A. Kachurinə görə).

*a – kristallar zonası, b – kristallar üstün olan zona, c – intensiv donma zonası, d – soyumuş damcılar üstün olan zona, e - ərimə qatı, f – su damcılar zonası, j – qarışıq zona, s – sıfır izotermi, i – buludun aşağı sərhədi, k - buludun yuxarı sərhədi.*

ağır qüvvəsinin təsiri altında aşağı düşür. Belə hərəkətlərdə buludda temperaturun və nisbi rütubətliyin dəyişməsi baş verir, deməli, onun aqreqat halı da dəyişir.

Küləyin təsiri altında buludlar üfüqi istiqamətdə yerlərini dəyişirlər və onlarda tez-tez turbulent hərəkətlər inkişaf edir. Buludun ətrafında hava adətən su buxarı ilə doymamış haldadır, buna görə də onun kənarlarında daima buxarlanma və rütubətin aparılması baş verir, lakin yuxarı qalxan cərəyanların təsiri altında bulud fasiləsiz olaraq əlavə rütubət axını alır. Bununla onun

mövcudluğu saxlanılır. Beləliklə, bulud bəzi yerlərdə inkişaf edir, digər yerlərdə isə əriyir. Buludlar atmosferin elə qatlarında mövcud ola bilir ki, orada onların formalaşması üçün əlverişli şərait olsun; belə şərait olmadıqda bulud seyrəlir və buxarlanır.

## 6. 6. Buludların beynəlxalq təsnifatı

Buludlar görünüşünə görə çox müxtəlifdir; lakin bir çox buludların öz aralarında oxşar formaları ayırmaq olar. Digər meteoroloji elementlər üzərində aparıldığı kimi, buludlar üzərində aparılan müşahidələr, hər yerdə eyni olmalıdır və onların təsviri bircins olmalıdır. Müxtəlif ölkələrdə buludlar üzərində aparılan müşahidələrə görə müqayisə üçün buludların beynəlxalq təsnifatı işlənilib hazırlanmışdır. Buludların ilk təsnifatı 1803-ci ildə işlənilib hazırlanmışdır. Sonradan o müxtəlif ölkələrin alimləri tərəfindən dəqiqləşdirilmiş və əlavələr edilmişdir. Buludların müasir beynəlxalq təsnifatı aşağıdakı əsas əlamətləri nəzərə alır:

- 1) xarici görünüş (morfoloji təsnifat),
- 2) hündürlük boyu yerləşməsi,
- 3) yaranma prosesləri.

Xarici görünüşünə görə bütün buludlar on əsas formaya (cinsə) ayrılır, onlarda öz növbəsində bir sıra növlərə və müxtəlif görünümlərə bölünür.

Aşağı sərhədinin hündürlüyündən asılı olaraq buludların dörd ailəsini fərqləndirirlər.

Yuxarı yarus buludlar – 6000 m-dən yüksək.

Orta yarus buludlar – 2000-dən 6000 m-dək.

Aşağı yarus buludlar – 2000 m-dən aşağı.

Şaquli inkişaf edən buludlar - aşağı sərhəddi 2000 m-dən aşağıdır, zirvələri orta və yuxarı yarus buludların səviyyəsindədir.

Beynəlxalq təsnifata görə buludların adları latıncadır, çox vaxt qısaldılmış işarə şəklində işlədilir. Cədvəl. № 6.1-də ailələr (hündürlük yarusları) və eləcə də əsas formalar üzrə buludların təsnifatı verilir.

Əsas formaların qısa təsvirinə keçək.

### **Yuxarı yarus buludlar.**

1. Lələkli buludlar (Cirrus,Ci). Ayrıca ağ nazik dalğavari quruluşlu buludlardır. Adətən kiçik miqdarda müşahidə edilir. Bu buludlar o qədər şəffafdırlar ki, onların içərisindən nəinki günəş və ay, hətta mavi səma da görünür. Onlar çox vaxt 8-10 km hündürlükdə, tropopauzanın yaxınlığında yerləşir. Bu buludların qalınlığı 100-500 m-dir və qarmaq formasına malikdirlər, vaxt keçdikcə onların sayı artır. Bu - havanın korlanmasının xəbər vericisidir.

**Buludların təsnifatı**

Bulud ailəsi	Formanın №	Buludların forması və adı			Hündürlük,km	
		azərbaycanca	latınca		aşağı sərhəddi	Yuxarı sərhəddi
			tam	qısaldılmış		
Yuxarı yarus	1	Lələkli	Cirrus	Ci	7-10	13
	2	Lələkli topa	Cirrocumulus	Cc	6-8	13
	3	Lələkli-laylı	Cirrostratus	Cs	7-8	13
Orta yarus	4	Yüksək topalı	Alto cumulus	Ac	2,5-5	6
	5	Yüksək laylı	Altostratus	As	2,5-5	6
Aşağı yarus	6	Laylı-topa	Stratocumulus	Sc	0,2 - 2	2,5
	7	Laylı	Stratus	St	0,05 - 0,6	1,0 - 2,5
	8	Laylı-yağışlı	Nimbostratus	Ns	0,1 - 2	6 - 8
Şaquli inkişaf edən	9	Topa	Cumulus	Cu	0,3 – 3	7 – 8
	10	Topa-yağışlı	Cumulonimbus	Cb	0,6 - 2	13

2. Lələkli-topa (Cirrocumulus,Cc) buludlar. Dalğa, lopa və ya xırda ləpə şəklində yerləşən nazik ağ buludlardır. Bunlar da kiçik miqdardadır, lakin onlar tez-tez lələkli və ya lələkli-laylı buludlarla birləşərək müşahidə edilir. Onların özülünün (aşağı sərhəddi, oturacağı) hündürlüyü 6-dan 8 km-ə qədər hüdudlarda dəyişir. Qalınlıq 200 - 400 m-dən çox deyil.

3. Lələkli-laylı (Cirrostratus,Cs) buludlar. Ağımtil, demək olar ki, eyni örtüklü buludlardır, lələkli buludlardan sonra meydana çıxır və tədricən bütün göy üzünü örtür. Onların özülü mülayim enliklərdə adətən 6 – 7 km hündürlükdə yerləşir, bunun əksinə yuxarı sərhəddi tropopauzaya qədər, yayda 10 – 12 km-ə qədər yüksəlir. Belə qalınlığa baxmayaraq, lələkli-laylı buludlardan günəş, ay və hətta mavi səma görünür. Bu buludların buz kristallarından keçən işığın sınması sayəsində günəş və ya ay ətrafında **halo** adlanan dairə meydana gəlir.

**Orta yarus buludlar.**

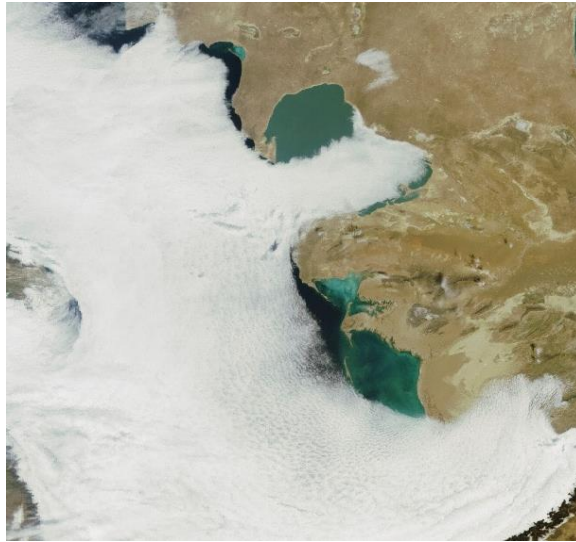
4.Yüksək topalı (Alto cumulus, Ac) buludlar. Bu buludlar kiçik lopalardan ibarət, işıqlı və ya bozuntul qatlar və ya silsilələr (dalğalar ) şəklinə malikdirlər. Laylar və silsilələr çox vaxt aralarında göy səma görünən boşluqları olan düzgün istqamətə malikdirlər. Bu buludlara ən çox 3-5 km yüksəkliklərdə rast gəlinir, onların qalınlığı bir neçə yüz metrdir. Nazik yüksək topalı buludlar günəş və ya ayın diskindən keçən zaman, işıq mənbəyinə bilavasitə bitişik olan buludun fonunda parlaq halo (tac) yaranır; halonun (tac) daxili hissəsi mavi, xarici – qırmızı rəngə malikdir. Bu hadisə yüksək topalı buludların təşkil olunduğu su damcılarını əylərək keçən işığın düzxətli yayılmasının (difraksiya) pozulması ilə əlaqədardır.

5. Yüksək laylı (Altostratus, As) buludlar tam eyni örtüklü, yüngülcə dalğavari quruluşlu şəklə malikdirlər. Onlar adətən lələkli-laylı buludların ardınca gəlirlər. Buna görə də, əvvəl onlar sıx lələkli-laylı buludlar kimi görünür, lakin tutqun şüşədə (şəffaf yüksək laylı) olduğu kimi onların içindən günəş və ay görsənir. Bir müddət sonra, onlar o qədər sıxlaşırlar ki, işıq mənbəyi

görünür. Şəffaf yüksək laylı buludların aşağı sərhəddi adətən 4 - 5 km hündürlükdə, qeyri-şəffaf - 2 - 4 km hündürlükdə yerləşir. Yuxarıda onlar lələkli-laylı buludlara keçirlər və demək olar ki, tropopauzaya çatırlar.

#### **Aşağı yarus buludlar.**

6. Laylı-topa (Stratocumulus, Sc) buludlar. Xarici görünüşünə görə yüksək topalı buludlara çox oxşardır, yalnız onunla fərqlənirlər ki, onlar atmosfer qatında 2000 m-dən aşağıda yerləşirlər. Onlar boşluqlarla ayrılmış və ya boz dalğalı örtüklə qovuşan böyük silsilələrdən (dalğalardan), plitələrdən və ya lopalardan ibarətdir. Şəkil 6.4-də Qafqaz –Xəzər rayonun şimal hissəsinin böyük hissəsi, eləcə də Azərbaycanın Aran rayonları belə buludlarla örtülüdür.



**Şəkil 6.4. Qafqaz –Xəzər rayonun şimal hissəsinin laylı-topabuludlarla örtülməsinin kosmik təsviri.YSP Terra, 13.03. 2009**

7. Laylı (Stratus,St) buludlar. Yer üzərindən qalxmış vəziyyətdə olan dumana oxşar boz rəngli bircins qatdır. Bu buludların aşağı səthi çox vaxt kiçik hissələrə cırılmış olur, bu zaman onlar üçün cırılmış-laylı (Fractostratus, Frst) və ya yağış olduqda cırılmış-yağışlı (Fractonimbus, Frnb) termini işlədilir. Laylı buludların özülü çox vaxt cəmi bir neçə on metr, yuxarı sərhəddi - bir neçə yüz metr təşkil edir.

8. Laylı-yağışlı (Nimbostratus, Ns) buludlar. Tünd-boz rəngə malikdirlər və işıq keçən yer olmadan, demək olar ki, bircins qatla bütün səmanı örtür. Xarici görünüşünə görə laylı buludlardan heç bir fərqli cəhəti yoxdur və yalnız onlardan yağış yağdığı üçün bu buludlar belə adlanır. Laylı-yağışlı buludların əsas qatı altında demək olar ki, həmişə cırılmış-yağışlı buludlar meydana gəlir, onlar yağış düşən əsas Ns qatını qismən və ya tam gizlədir. Buludların aşağı sərhəddi 50-dən 2000 m, yuxarı sərhəddi -2-dən 7-9 km arasında dəyişir.

### **Şaquli inkişaf edən buludlar.**

9. Topa (Cumulus, Cu) buludlar. Ağ qübbəli zirvələri və demək olar ki, üfqi özüllü, şaquli inkişaf edən sıx bulud kütlələridir. Adətən topa buludlar kəskin cizgilərə malik olurlar, lakin güclü küləkdə onların kənarları cırılmış ola bilər. Şaquli az inkişaf edən, "yaxşı hava buludları" və güclü topa (cumulus humilis) buludlarını fərqləndirirlər. Bundan başqa, bəzən topa buludların ayrıca kiçik parçaları da müşahidə edilir, onları cırılmış-topa buludlar (Fractocumulus, Frcu) adlandırırlar.

10. Topa-yağışlı (Cumulonimbus, Cb) buludlar. Bu dağlar və ya qalalar şəklində qalxan güclü topavari buludlardır. Onların zirvələri lifli quruluşa malik olur və zindan (incus) şəklində yanlara uzanır. Çox vaxt ayrıca buludlar şəklində müşahidə edilir, lakin bəzən toplanaraq, bütün səmanı bağlayırlar. Topa-yağışlı buludlar leysan yağışları verir və tez-tez göy gurultusu ilə müşayiət olunur, buna görə də onlar adətən leysanlı və tufanlı buludlar adlandırılır.

#### **6.6.1. Buludların mikrofiziki quruluşu.**

Buludlardan yağıntıların düşməsi, təyyarələrin buz bağlaması və s. ilə əlaqədar prosesləri başa düşmək üçün buludların daxili quruluşunu və ya başqa sözlə desək, buludların mikrofiziki quruluşunu bilmək lazımdır. Bura aşağıdakı kompleks əlementlər daxildir: bulud hissəciklərinin faza vəziyyəti, onların ölçüsü, buludun müxtəlif yerlərində paylanması və buludların sululuğu. Faza strukturuna görə buludlar buz kristallarından (kristallik buludlar), su damcılarından (sulu buludlar) və ya su damcıları və buz kristalları qarışığından (qarışıq buludlar) ibarət ola bilər.

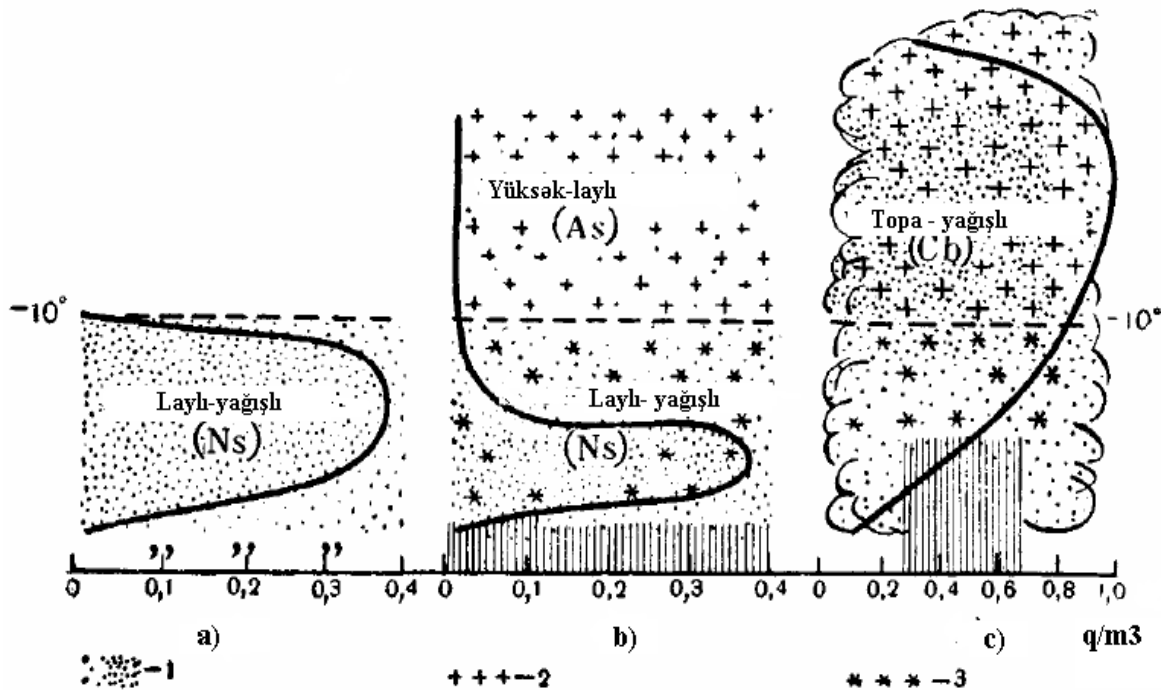
Lələkli, lələkli-laylı və lələkli-topa buludlar kristallikdir. Onlar üçün, xüsusilə, Cs üçün halonun yaranması xarakterikdir. Lələkli və lələkli-laylı buludların bir növü olan topa-yağışlı buludların yuxarı hissələri (zindan) də həmçinin kristallik quruluşa malikdir. Kristallik buludlardan yağıntılar adətən düşür, zindan tipli buludlar istisna olmaqla, orada kristallarla yanaşı su damcıları ola bilər.

Laylı, laylı topa və topa buludlar, əsasən su damcılarından təşkil olunur, onlar mənfii temperaturda soyumuş vəziyyətdə olur. Soyumuş su damcılara daha çox -10 - 12°-dən aşağı temperaturlarda rast gəlinir. Belə ki, nəzərdən keçirilən buludların formalaşdığı yüksəkliklərdə əksər hallarda havanın temperaturu qeyd edilən qiymətlərdən aşağı olmur, buna görə də bu buludlar əsasən sulu olur, bu halda yağıntılar buludlardan düşür və ya yalnız çox zəif, çiskin şəkildə düşür. Yalnız çox aşağı temperaturda onlarda buz kristalları meydana gələ bilər, bu zaman buludlardan zəif və ya mülayim qar düşür.

Yüksək topa buludlara gəldikdə isə onlar temperatur -24, -30 ° qədər olduqda sulu ola bilər. Laylı-yağışlı, yüksək-laylı və topa-yağışlı buludlar, yəni əhəmiyyətli dərəcədə yağış düşən buludlar, su damcıları və buz kristalları qarışığından ibarətdir. Belə buludlar haqqında onların qarışıq fazada olduğunu deyirlər. Lakin, qarışıq faza nəzərdən keçirilən buludlarda öz



keyfiyyətinə görə çox müxtəlif ola bilər. Bəzi hallarda buludlarda buz kristalları üstündür, su damcıları isə kiçik miqdarda və çox kiçik ölçülərdədir (damcıların radiusu cəmi 3-8  $\mu$ ). Digər hallarda qarışıq fazaya həm çoxlu miqdarda kristallar, həm də çoxlu miqdarda olduqca iri damcılar (damcıların radiusu 10-30- $\mu$  və daha böyükdür) daxildir. Nəhayət, tez-tez elə hallara rast gəlinir ki, laylı-yağışlı buludlarda absolyut olaraq kifayət qədər böyük ölçüdə su damcıları üstünlük təşkil edir, kristallar isə demək olar ki iştirak etmir. Qarışıq fazanın strukturunda belə müxtəliflik laylı-yağışlı və yüksək-laylı buludların bir tərəfdən, topa-yağışlı buludların digər tərəfdən yaranma şəraitlərinin eyni olmaması ilə izah edilir. Bu zaman buludlarda şaquli hərəkətlərin xarakteri və kəmiyyəti və eləcə də temperatur xüsusi əhəmiyyəti kəsb edir. Qarışıq fazada olan buludların strukturunun ən tipik sxemlərini verək. Şəkil 6.5<sup>a</sup>-da laylı-yağışlı buludların yuxarı sərhəddi yalnız  $-10^{\circ}$  izoterminə çatmışdır, ya da bu səviyyədə bir qədər aşağıdır və ya yuxarıdır. İlin soyuq yarısında Rusiya və Ukraynanın Avropa ərazisində bu təxminən 3 km hündürlükdədir. Buludun aktiv kristallaşması hələ baş tutmayıb, ona görə də laylı



**Şəkil 6.5. Qarışıq fazada olan buludların quruluşunun xarakterik xüsusiyyətləri**

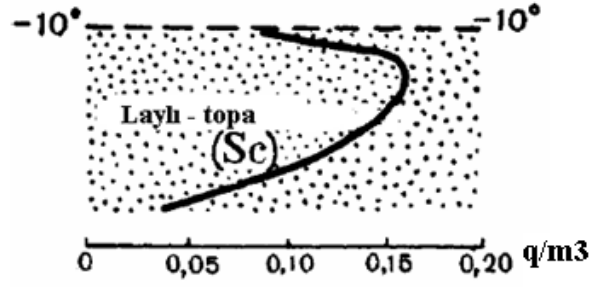
**1 – bulud damcıları, 2 – buz kristalları, 3 – qar dənəcikləri**

yağış buludlarının böyük hissəsi soyumuş su damcılarından təşkil olunur. Bu zaman buluddan əsasən zəif qar və çiskin şəkildə yağıntılar düşür. Qeyd etmək lazımdır ki, belə buludlar buzlaşma nöqtəyi nəzərindən çox təhlükəlidir.

Buludlarda şaquli yuxarıya doğru hərəkətlər nizamlı xarakter daşıyır və saniyədə bir neçə santimetr təşkil edir. Buludlar üzərində isə aşağı hərəkətlər hakimdir, bu isə buludların şaquli inkişafını məhdudlaşdırır. Şəkil 6.5<sup>b</sup>-də laylı-yağışlı bulud biləvasitə yüksək-laylıya keçərək, böyük şaquli hündürlüyü olan vahid bulud kütləsini yaradır. Buludun bütün qatında saniyədə bir

neçə santimetr sürətə malik nizamlı şaquli hərəkətlər üstünlük təşkil edir.  $-10^{\circ}$  izoterm səviyyəsindən yuxarıda olan buludun üst hissəsi əsasən buz kristallarındaqn təşkil olunur. Burada su damcıları olduqca azdır, olanlar isə çox kiçikdir.  $-10^{\circ}$  izoterm səviyyəsindən aşağıda artıq kristallar ilə yanaşı qar şəklində böyük miqdarda damcılara rast gəlinir, xüsusilə, bu zəif və ya mülayim buzlaşma mümkün olan bir neçə yüz metr qalınlığa malik aşağı qatda aydın görünür. Buluddan aramsız yağış düşür, Şəkil 6.5<sup>c</sup>-də bulud topa-yağış xarakterinə, həmçinin böyük şaquli hündürlüyə malikdir. Orada saniyədə bir neçə metr sürəti olan nizamlı şaquli hərəkətlər üstünlük təşkil edir. Buludun bütün qalınlığının böyük hissəsində, o cümlədən onun yuxarı yarısında çoxlu miqdarda damcılar və kristallar da var. Buludlardan əhəmiyyətli dərəcədə yağıntılar düşür. Buludların sululuğu dedikdə buludda vahid hava həcmində maye və ya bərk fazada olan su başa düşülür. Sululuq  $1\text{m}^3$  –də olan suyun qramlarla miqdarları ilə müəyyən edilir. Bu buludun çox əhəmiyyətli bir xarakteristikasıdır, çünki, təyyarələr buludda uçan zaman onların buzlaşma intensivliyi sululuqdan asılıdır. Sululuğun təyin edilməsi çox böyük texniki çətinliklə başa gəlirdi üçün onun haqqında biliklərimiz hələ tam deyil. Lakin məlumdur ki, damcı-maye buludlarında sululuq kristallik buludlara nisbətən olduqca böyük əhəmiyyətə malikdir. Damcı-maye buludlarında o  $1\text{m}^3$ -də 0,1-dən 5 q, kristallik buludlarda – 0,01-dən 0,1 q/ $\text{m}^3$  həddində dəyişir. Müxtəlif formalı buludlarda sululuğun hündürlük boyu paylanması bizim üçün çox maraqlıdır. Bu məqsədlə yuxarıda göstərilən şəkl.6.5-də Ns, As-Ns və güclü Cu buludlarında sululuğun aşağıdan yuxarı sərhəddinə qədər dəyişməsinin əyriləri verilmişdir. Nisbətən kiçik şaquli qalınlığa malik Ns buludlarında (şəkl. 6.5<sup>a</sup>) aşağıda sululuq əvvəlcə kəskin, sonra isə daha yavaş yuxarıya doğru artır. Maksimal qiymətə o buludun orta hissəsində çatır. Əhəmiyyətli şaquli qalınlığı olan As-Ns buludlarında (şəkl. 6.5<sup>b</sup>) maksimal sululuq ən aşağı bir neçə yüz metrədə cəmləşmişdir. Sonradan sululuq kəskin, daha sonra isə yavaş-yavaş hündürlük boyu azalır. Buludun əsasən kristallik olan yuxarı yarısında sululuq çox aşağıdır. Qalın topa buludlarda (şəkl. 6.5<sup>c</sup>) buludun aşağı üçdə birində sululuq hündürlük boyu tez artır. Sonra buludun qalınlığının böyük hissəsində sululuq ən böyük qiymətə malik olur, amma, hələ də yavaş da olsa hündürlük boyu artma gedir. Yalnız buludun yuxarı sərhəddində sululuğun gözə çarpacaq dərəcədə azalması müşahidə edilir.

Ümumiyyətlə, qeyd etmək lazımdır ki, Sc, Ac və Cu buludlarında hündürlük boyu sululuğun paylanmasında bir çox uyğunluqlar vardır (şəkl.6,6). Həmişə nəzərdə saxlamaq lazımdır ki, "bulud" anlayışı fasiləsiz dəyişmə prosesində olan damcı və kristalların cəmini özündə birləşdirir. Damcılar yaranır, böyüyür, buxarlanır; onların ölçüləri və miqdarları dəyişir, onlar toqquşur, qovuşur və donurlar. Buna görə də, buluda havada asılı vəziyyətdə olan bərk cisim kimi baxmaq olmaz; onlar daima yenidən formalaşırlar və əriyirlər.



**Şəkil 6.6. Sululuğun laylı-topa buludlarda aşağıdan yuxarı sərhəddə qədər dəyişməsi**

### 6.6.2. Müxtəlif formalı buludları yaradan əsas proseslər

Buludların xarici görünüşü, formaları bizə onların yaranmasına gətirib çıxaran proseslər barədə çox şey danışa bilər. Bu o deməkdir ki, buludların xarici görünüşünə görə biz temperaturun hündürlük boyu gedişi, verilən anda şaquli hərəkətlər, müxtəlif yüksəkliklərdə külək və s. haqda fikir yürüdə bilərik. Deməli, buludun xarici görünüşünə görə verilən ərazidə müxtəlif yüksəkliklərdə uçuş şəraiti barədə fikir deyə bilərik.

Bununla əlaqədar bütün buludların üç tipə bölünməsi qəbul edilmişdir:

- topaşəkillilər,
- dalğavarilər,
- laylışəkillilər.

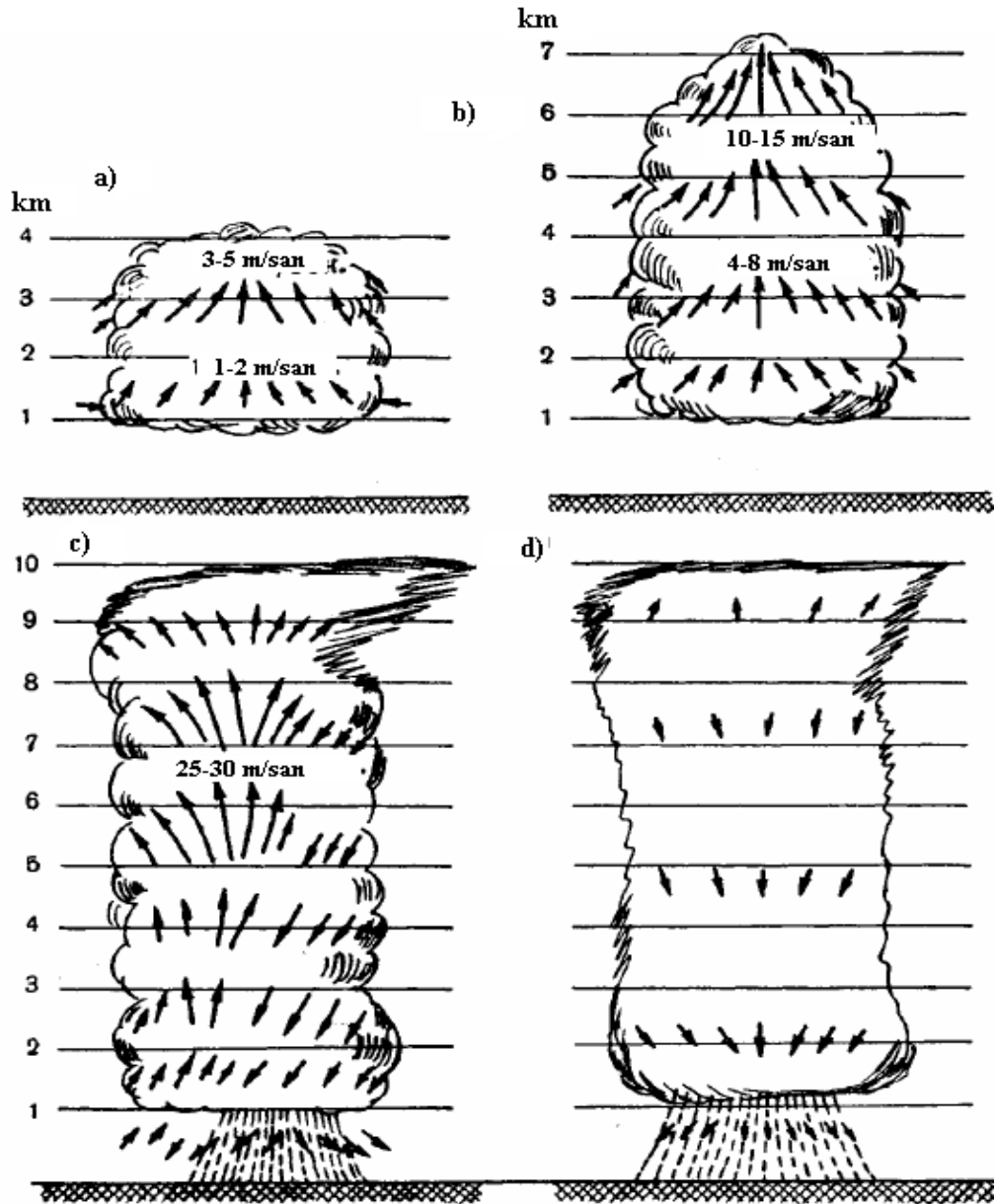
Topaşəkillilərə topa buludların bütün növləri və laylı-topa buludların bəzi növləri aiddir. Dalğavarilərə laylı buludlar, laylı-topa və yüksək-topa, eləcədə lələkli-topa buludların əksər növləri aiddir. Laylışəkillilərə lələklilər, lələkli-laylı, yüksək laylı və laylı-yağış buludları daxildir. İndi hər üç tip buludların formalaşmasına gətirib çıxaran proseslərin xarakterik xüsusiyyətlərinin nədən ibarət olduğuna baxaq.

**A.Topaşəkilli buludlar.** Yayda quru üzərində topa və topa-yağışlı buludların formalaşması başlıca olaraq termiki konveksiya ilə bağlıdır. Belə hallarda buludluluq aydın sutkalıq gedişə malikdir: buludlar saat 10-a yaxın meydana gəlir, saat 15-16-da, bəzi yerlərdə topa-yağışlı (tufanlı) buludlara keçməklə, inkişafı maksimal qiymətə çatır, sonra onların gecə tam aydın olana qədər yox olması başlanır.

Şəkil 6.7-də eyni növ hava kütləsində, yaxşı inkişaf etmiş konveksiya üçün tipik olan topa buludların gün ərzində inkişaf sxemi verilmişdir.

Birinci mərhələdə bu buludlar nisbətən azqalınlıqlı “yaxşı havanın topa buludlarıdır”; 0° izoterm səviyyəsinə çatana qədər mülayim enliklər üçün onları belə hesab edək. Bu buludların

inkişafının əvvəlində şaquli yuxarıya doğru hərəkətlər 1-2 m/san sürətinə yaxındır, amma bu mərhələnin sonunda buludun mərkəzi hissəsində sürət 5 m/san - yə çata bilər. Səmada buludların



**Şəkil 6.7. Topa buludların termiki konveksiyada inkişaf mərhələləri:**  
a) - topa, b) - qalın topa, c) - topa - yağışlı (yetkin mərhələ), d) - topa yağışlı (dağılma mərhələsi)

ümumi miqdarı 7-8 bala qədərdir. Ayrı-ayrı buludların üfüqi ölçüləri bir neçə yüz metrdən 2-3 km-ə qədər dəyişə bilər.

İnkişafın ikinci mərhələsində biz artıq güclü topa buludları (*Cu congestus*) müşahidə edirik, onların üst yarısı mənfi temperatur zonasında yerləşir, ona görə də, burada buludlar soyumuş su damcılarında təşkil olunur. Onlar, yuxarı səthi çox kələ-kötür, dərə-təpəli olan xarakterik xüsusiyyətlərə malikdirlər, içəridən ayrıca bulud kütlələri buludun əsas yuxarı kənarını dağıdıb keçərək, bir neçə yüz metrə qalxır. Bu, havanın yuxarıya doğru hərəkət

sürətinin əhəmiyyətli dərəcədə artdığını, buludun üst yarısında 10-15 m/san çatdığını göstərir. Mülayim enliklərdə bu buludların şaquli inkişafı 5-7 km qədər davam edir və onların hündürlüyü özülün üfqi ölçülərini təxminən iki dəfə üstələyir. Buludların zirvələri olduqca ağıdır, güclü olaraq topa-topa qalxır, lakin tamamilə dəqiq cizgilərə malikdirlər.

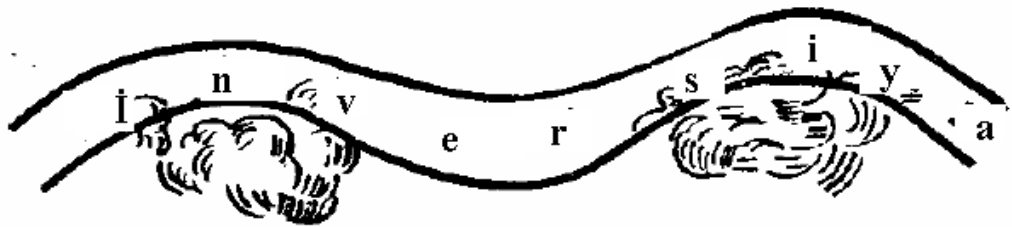
Topa buludun inkişafının üçüncü mərhələsi, onun yuxarı hissəsi kristallik quruluş almasına müvafiq gəlir və bununla da o dəyirmi cizgilərini itirir. Buludun zirvəsindən sanki lələkli bulud dəstləri atılır, onlar nəhəng zindan yaradırlar. Bu – zindanlı topa-yağış buludlarıdır (Cb), zindan adətən külək istiqamətində gərilir. Belə bulud yağıntılar verməyə başlayır. Bu mərhələdə yayda quru üzərində buludların yuxarı sərhəddi 8-9 km-ə çatır. Tez-tez o tropopauza səviyyəsinə qədər yüksəlir. Hər bir halda, zindan çox vaxt havanın temperaturu  $-25^{\circ}$ ,  $-30^{\circ}$  və aşağı olan yüksəklikdə formalaşır. Eyni cins hava kütlələrində termiki konveksiyada yaranan Cb üfqi ölçüləri, adətən 15-20 km təşkil edir. Əhəmiyyətli yuxarı hərəkətlər başlıca olaraq, buludun üst yarısında müşahidə edilir, güclü inkişaf etmiş Cb onların sürəti 35-40 m/s çata bilər. Eyni zamanda, buludun yağıntılar düşən hissəsində, şəkil 6.5 c,d göstəriləndiyi kim, şaquli hərəkətlər aşağıya doğru olur. Tez-tez zirvəsi artıq buz hissəciklərindən ibarət olan güclü topa bulud (ikinci mərhələ) müşahidə edilir, lakin lələkvəri zindan gözə çarpmır. Belə bulud daz topa-yağış buludu (Cb calvus) adlanır.

Dördüncü mərhələdə havanın konvektiv qaldırılması dayanır, buludun böyük bir hissəsində aşağı axınlar inkişaf edir, bununla əlaqədar topa-yağış buludu tədricən dağılır. Buludun dağılması aşağı hissədən başlayır və yuxarıya və yanlara yayılır, 20-30 dəqiqə ərzində başa çatır. Lakin, buludun ən yuxarı kristallik hissəsi bir neçə saat qala bilər, həm də orada 1-3 m/san. sürətə malik yuxarı hərəkətlər üstünlük təşkil edə bilər.

Termiki konveksiyada topa buludların təsvir edilmiş inkişaf mərhələləri yalnız temperaturun şaquli istiqamətdə dayanıqsız paylanması zamanı mümkündür. Bu o deməkdir ki, troposferin əhəmiyyətli qatında yuxarı qalxan hava ətrafdakı havadan daha isti olmalıdır. Ətraf mühitdə havanın qalxmasına səbəb olan şaquli temperatur gradienti nə qədər böyük olarsa, yuxarı hərəkət edən hava və ətraf mühit arasında müsbət temperatur fərqi bir o qədər çox qalar. Buradan müəyyən olur ki, əgər müəyyən hündürlükdə, məsələn, 2,5 km-də, temperatur inversiyası, ya hətta izotermiya və ya temperaturun yavaş düşmə qatı mövcuddursa, onda havanın qalxması, həm də deməli, buludların formalaşması bu yüksəklikdə dayanacaq. Belə halda, biz yalnız şaquli istiqamətdə zəif inkişaf etmiş topa buludları müşahidə edə bilərik. Bu zaman çox vaxt topa buludlar inversiya qatı altında yayılır, nəticədə, laylı topa buludlardan ibarət, demək olar ki, tam qat yarana bilər. Bəzən, əvvəlcə (səhər saatlarında) troposferin orta qatlarında (4 – 16 km) dayanıqsız stratifikasiya müşahidə edilir, bu zaman çox kiçik ölçüdə topaşəkilli buludlar yaranır. Onları yüksək - lopa və ya qalaşəkilli topa buludlar adlandırırlar. Bu

buludlar gündüz tufanının yaxşı əlamətidir, belə ki, gündüz başlayan konveksiya orta qatlarda buludların inkişafı üçün xüsusilə əlverişli olan şəraitlə rastlaşır. Topaşəkilli buludların adları çəkilən yaranma və inkişaf səbəblərindən başqa, çox güclü topa – yağışlı buludların yaranmasına gətirib çıxaran bir növ proseslər də vardır. Bu proseslər aşağıdan daxil olan soyuq havanın üstə olan isti havanı sıxışdırıb troposferin yuxarı qatlarına çıxarması ilə bağlıdır. Bunlar haqqında cəbhələr haqqında bölmədə geniş danışılacaq.

**B. Dalğavari buludlar.** Laylı-topa və yüksək-topa buludlar tez-tez aralarında aydın səma olan hər hansı bir istiqamətdə paralel silsilələr və vallar şəklində uzanmış kimi müşahidə olunur. Bu buludların formalaşması müəyyən hündürlükdə inversiya qatı altında üfüqi dalğaların mövcudluğu ilə bağlıdır. Bununla əlaqədar olaraq, əvvəl qeyd olunduğu kimi, su səthində dalğalara uyğun olan dalğalar (şək. 6.6) formalaşır. Əgər aşağı qatın üst hissəsində hava doymuş vəziyyətə yaxındırsa, onda qalxdıqda dalğanın yalında su buxarının kondensasiyası baş verir və bulud yaranır; eyni zamanda dalğanın dərəsində hava aşağı düşür və burada buludlar yox olur. Nəticədə buludlar dalğanın yalı boyunca uzanan paralel silsilələr şəklində yaranır. Çox vaxt dalğa yaranan qatda hava o qədər doymuş olur ki, kondensasiya məhsulları dalğa dərəsində belə saxlanılır. Belə hallarda, baxmayaraq ki, dalğa dərəsində dalğa buludları, yalda olduğu kimi sıx deyil, ona görə də yer səthində olan müşahidəçi dalğaları görməyə bilər, lakin üstədən onlar həmişə yaxşı görünür. Aşağı St - Sc formalaşmasında ilk növbədə səth örtüyündən havanın soyuması böyük rol oynayır. Bu, ya soyuq səth örtüyü üzərindən nisbətən isti hava keçərkən, ya da səth örtüyünün özünün gecə saatlarında şüalanmadan soyuması və bu soyumanın sonradan

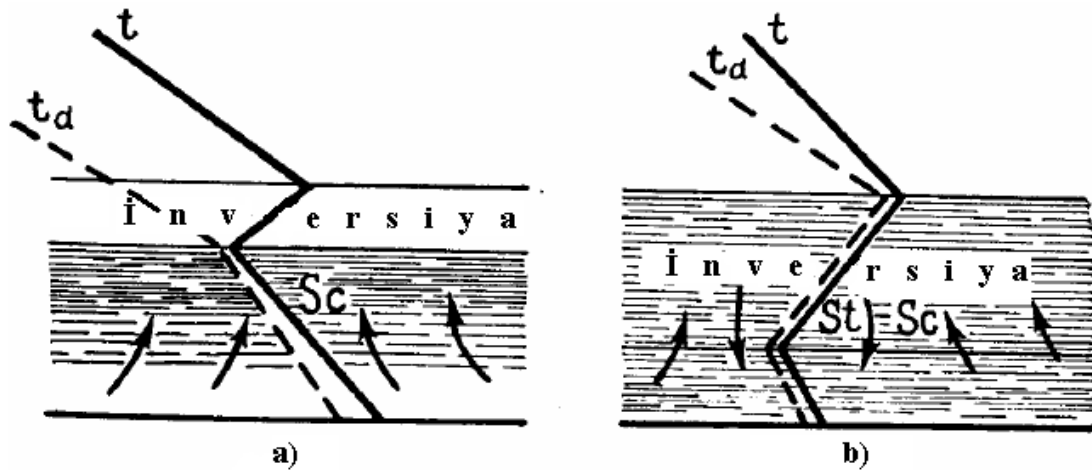


**Şəkil 6.8. İnversiya qatı altında dalğaların yalında buludların yaranması**

havaya ötürülməsi ilə baş verə bilər. Lakin, yalnız bu amilin təsiri olsa idi, onda biz ancaq dumanın formalaşmasını müşahidə edə bilərdik. Bu halda bulud formalaşması üçün dinamiki turbuləntlik də lazımdır, onun sayəsində su buxarının kondensasiya məhsulları yer səthindən müəyyən hündürlüyə ötürülür. Bu zaman hava qalxdıqda əlavə olaraq soyuyur və kondensasiya güclənir.

St - Sc aşağı buludların formalaşması üçün üçüncü şərt, yer səthindən kiçik hündürlükdə (bir neçə yüz metr) temperatur inversiyası şəklində saxlayıcı qatın mövud olmasıdır. Beləliklə, St

- Sc aşağı buludların formalaşma mexanizmi, adətən aşağıdakı xarakteri daşıyır. Atmosferin aşağı qatında müəyyən rütubət ehtiyatı var, bu ehtiyat ya səth örtüyünün buxarlanması hesabına, ya da digər rayonlardan daha rütubətli havanın yerini dəyişməsindən yaranır. Havanın hərəkəti zamanı yaranan dinamik turbuləntlik rütubəti aşağıdan yuxarıya nəql edir. Ən aşağı qatda şaquli temperatur gradienti nə qədər böyük olarsa, nəql etmə bir o qədər asan başa gələr. Müəyyən hündürlükdə mövcud olan inversiya bu nəql etmənin qarşısını alır və bununla da inversiyanın aşağı sərhəd səviyyəsi yaxınlığında rütubətin toplanmasına kömək edir. Eyni zamanda, hava qalxdıqda adiabatik soyuyur, onun temperaturu şəh nöqtəsinə qədər aşağı düşür və su buxarı kondensasiyaya uğrayır. Deməli, kondensasiya səviyyəsindən yuxarıya artıq nəinki, su buxarı, həm də damcımaye rütubəti də qalxır, o inversiya səthi altında cəmlənir və bununla buludun ən sıx hissəsi orada yaranır. Şək.6.9<sup>a</sup> – da deyilən mexanizmə müvafiq olaraq, inversiya səthi altında St – Sc yaranma sxemi verilmişdir. Orada həm də iki əyri verilmişdir, onlardan biri (tam xətt) temperaturun, ikincisi – (qırıq-qırıq xətt) şəh nöqtəsinin hündürlük boyu dəyişməsini xarakterizə edir. Göründüyü kimi, əyrilər buludun yuxarı sərhəddində kəsişir, yəni rütubət burada 100%-ə çatır. İnversiya qatında və ondan yuxarıda əyrilər ayrılır, bu rütubətin hündürlük boyu kəskin azalmasını göstirir. Bulud formalaşmasının verilən prosesində havanın yuxarıya şaquli hərəkət sürəti saniyədə bir neçə on santimetr və bəzən 1 m/s-ə çatır. Turbuləntlik su buxarını nəinki, aşağıdan yuxarıya, həm də yuxarıdan aşağıya nəql etməsinə köməklik edir. Belə



**Şəkil 6.9. Laylı-topa və laylı buludların yaranma sxemi**

proseslər xüsusi diqqətə layiqdir, çünki, onlar çox aşağı buludluğun, hətta dumanın formalaşmasına gətirib çıxarır. Bu troposferin aşağı qatlarında temperatur inversiyası rütubətin xüsusi çəkisinin hündürlük boyu artması ilə müşayiət olunan hallarda baş verir (şəkil 6.7<sup>b</sup>). Belə ki, turbulənt axınlar nəinki, yuxarıya, həm də aşağıya doğru istiqamətlənir, onda aşağıya olan axınlar zamanı rütubət yuxarı qatlardan, az olan aşağı qatlara nəql ediləcək. Nəticədə buludluq bəzən yer səthinə qədər “düşür”, yəni dumana keçir.

**C. Laylışəkili buludlar.** Artıq yuxarıda qeyd olunduğu kimi, bu tip buludlara lələkli, lələkli-laylı, yüksək-laylı və laylı-yağışlı buludlar aiddir. Onlar birlikdə tam bir bulud sistemini yaradırlar, öz mənşəyinə görə eyni prosesə - daha sıx və soyuq havanın maili səth üzərində isti havanın nizamlı yavaş qalxmasına borcludurlar. Bu bulud sistemini qısa adlandırmaq üçün çox vaxt  $C_i - C_s - A_s - N_s$  şəklində, işarələr işlədilir, bütün sistemi və ya onun ayrı-ayrı hissələri üçün  $C_i - C_s, A_s - N_s$  şəklində, bəzən buludların adları əks qaydada verilir, məsələn,  $N_s - A_s$  və s. Havanın şaquli yuxarıya doğru hərəkət sürətləri bu halda saniyədə cəmi yalnız bir neçə sm-dir.

### **6.7. Buludluluq**

Göyün üzünün buludlarla örtülmə dərəcəsi buludluluq və ya buludların miqdarı adlanır. Buludluğun təyini on ballıq şkala (0-dan 10 bala qədər) üzrə qözəyari aparılır. Tamamilə buludsuz səma 0 bala, göy üzünün buludla tam örtülü olması – 10 bala müvafiqdir. 1, 2, 3, və s. rəqəmlər göy qübbəsinin ondan neçə hissəsi buludlarla örtülü olduğunu göstərir: 1/10, 2/10, 3/10 və s. Bulud üzərində müşahidə aparılarkən, buludların ümumi miqdarı, yəni müşahidə səmada görünən bütün yarusların buludları və aşağı buludların miqdarı qeyd edilir. Bu zaman aşağı buludlara şaquli inkişaf edən buludlar da aid edilir. Günün qaranlıq vaxtı buludluluq ulduzlar görünməyən göy qübbəsinin sahəsi ilə müəyyən edilir. Müşahidələrin müqayisəsi üçün buludluluğun müəyyən edilməsi meteoroloji stansiyanın ərazisində ən açıq sahədən həmişə eyni bir yerdən aparılmalıdır. Bulud formalarının təyini qəbul edilmiş beynəlxalq təsnifata əsasən aparılır. Müşahidəçi buludların hansı yarusu aid olduğunu müəyyən edir, sonra isə bu formanın əsas formasını və növünü dəqiqləşdirir. Forma müəyyənləşdirilərkən buludlar Atlasını rəhbər tuturlar. Bulud formalarını Atlas yerləşdirilən fotosəkillərlə müqayisə edərək, müşahidə edilən buludların formalarına ən yaxın olan şəkil seçilir. Buludların formaları müşahidə kitabçasının müvafiq sütununda onların görünən miqdarı azalma sırasında qeyd edilir ( birinci olaraq miqdarı ən böyük olan bulud formaları yazılır). Müşahidə edilən buludların forması ilə buludlar Atlasında olan fotosəkillərdə hər hansı birinin kifayət qədər oxşarlığı varsa, müvafiq cədvəlin nömrəsi yazılır. Bulud formaları üzrində müşahidələrdə, onların müəyyən vaxtda yalnız təyini ilə kifayətlənmək olmaz. Müşahidəçi müşahidə vaxtları arasında buludların formalaşması və şəklini dəyişməsinə nəzarət etməli və müxtəlif yarus və forma buludların qarşılıqlı əlaqəsini müəyyən etməlidir.

#### **6.7.1. Buludluğun sutkalıq və illik gedişi**

Buludluğun sutkalıq gedişi müxtəlif növ buludlar üçün fərqlidir. Laylı və laylı-topa buludlar tez-tez radiasion şüalanma ən böyük olan səhər saatlarında yaranır. Gündüz saatlarında günəş istiliyinin təsiri altında seyrəlidir. Qitələr üzərində şaquli inkişaf buludlarının maksimumu günortadan sonrakı saatlarda müşahidə edilir, bu zaman konveksiya ən yüksək inkişafa çatır, axşama onlar adətən dağılır.



Buna görə də, konvektiv buludlar hakim olan ilin isti dövründə qitələr üzərində iki maksimum: zəif inkişaf etmiş səhər və əhəmiyyətli inkişaf etmiş gündüz, müşahidə edilir. İlin soyuq dövründə çox vaxt maksimum səhər saatlarına düşən laylı buludlar, müşahidə edilir. Okeanlar üzərində konveksiya gecə saatlarında inkişaf edir, buna görə də burada sutkalıq gediş qitələr üzərindəki gedişin əksidir. Buludluğun sutkalıq gedişi yerli şəraitdən asılı olaraq göstərilən tiplərdən əhəmiyyətli dərəcədə fərqlənə bilər. Məsələn, yayda dağlarda səhər buludsuz hava müşahidə edilir, gündüz yuxarı qatlarında su buxar nəql edilməsi sayəsində buludluluq artır. Gündüz dənizlərin və okeanların sahillərində buludluluq azalır. Buludluğun illik gedişi müxtəlif iqlim qurşaqlarında çox müxtəlifliklərlə fərqlənir. Rusiya və Ukraynanın Avropa ərazisində buludluğun maksimumu siklonik fəaliyyət inkişaf edən payızın sonu və qışda müşahidə edilir, buludluğun minimumu isə yayda olur. Məsələn, orta çoxillik məlumatlara görə Xarkovda buludluluğun maksimumu dekabr (8,4 bal), minimum - avqustda (4,3 bal) müşahidə edilir. İlin soyuq dövründə Şərqi Sibirdə (Rusiya) burada barik maksimumun olması ilə əlaqədar buludluluq ən kiçikdir; yayda, atmosfer təzyiqinin aşağı olması ilə buludluluq ən böyükdür. Yuxarı enliklərdə okean üzərində ən böyük buludluluq yayda, ən kiçik – qışda müşahidə edilir. Bu onunla izah edilir ki, yayda nisbətən isti hava okeanın soyuq səthi üzərində hərəkət etdikdə, soyuyur və bu advektiv dumanın və laylı buludların meydana gəlməsinə səbəb olur. Musson iqlim ərazilərində yayda müşahidə olunur. Qışda buludluluq burada ən kiçikdir.

### **6.8. Gümüşü və sədəfi buludlar**

Bəzən 75-92 km hündürlüklərdə (orta hesabla 82 km hündürlükdə) gümüşü şüaların aydın parlaqlığı ilə fərqlənən xüsusi növ şəffaf buludlar meydana gəlir. Onlar gümüşü buludlar adlandırılır. Gümüşü buludlar ilk dəfə 1885-ci ildə rus astronomu V.K. Tserasski tərəfindən tədqiq edilmişdir. Onlar yalnız gecə - günəş batdıqdan bir neçə saat sonra və günəş çıxmamışdan əvvəl, günəş 6-dan 18°qədər üfüqdən aşağıda olduqda müşahidə oluna bilər, Bu zaman atmosferin aşağı hissəsi yerin kölgəsinə düşür, buludlar isə günəş tərəfindən işıqlanır. Gümüşü buludları görməyin ən əlverişli şəraiti yayda 55-65° enliklərdə yaranır. Gündüz gümüşü buludlar görünür, çünki, bu zaman onların parlaqlığı göyün parlaqlığından bir nüçə dəfə kiçikdir. Gümüşü buludlar o qədər şəffafdırlar ki, onlardan ulduz, ay və digər obyektlər aydın görünür. Bəzən gümüşü buludlar yüz minlərlə kvadrat kilometr ərazini tutaraq çoxlu sayda müşahidə edilir. Qərbi Avropada onlar bir neçə ay ərzində müşahidə olunur.

Uzun müddət belə hesab edirdilər ki, gümüşü buludlar atmosferin yuxarı qatlarına daxil olan vulkanik və ya kosmik toz hissəciklərindən ibarətdir. 1883-cü ildə Krakatau vulkanı püskürdükdən sonra alimlər gümüşü buludlara xüsusi diqqət yetirdi, bu zaman atmosferin çox böyük yüksəkliklərinə külli miqdarda toz atılmışdı. Gümüşü buludların meydana gəlmə dövrləri, həmişə olmasada, tez-tez vulkan püskürmələri ilə üst-üstə düşür. İkinci fərziyyə gümüşü

buludların buz kristallarından ibarət olmasıdır. Su buxarının atmosferin yüksək qatlarına düşməsi vulkan püskürmələri, eləcə də havanın yuxarıya doğru hərəkətləri zamanı onun atmosferin aşağı qatlarından ötürülməsi ilə baş verir. Gümüşü buludların 80-85 km-ə yaxın hündürlükdə temperatur inversiyası qatı altında yerləşməsi faktı bu fərziyyəni təsdiq edə bilər. Gümüşü buludlar səviyyəsində temperatur – 80°-yə yaxındır, burada su buxarının sublimasiyası üçün ən əlverişli şərait var. Gümüşü buludlar çox vaxt şimal-şərqdən cənub-qərbə hərəkət edir. Onların sürəti 50 m/san yaxındır. Müəyyən edilmişdir ki, gümüşü buludları görünməsi mümkün olduğu enlik zonası əvvəllər ehtimal olduğundan daha uzaqdadır. Onların 71-35° enliklərdə görünməsi qeyd edilmişdir. 45° enlikdə gümüşü buludların görünməsi halları olmuşdur, bu buludlar tez-tez 60° enlikdə müşahidə olunur. Gümüşü buludların meydana gəlmə vaxtının intervalı əvvəllər güman edildikdən daha genişdir: ən tezi 16 mart, ən gec 11 oktyabrdir.

**Sədəfi buludlar.** Sədəfi buludlar 22-30 km hündürlükdə yerləşən nazik işığı keçirən buludlardır. Sədəfi buludlar sədəfi xatırladan parlaq əlvan rəngə malikdirlər. Buludların ən diqqət çəkici rəngləri bilavasitə günəş batdıqdan əvvəl və çıxdıqdan sonra müşahidə edilir, bu buludların hissəciklərində işığın difraksiya olması ilə izah edilir. Bu sədəfi buludların soyumuş su damcılarında təşkil olduğunu söyləməyə əsas verir. Sədəfi buludlar 2-3 km qalınlığa malikdirlər, onlar çox nadir hallarda görünür. Bunlar Skandinaviya, Finlandiya, Alyaska üzərində müşahidə olunmuşdur. Sədəfi buludların formalaşması üçün zəruri meteoroloji şərait, hələ tam aydınlaşdırılmamışdır. Güman edilir ki, onlar dağlar üzərində əsən külək ilə əlaqədar daimi dalğalar şəklində qalxan hava nəticəsində meydana gələn “oroqrafik buludlar”dır. Məsələn, Alyaskada müşahidə edilən sədəfi buludlar yüksək dağ silsiləsi tərəfdən əsən güclü şimal küləyində meydana gəlmişdir.

## 6.9. Buludlarda optik hadisələr

Buludlardan keçən öz yolunda buz kristallarına və su damcılarına rast gələn günəş şüaları sınımaya, əks olunmaya və difraksiyaya məruz qalır. Nəticədə müxtəlif optik (ışıq) hadisələr, məsələn, göy qurşağı, halo, taclar, buludların qloriya və irizasiyası və s. meydana gəlir. Bu hadisələri müşahidə etməklə, buludların strukturu haqqında fikir yürüdə bilərik, deməli, buludlar içərisində üçüf şəraiti haqda bizim təsəvvürümüz olar.

Bu hadisələrin təsviri və əmələgəlmə şəraitlərini qısaca nəzərdən keçirək.

1. G6y qurşağı. Bu böyük bir rəngbərəng q6vs olan bir hadisədir, onun xarici hissəsi qırmızı rəngə boyanıb və 42° radiusa malikdir, daxili hissəsi - bənövşeyidir. Onların arasında dalğa uzunluğuna müvafiq olaraq narıncı, sarı, yaşıl, mavi və göy yerləşir. Əsas göy qurşağının xarici tərəfində tez-tez rəngləri əksinə yerləşən ikinci göy qurşağında müşahidə olunur. Dağlarda və ya uçuş hündürlüklərindən müşahidələrdə bəzən göy qurşağını demək olar ki, tam dairə şəklində müşahidə etmək mümkün olur. G6y qurşağı günəşin qarşı tərəfində bulud olduqda və

yağış düşdükdə meydana gəlir. Onun yaranması, günəş işığı yağış damcılarında keçən zaman onun ayrı-ayrı şüalara parçalanması ilə bağlıdır. Göy qurşağında rənglərin inkişafının intensivliyi və eləcə də müvafiq zolaqların eni müxtəlif olurlar və su damcılarının ölçülərindən asılıdır: damcıların ölçüləri nə qədər böyükdürsə bir o qədər göy qurşağı parlaq və dardır; əksinə, damcıların ölçüləri kiçik olduqda göy qurşağı çox geniş və tutqun olur. Göy qurşağı adətən, elə yağışda müşahidə edilir ki, orada damcılar bərabər və bir-birini əvəz etməklə işıq təəssüratını yeniləşdirməklə düşür. Parlaq göy qurşaqları olduqca tez-tez topa-yağış buludlarından düşən iri damcılı leysan yağışlarında müşahidə edilir. Göy qurşağı nəinki, düz günəş şüalarından həmçinin əks olunan şüalardan da meydana gələ bilər. Bu hallarda bir neçə göy qurşağı qövsünü müşahidə etmək olar, həm də onların bəziləri qeyri-adi: tərsinə, "altüst." görünür. Bu cür hadisələri dəniz kərfəzləri, böyük çayların və göllərin sahilində müşahidə etmək olar. Çox zəif göy qurşağını bəzən gecə yağışdan sonra bulud arxasından ay göründükdə də müşahidə etmək olar.

2.Halo. Bu göyün üzü lələkvari və ya lələkli-laylı buludlarla örtülü olan zaman gündüz günəşin yaxınlığında və gecə ayın ətrafında müşahidə edilən işıqlı dairələr və ya dairələr qövsüdür. Günəşə baxan dairənin daxili kənarı qırmızı rəngə boyanmışdır, xarici tərəfə rəng sarıya, yaşıla və maviyə keçir, həm də dairə tutqun olur və göyün qalan ağımtıl rəngli hissələri ilə gözə çarpmadan qovuşur. Çox vaxt halo  $22^\circ$ , ən az isə  $46^\circ$  radiuslu işıqlı dairə, adətən ayrı-ayrı qövslər şəklində müşahidə edilir. Bəzən halo günəşin ətrafında iki dairələr şəklində görünür. Bəzən isə işıqlı zolaq günəşdən üfəqə paralel keçir, onda günəşdən sağda və solda iki çox parlaq əlvan ləkələr – yanlış günəşlər, meydana gəlir. Bəzi hallarda işıqlanan dirək və xaç şəklində halo müşahidə edilir. Halo, lələkli və lələkli-laylı buludların təşkil olunduğu buz kristallarında günəş işığının sınması nəticəsində meydana gəlir. Halo formalaşması üçün lazım olan kristalcıqların miqdarı nə olduqca çox, nə də az olmalıdır. Buna görə də, halo əsasən nazik lələkli və daha sıx yüksək-laylı buludlar arasında keçid forması olan lələkli-laylı buludların fonunda yaranır. Belə ki, lələkli və lələkli-laylı buludlar adətən, As – Ns geniş bulud sisteminin ön hissəsində müşahidə edilir, onda halo meydana gəlməsi Ci – Cs buludlarının gəldiyi tərəfdən havanın pisləşməsini gözləmək olar.

3. Taclar. Günəş və ya ay tez-tez taclar adı daşıyan parlaq üzüklərlə əhatə olunurlar. Onlar bilavasitə işıq mənbəyinin diskinə bitişirlər və daxildəki göydən xaricdəki qırmızıya qədər bir-birini əvəz edən rəngli dairələr şəklində təqdim edilir. Taclar nazik yüksək-topa buludlarda müşahidə edilir və buludlarda olan su damcıları və ya çox kiçik kristallar tərəfindən işığın difraksiyası nəticəsində meydana gəlirlər. Difraksiyanın mahiyyəti isə ondan ibarətdir ki, işıq kiçik maneələrdən, damcı və ya kristallardan, keçdikdə onun düz xəttli yayılması pozulur və bu zaman o əsas rənglərə parçalanır. Tacın formalaşması üçün buludda olan su damcıları və buz kristallarının ölçülərinin təxminən eyni olması lazımdır. Damcı və kristalların ölçüləri nə qədər

böyük olarsa, tacların ölçüsü bir o qədər kiçik olur və nəhayət tamamilə itir, bu o deməkdir ki, buludda su damcıları və kristallarının artımı baş verir.

Optik hadisələrin bu qrupuna buludların qloriya və irizasiyası da aiddir.

4. Qloriya hər hansı bir obyektin kölgə ətrafında bulud silsilələrində təcdir. Bu hadisə xüsusilə, çox vaxt laylı-topa və ya laylı buludlar üzərində uçan təyyarənin kölgəsi ətrafında müşahidə olunur. Bu halda qloriyanın olması həmişə onu göstərir ki, buludlar su damcılarında ibarətdir və əgər buludlarda temperatur mənfidirsə, onda buludda təyyarənin buz bağlamasını gözləmək olar. Həm də parlaq dairə buludlarda çox kiçik soyumuş damcıların olduğunu göstərir, ona görə də buzlaşma zəif intensivlikli ola bilər. Aydın olmayan, parlaqlığı az olan qloriya buludlarda daha iri damcıların mövcud olduğunu göstərir və deməli, buludlarda daha intensiv buzlaşma ehtimalı var.

5. İrizasiya, yüksək-topa və ya laylı-topa buludlar günəşdən  $30^\circ$  və daha böyük məsafədə olduqda onların kənarlarında əlvan rənglərdə özünü göstərir. Bu hadisə bulud elementlərinin çox kiçik və bircins olduğunu göstərir.

## VII FƏSİL. ATMOSFER YAĞINTILARI

### 7. 1. Yağıntı növləri və onların tipləri

Maye və ya bərk halında buludlardan yer səthinə düşən su **atmosfer yağıntıları** adlandırılır. Xarici görünüşünə görə aşağıdakı çöküntüləri fərqləndirirlər:

1. Qar – qar dənəciklərindən ibarət yağıntılardır, çox vaxt ulduz və ya qar lopası formasına malikdirlər, bir neçə ulduzun öz aralarında yapışmasından yaranırlar.

2. Qar krupası - ağ və ya tutqun-ağ rəngli qeyri-şəffaf, diametri 2-dən 5 mm-ə qədər olan sferik dənə şəklində yağıntılardır.

3. Qar dənələri - qeyri-şəffaf, tutqun-ağ rəngli dənə şəklində düşən, qar krupasına oxşar, lakin ondan əhəmiyyətli dərəcədə xırda olan kiçik hissəciklərdir. Qar dənələrinin diametri 1 mm-dən kiçikdir.

4. Buz krupası (kristalı) – dənələrin səthi şəffaf, mərkəzində qeyri-şəffaf ağ nüvə olan bərk hissəciklərdir. Dənələrin diametri 2-dən 5 mm-ə qədərdir.

5. Dolu - müxtəlif formalı və ölçülü buz parçaları şəklində malik yağıntılardır. Dolu dənəsi bir neçə şəffaf və qeyri-şəffaf buz örtüyü ilə əhatə olunmuş qeyri-şəffaf nüvədən ibarətdir. Dolu dənələrinin ölçüləri geniş hüdudlarda dəyişir və diametrləri bir neçə santimetrə çata bilər.

6. Buz yağışı - diametri 1-3 mm olan bərk şəffaf sferik hissəciklərdir.

7. Buz iynələr – şaxtada günəşdə parlayan xırda şəffaf buz kristallarıdır.

8. Yağış - müxtəlif ölçülü (diametri 0,5 - 7 mm) damcı şəklində maye çöküntülərdir.

9. Çiskin – sanki asılı vəziyyətdə olan 0,05-0,5 mm diametrində xırda damcılarıdır, onların düşməsinə demək olar ki, göz ilə görmək olmur.

10. Sulu qar – əriyən qar və ya qarla qarışıq yağış şəklində yağıntılardır.

Düşmə xarakterinə görə atmosfer yağıntıları üç tipə ayrılır: aramsız, leysan və çiskin.

Aramsız yağışlar adətən Ns, As, bəzən isə Sc buludlarından düşür; onlar intensivliyin kiçik həddə dəyişməsi və yağıntıların davamlı olması ilə xarakterizə olunur. Aramsız yağışlar çox vaxt isti cəbhənin keçməsi ilə bağlı olurlar. Onlar orta ölçüdə yağış damcısı və ya sakit yağan qar şəklində düşür.

Leysan yağışları adətən Cb buludlarından düşür. Onlar intensivliyin tez dəyişməsi və davamiyyətin kiçik olması ilə fərqlənirlər. Yayda onlar iri damcılı yağış, bəzən isə dolu şəklində olur. Qış leysan yağışları üçün bol qar yağışı və bu zaman qar dənələrinin formasının tez-tez dəyişməsi xarakterikdir. Leysan yağışlarına həmçinin qar və buz krupası da aiddir. Leysan yağışları çox vaxt böyük intensivliyi ilə səciyyələnir, lakin topa-yağış buludlarından ayrı-ayrı damcılar şəklində düşən az intensivli yağıntılar da leysan yağışlara aid edilir. Beləliklə, leysan yağışların fərqləndirici əlaməti intensivlik deyil, onların düşüyü buludla əlaqəsidir.

Çiskin yağıntılar – St və Sc buludlarından düşən yağıntılardır. Maye şəklində onlar diametri 0,5 mm-dən böyük olmayan kiçik damcılardan ibarətdirlər. Onların düşməsi demək olar ki, göz ilə görünür. Damcılar sanki havada asılı vəziyyətdə olur. Qışda çiskin yağışlar qar tozu şəklində çox kiçik qar dənəciklərindən təşkil olunur.

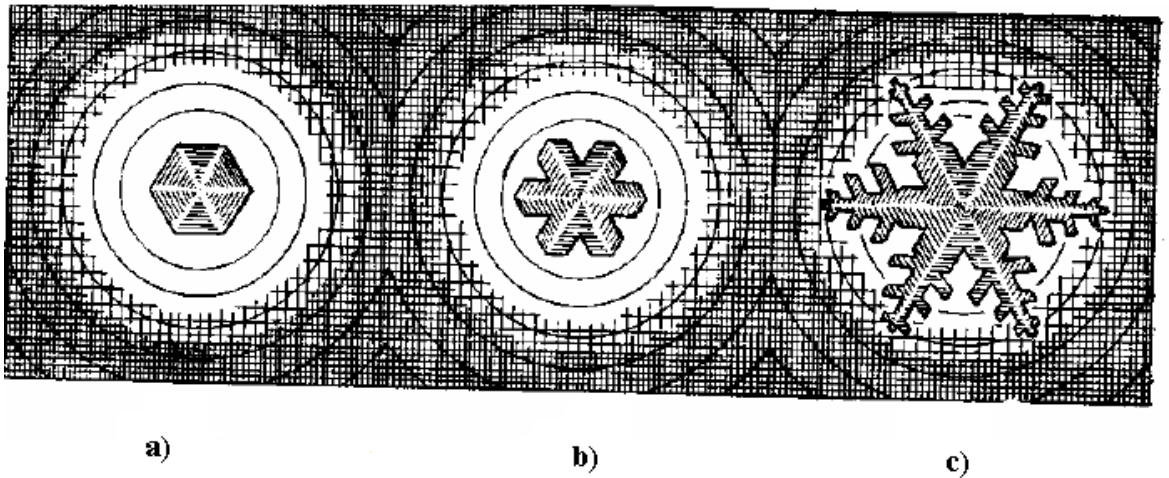
Yağıntının miqdarı, buxarlanma, sızma və axın olmadıqda, üfüqi səthə düşən yağıntının yaratdığı su qatının millimetrlə hündürlüyü ilə ifadə olunur.

Yağıntının ən əhəmiyyətli xarakteristikalarından biri onların intensivliyidir, yəni, 1 dəqiqə ərzində düşən millimetrlə yağıntının miqdarıdır. İntensivliyinə görə yağıntılar zəif, orta və mülayim olur. Ən aşağı intensivliyə çiskin yağıntılar, ən yüksək – leysan malikdir. İntensivliyi 1 mm/dəq-dən artıq olan yağıntıları leysan adlandırmaq qəbul edilmişdir. İntensivliyi 1-2 mm/dəq olan leysanlar daha tez-tez müşahidə edilir. Bəzi hallarda, onların intensivliyi daha böyük qiymətlərə çatır. Məsələn, 1913-cü ilin noyabrında Soçidə intensivliyi 3,74 mm/dəq olan leysan qeyd olunmuşdur. Havay adalarında intensivliyi 21,5 mm/dəq olan leysan müşahidə edilmişdir. Qeyd etmək lazımdır ki, xüsusilə böyük intensivlikli leysan adətən qısa müddətlidir. Aramsız yağışların intensivliyinin artması ilə onların davamiyyəti əvvəlcə sürətlə azalır, sonra isə getdikcə yavaşır. Leysanların intensivliyinin öyrənilməsinin elmi maraqla yanaşı, xüsusilə hidroloji və hidravliki hesablamalar üçün böyük praktiki əhəmiyyətə malikdir

## **7.2. Yağış və qarın əmələ gəlməsi**

Buludu, həlledicisi hava olan kolloid məhlula bənzədə bilərik. Əgər belə məhlulda hissəciklər uzunmüddət asılı vəziyyətdə qalarsa, onda belə məhlul kolloidal dayanıqlıdır. Əgər hissəciklər böyüyür və məhluldan çöküntü şəklində düşürsə, onda kolloidal sabitlik pozulur. Beləliklə, buluddan yağıntının düşməsi, buludun təşkil olunduğu bulud elementlərinin xarakteri ilə bağlı olan kolloidal dayanıqlıq dərəcəsiindən asılıdır. Yalnız damcılardan və ya buz kristallarından təşkil olunan bircins buludlar kolloidal dayanıqlıdır. Bütün bulud elementləri eyni ölçüdə olan belə bir bulud xüsusilə yüksək dayanıqlıdır. Cu, St, Sc, Ac buludları çox vaxt kiçik su damcılarından təşkil olunur və bu halda onlar yağıntı vermir. Lakin, müəyyən şəraitlərdə bu buludların kolloidal dayanıqlığı pozulur və onlardan yağıntılar ola bilər. Məsələn, Cu cong. konvektiv buludlar orta enliklərdə 2 - 3 km şaquli qalınlığı malikdirlər və yağıntı vermirlər, tropik enliklərdə belə sulu buludların şaquli qalınlığı 6 - 7 km çata bilər, belə buludda damcılar düşmə müddətində əhəmiyyətli ölçülərə malik ola bilər; ona görə də orada bulud hissəciklərinin böyüməsi və yağışın düşməsi üçün əlverişli şəraitlər yaranır. Qeyd etmək lazımdır ki, üçünlər zamanı mülayim enliklərdə sulu buludlardan dəfələrlə yağıntının düşməsi müşahidə edilmişdir, lakin belə yağıntılar yerə gəlib çatmır. St və Sc buludları çox vaxt kolloidal dayanıqlı olurlar. Bu buludların şaquli qalınlığı kiçikdir, ona görə də belə buludlarda böyük damcılar

formalaşa bilməz. Düzdür, bəzən St və Sc buludlarından kiçik damcılar şəklində yağıntılar düşür. Bu onunla izah edilir ki, belə buludlar nisbətən uzunmüddət mövcud ola bilir və bunlarda bulud elementlərinin kondensasiya artımı böyük damcıların formalaşmasına gətirib çıxarır. Bu buludlarda yüksələn cərəyanlar zəif olduğu üçün əmələ gələn damcılar onlardan düşə bilər. Yuxarı yarus buz buludlar - Ci, Cc, Cs – strukturuna görə bircinsdirlər və bundan başqa, onun tərkibində su buxarının ehtiyatı azdır. Buna görə də, onlar koloidal dayanıqlıdırlar və adətən yağıntılar vermir. Qışda buz buludlarına orta yarus buludlarda aid edilə bilər. Belə buludlarda rütubət ehtiyatı yuxarı yarus buludlara nisbətən daha çoxdur və onlarda hətta 100% və aşağı nisbi rütubətləkdə buza nisbətən doymuş hal mövcuddur. Buna görə də, orta yarus buz buludlarında kristallarının və donmuş damcıların sublimasiya artım baş verə bilər. Bu buludlarda həm də qar dənəcikləri yaranır. Qar dənəcikləri buz kristallarının üzərində lövhə şəklində su buxarının sublimasiya nəticəsində formalaşır. Belə kristal su buxarı ilə əhatə olunur, həm də buxarın bir hissəsi kristala keçdiyi üçün kristalın yaxınlığında su buxar konsentrasiyası, ondan müəyyən məsafəyə nisbətən azdır. Beləliklə, kristal ətrafında su buxarının müxtəlif konsentrasiyalarına müvafiq gələn bir sıra konsentrik səthləri keçirmək olar (şəkil 7.1<sup>a</sup>). Belə



**Şəkil 7.1. Qar dənəciyinin yaranması**

səth kristaldan nə qədər uzaqda yerləşərsə, onun tərkibində su buxarının konsentrasiyası bir o qədər böyük olur. Su buxarının hissəcikləri buxarın yüksək konsentrasiyası olan yerlərdən az olan yerlərə, yəni kristala tərəf yerini dəyişməyə çalışacaqdır. Bu zaman su buxarının çökməsi ilk növbədə lövhənin küncələrində baş verəcəkdir və bir müddətdən sonra lövhə ulduz formasını alacaqdır (şək.7.1<sup>b</sup>). Sonradan su buxarının sublimasiyası ulduz gözə çarpan yerlərində baş verir və kristal qar dənəsinə çevrilir (şək. 7.1.<sup>c</sup>).

Qar dənələri toqquşduqda öz aralarında ilişərək, qar lopasını yaradırlar. Sonuncular havanın müqaviməti sayəsində kiçik sürətlə aşağı düşürlər və böyük ölçülərə kimi artırlar. Beləliklə, orta yarusun buz buludlarında yağıntıların düşməsi üçün əlverişli şərait yaranır. Bu

buludlar bəzən mülayim qar verir. Ən kolloidal dayanıqsız buludlara qarışıq buludlar Cb, Ns aiddir. Bu buludlar ən çox böyük şaquli qalınlığa malik olurlar. Onlar özlərinin yuxarı hissəsində buz kristallarından, aşağı hissədə - su damcılarından ibarət olurlar. Sıfır izoterm səviyyəsi və buludun yuxarı buz hissəsi arasında güclü keçid qatı yerləşir, orada soyumuş damcılar və buz kristalları var. Əgər buludda soyumuş damcılar buz kristallarına nisbətən çoxdursa, onda sonuncuların sublimasiya artımı üçün xüsusilə əlverişli şərait yaranır. Buludda düşən qar dənəcikləri damcılar tərəfindən tutulmuş sahəyə daxil olduqda, onların üzərinə buludun maye elementlərin gətirilməsi sayəsində sürətlə böyüyür və tez düşməyə başlayır. Qarşılıqlı toqquşma hesabına birləşərək, onlar böyük qar lопасını əmələ gətirirlər. Belə qar dənəciklərinin, eyni kütləsi olan damcılara nisbətən böyük eninə ölçülərə malikdirlər. Buna görə də onlar öz yolunda çoxlu sayda hissəcikləri tuturlar. Müsbət temperaturu olan qata düşdükdə qar dənəcikləri əriyir və yer səthinə yağış şəklində düşən böyük damcılara çevrilirlər. Beləliklə, qarışıq buludlarda yağıntılar həmişə bərk elementlər şəklində yaranırlar, onlar əridikdə yağış damcılarına çevrilirlər. Bulud və yer səthi arasındakı qatda mənfi temperaturu olan zaman qarışıq buludlardan yer səthinə qar şəklində yağıntılar düşür. Qarışıq buludlarda yağıntılar hətta nisbətən kiçik şaquli qalınlıqda belə formalaşır. Belə ki, məsələn, kiçik şaquli qalınlığı olan As buludları demək olar ki, həmişə yağıntı verir. Qışda onlardan zəif qar düşür. Yayda qar dənəcikləri əriyir və kiçik yağış damcılarına çevrilir. Lakin, bu damcılar yer səthinə çatmamış, adətən, buxarlanırlar. Bu zaman düşmə zolağı (virga) adlandırılan sahə müşahidə edilir.

Qeyri-adi yağışlar. Buludlardan düşən yağıntıların tərkibində tez-tez yad cisimlər olur, onlar ya yağış damcıları və qar dənəciklərini rəngləyir, ya da yağışla birlikdə düşür. Bu zaman qeyri-adi yağışlar yaranır. Bunlara "qırmızı" və ya "qanlı", "qara", "südlü" və s. yağışları aid etmək olar. daxildir. Ən çox "qanlı" yağışların düşmə halları müşahidə edilmişdir. Bu yağışlar qədim zamanlardan diqqəti cəlb etmişdir. Belə ki, b.e. 14-cü ilində qana bənzər, qırmızı yağış düşmüşdür. Parisdə qırmızı yağışlar 570, 572 və 582-ci illərdə qeydə alınmışdır. Qanlı yağışların düşmə halları son illərdə də müşahidə edilmişdir. Qanlı yağışın elmi əsaslandırılmasının ilk cəhdi italyan alimi Sementini tərəfindən edilmişdir. O yağışdan sonra qalan tozun sadə bir analizini apardı və müəyyən etdi ki, onun tərkibində xrom oksidi, dəmir və əhəmiyyətli miqdarda sarı qətran maddəsi var. Digər halda, Fransada düşən qırmızı yağışın analizi göstərdi ki, damcılarda Cənubi Amerikaya xas olan kiçik mikroorqanizmlər var. Bu maddələr buludlarla birlikdə böyük məsafə qət edərək və Fransada düşmüşlər. Qırmızı yağışların sonrakı tədqiqatları onların Atlantik okeanı üzərində ilin keçid dövründə siklonik fəaliyyət ən çox inkişaf edən zaman müşahidə olunduğunu müəyyən etməyə imkan verdi. Qırmızı yağışların düşməsindən savayı qırmızı qar yağışının olması halları da məlumdur. Belə qar yağışları Qrenlandiya yaxınlığında üzən dənizçilər tərəfindən dəfələrlə müşahidə edilmişdir. Sonradan müəyyən



edilmişdir ki, qarı qırmızıya yosunların hissəcikləri boyayır. Bəzən qara rəngə boyanmış yağıntılar müşahidə edilə bilər. Onların mənşəyi vulkan püskürmələri, meşə yangınları və ya qara fırtınalarla əlaqədardır. Bəzən yaşıl rəngli yağışların düşmə halları da qeyd edilmişdir. Qarın belə rəngə boyanma səbəbi heyvan orqanizmləri idi. Çox kiçik vulkanik kül atmosferin yuxarı qatlarına atılan zaman "südlü" adlandırılan yağışları müşahidə etmək olar. 1914-ci ilin yanvarında Sakuraşima vulkanının püskürməsi zamanı, Tokioda vulkandan 1000 km-lik məsafədə kül (südlü) yağışı müşahidə edilmişdir.

### **7.3. Krupa və dolunun yaranması**

Qar krupası su buxarının intensiv sublimasiyası nəticəsində formalaşır. Bu proses üçün şərait qarışıq buludlarda su səthinə nisbətən hava su buxarı ilə doymuş, lakin buz səthinə nisbətən əhəmiyyətli dərəcədə doymuş olduqda yaranır. Əgər buludun yuxarı hissəsindən düşən kristallar və ya qar dənəcikləri tərkibində çoxlu miqdarda soyumuş kiçik damcılar olan zonaya düşürsə, onda sonuncular onların üzərində nizamsız böyüməyə və qar krupası şəklində sferokristala çevrilməyə başlayırlar. Qar krupasının hissəcikləri buludun aşağı hissəsində iri soyumuş damcılar olan zonaya düşən zaman buz krupası formalaşır. Sonuncunun meydana gəlməsi sferokristalın səthində soyumuş damcılardan yayılması və donması nəticəsində baş verir. Bu halda qar krupası şəffaf buz qatı ilə örtülür. Buz krupasının formalaşması, həmçinin su buxarının intensiv kondensasiyası və sferokristalların səthində əmələ gələn damcılardan tez donması nəticəsində mümkündür. Buz krupası bulud elementinin qar krupasından doluya keçid formasıdır. Dolu, güclü yuxarıya qalxan hava axınları olan, çox qalın topa-yağışlı buludlarda formalaşır. Beləki, buz krupası güclü şaquli hava axınlarına düşdükdə, o buz kristalları və qar dənəcikləri üstünlük təşkil edən buludun yuxarı hissəsinə qalxır. Burada buz krupasının səthi olduqca kiçik buz kristallarından ibarət qeyri-şəffaf qatla örtülür, bu isə onun ölçülərini artırır və doluya çevirir. Dolu yenidən aşağıya düşdükdə iri soyumuş su damcılarının olan zonaya gəlir və şəffaf buz qatı ilə örtülür. Daha sonra o yenidən yuxarı qalxa bilər və proses təkrarlanır. Belə qalxıma və düşmələr yuxarı qalxan axınların sürətindən asılı olaraq, bir neçə dəfə həyata keçirilə bilər və bu zaman dolu böyük ölçülərə qədər arta bilər. Qeyd edilən, dolunun meydana gəlmə prosesi onun strukturu ilə təsdiq edilir. Əgər doluya kəsildə baxılırsa, onun üzəri şəffaf və qeyri-şəffaf qatlardan ibarət tutqun-ağ nüvədən təşkil olunduğunu görürük. Dolunun forması əsasən sferikdir. Lakin, bəzən düzgün olmayan formada doluya da rast gəlinir. Doluların ölçüləri müxtəlif olurlar. Çox vaxt diametri 6-dan 20 mm-ə qədər olan dolular müşahidə edilir. Lakin, bəzi hallarda dolu dənələri əhəmiyyətli dərəcədə böyük ölçülərə çatır. Belə ki, məsələn, 11 may 1945-ci ildə Embroziden də (İngiltərə) diametri 37 mm-ə qədər olan dolu düşmüşdür, onların bəzilərinin diametri 75 mm-yaxın idi. 26 iyul 1958-ci ildə Xarkov yaxınlığında güclü dolu düşmə hadisəsini də qeyd etmək maraqlıdır. Dolu sürəti 16-30 m/s olan fırtınalı külək zamanı

güclü yağışdan sonra başladı. Əvvəlcə o adi şəkildə idi, lakin sonra buz parçaları düşməyə başladı, onların ölçüləri əvvəlcə meşə findığı, sonra qoz və nəhayət yumurta ölçüsünə çatırdı. Ayrı-ayrı dolu dənələrinin diametri 50-60 mm, çevrəsi - 50-160 mm çatırdı; iri dolular onlarla kiçik dənələrin buzlaşması idi. Dolunun düşməsi 15-20 dəqiqəyə qədər davam etdi və bu müddət ərzində yer səthi qırılan buz qatı ilə tam örtülmüdü. Dolu yaşıllıq olan sahələrə, xüsusilə, meyvə bağlarına böyük ziyan vurmuşdu. Dolunun ölçüləri yuxarı qalxan axınların sürətindən asılıdır. Sonuncu nə qədər böyük olarsa, özünün meydana gəlmə prosesində dolu bir o qədər daha böyük ölçülərə çata bilər, çünki, o buludda şaquli istiqamətdə bir neçə dəfə yol keçir və həmişə ölçüləri artır. Dolu adətən istilik konveksiyası güclü inkişaf edən ilin isti dövründə müşahidə olunur. Dolunun düşməsi adətən az davamiyyətli (15-30 dəq.) olur, lakin təsərrüfata əhəmiyyətli ziyan vuran güclü və uzun müddətli dolu vurma hallarına da rast gəlinir.

#### **7.4. Yağıntılardan sutkalıq və illik gedişi və onların yer kürəsində paylanması**

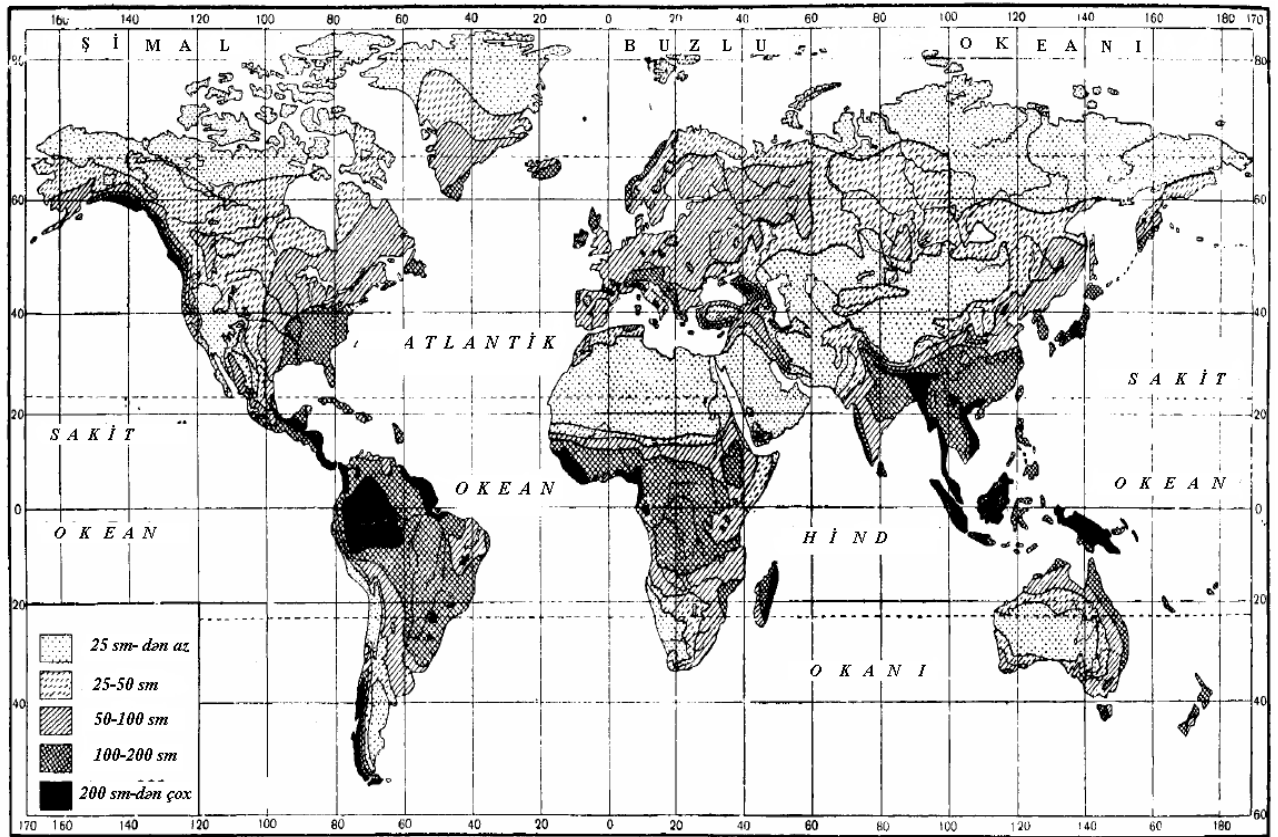
Yağıntılardan sutkalıq gedişinin iki əsas tipini ayırırlar: kontinental və dəniz. Birinci tipdə yağıntılardan düşmə gedişində iki maksimum və iki minimum müşahidə edilir. Yağıntılardan əsas maksimumu ən çox konvektiv buludlar inkişaf edən zaman, günortadan sonra müşahidə edilir. İkinci maksimum (özünü çox kəskin göstərməyən) səhər saatlarına düşür, bu zaman laylı formalı buludlar ən çox inkişaf edir. Yağıntılardan başlıca minimumu gecə, ikinci – günortadan əvvəl müşahidə edilir.

Dəniz tipində (sahil məntəqələrində) yağıntılardan sutkalıq gedişi sadədir: yağıntılardan minimumu gündüz, maksimumu - gecə saatlarına düşür, bu zaman dəniz və okeanlar üzərində şaquli temperatur gradient artır, nəticədə atmosferin dayanıqsız vəziyyəti yaranır və onunla əlaqədar bulud əmələgəlmə prosesi baş verir.

Yağıntılardan illik gedişi böyük müxtəliflik ilə səciyyələnir və əhəmiyyətli dərəcədə iqlim amillərindən asılıdır. Ekvatorial zonada 10° şm.en. ilə 10° cn.en. arasında yağıntılardan ikili illik gedişi müşahidə edilir. Maksimum yaz və payız gecə və gündüz bərabərliyindən (martın sonu və sentyabrın sonu) sonraya düşür, bu zaman günəşin ən böyük günorta hündürlüyü olur və buna görə də havanın şaquli axınları ən intensiv inkişaf etmişdir. Minimumlar yay və qış gündönümündə (iyunun və dekabrın sonu) olur. Bu dövrlərdə günəşin günorta hündürlüyü ən kiçikdir və şaquli axınlar ən az inkişaf edir. Tropik ərazilərdə (10-dan 30°-lik enliyə qədər) ekvator dan hər iki tərəfə dörd ayı əhatə edən bir yağışlı dövr müşahidə edilir; qalan aylar ərzində burada quraq dövr hakimiyyət edir.

Ekvator dan hər iki tərəfə subtropik zonalarda, xüsusilə ilin yay aylarında yağıntılardan az düşür. Subtropik enliklərdə yayın quraq keçməsi burada yüksək atmosfer təzyiqi sahəsinin olması ilə əlaqədardır.

Mülayim enliklərdə yağıntılar əsasən siklonik fəaliyyət ilə bağlıdır. Orta enliklərdə çoxlu sayda siklonlar qışda keçir. Okeanlar üzərindən hərəkət edərkən, onlar böyük miqdarda yağıntıların düşməsinə səbəb olur. Qitələr daxilində siklonik yağıntılar nisbətən az düşür. Yay aylarında quru üzərində konvektiv axınlar güclü inkişaf etmişdir, bunun nəticəsində kifayət qədər su buxarı olduqda bol leysan yağışları düşür. Qeyd edilən səbəblər sayəsində okeanlar üzərində maksimum yağıntılar qışda, qitələri üzərində - yayda müşahidə edilir. Okeanlar üzərində minimum yağıntılar, siklonik fəaliyyət zəif inkişaf edən yay aylarında qeyd edilir. Qitələr daxilində yağıntıların minimumu qışda müşahidə edilir, çünki, bu zaman konveksiya az inkişaf edir. Yer üzərində yağıntıların paylanması haqda aydın təsəvvür yaratmaq üçün meteoroloji stansiyaların məlumatlarına görə yağıntıların aylıq və ya illik miqdarı coğrafi xəritəyə köçürülür. Düşən yağıntıların miqdarı eyni olan yerlər **izoqiyet** adlandırılan xətlərlə birləşdirilir. Şəkil 7.2-də bütün yer kürəsi üçün illik izoqiyet xəritəsi verilmişdir.



**Şəkil 7.2. Yer kürəsinin illik izoqiyet xəritəsi**

Yerdə yağıntıların illik miqdarı orta hesabla təxminən 1000 mm təşkil edir. Lakin müxtəlif yerlərdə yağıntıların miqdarı orta qiymətdən əhəmiyyətli dərəcədə fərqlənir və fəsillər üzrə dəyişir. Quruda orta hesabla 750 mm yağıntı düşür. Ekvatorun yaxınlığında 2000-3000 mm və daha çox, burada hər iki yarımkürənin passatlarının yaxınlaşması baş verir. Amazon və Konqo hövzələrində və İndoneziyanın bəzi adalarında ildə 9000 mm – dən artıq yağıntı düşür. Hindistanın şimal-şərqində, Himalay dağlarının ətəklərində 1300 m yüksəklikdə orta hesabla

11000 mm (Çerrapunja) yağıntı olur. Bu ərazi Yer kürəsində ən yağışlı yerdir. Burada illik maksimal yağıntıların miqdarı demək olar ki, 23000 mm çatır, minimal miqdar 7000 mm-dən çoxdur. Burada yağıntıların böyük miqdarda düşməsinin başlıca səbəbi odur ki, cənub-qərb yay mussonunun rütubətli havasının dünyanın ən hündür dağlarının yamacları boyunca yuxarı qalxmasıdır. Antisiklonlar və aşağı yarus buludlar hakim olan tropik və subtropiklərdə yağıntılar kəskin azalır. Bu enliklərdə çox az yağıntılar materiklərin mərkəzi rayonlarında və onların qərb sahillərində -100 mm-ə yaxın və daha az yağıntı düşür. Lakin okeanların qərb və qitələrin şərq hissələrində əhəmiyyətli miqdarda çox – ildə 2000 mm-ə qədər, dağlarda – 7000 mm qədər yağıntı olur.

Mülayim enliklərdə intensiv siklonik fəaliyyətlə əlaqədar yağıntıların miqdarı artır, orta hesabla ildə 500-1200 mm, dağlarda - 2000 mm və daha çox təşkil edir. Həm də materiklərdə qərbdən şərqə doğru istiqamətində okeanlardan uzaqlaşdıqca yağıntıların miqdarının qanunauyğun azalması müşahidə edilir. Qütblərə doğru yağıntıların miqdarı 300 mm və daha aşağı olur. Yağıntıların miqdarının azalması havanın temperaturlarının aşağı və antisiklonların üstün olması ilə izah edilir. Həm də tundra çöl zonasından fərqli olaraq izafi rütubətli zonadır, çünki, burada buxarlanma cüzidir. Beləliklə, Yerdə atmosfer yağıntıların paylanması çox mühüm ümumplanetar qanunauyğunluğu müşahidə edilir. İl ərzində düşən yağıntıların cəmi qütblərdən ekvatora doğru kəskin artır. Bununla yanaşı quruda atmosfer yağıntıların paylanmasında gözə çarpan assimetriya üzə çıxır. Şimal yarımkürəsinin materikləri cənuba nisbətən daha qurudur. Analoji enliklərdə şimal yarımkürəsinin materikləri bəzən cənub yarımkürəsinin qurusuna nisbətən 1,5 dəfə az yağıntı alır. Bu, şimal və cənub yarımkürələrində quru sahələrin asimmetrik paylanması ilə izah edilir, buna görə də Şimali Amerika və xüsusilə Avrasiya ilə müqayisədə Cənubi Amerika, Afrikanın cənubu və Avstraliya daha çox okeanik iqlimə malikdir. Lakin, quruda da atmosfer yağıntıların paylanmasında ümumplanetar sxemdən əhəmiyyətli dərəcədə kənarlaşmalar var. Planetdəki bu kənarlaşmalar ərazinin dəniz səviyyəsindən hündürlüyü və dağ strukturlarının konfigurasiyası, hava kütlələrinin hərəkəti, atmosfer dövrəni və dəniz cərəyanları ilə müəyyən olunur. Dənizlərin yaxınlığında yerləşən dağ silsilələri atmosfer yağıntıları üçün bir növ yerli tələdir. Krım və Qafqazın Qara dəniz sahilləri və ya Xəzərin cənub sahilillərində olan dağətəyi əraziləri buna misal ola bilər. Soyuqdan mühafizə olunmuş sahələrdə rütubətli subtropik iqlim formalaşır, bu isə Yer kürəsində atmosfer yağıntıların və temperaturun paylanmasının ümumi sxeminə uyğun gəlmir. Atmosfer yağıntıların paylanmasının ümumplanetar sxeminin pozulmasının əhəmiyyətli dərəcədə təkrarlanması müşahidə edilir. Qitələrin cənub-qərb və qərb sektorları xeyli az yağıntı ilə təmin edilmişdir, onlar quraq və hətta səhradırlar. Atmosfer yağıntıların çox kiçik bir payı ilə Atlantik və Sakit okeanlarından uzaqda olan materik daxili hissələr təmin edilmişdir. Belə

xüsusiyyətlər Avrasiyanın mərkəzi hissəsi üçün səciyyəvidir, Xəzər dənizinin sahillərindən Çinin daxili rayonlarına qədər Yer kürəsinin ən böyük arid səhra ərazilərisi formalaşmışdır. Belə bir qanunauyğunluq Afrika və Avstraliyanın mərkəzi rayonlarında da müşahidə olunur. Mülayim enliklərdə yerləşən qitələrin qərb sektorları yağıntılarla daha yaxşı təmin edilmişdir. Şimali Amerikada, və xüsusilə, Holfstrimin isti axınının təsiri altında güclü qərb hava axınları hakim olan Avropada, bu daha yaxşı özünü göstərir. Həm də burada ekvatorial zonada olduğu kimi il ərzində atmosfer yağıntılarının nisbətən bərabər paylanması müşahidə edilir. Musson iqlimi olan ərazilər (Uzaq Şərq, Yaponiya, Şərqi Çin, Cənub-Şərqi Asiya, İndoneziya, Hindistan) atmosfer yağıntılarının aydın maksimumu ilə xarakterizə olunur. Əksinə, Aralıq dənizi, Krım, Orta Asiya ərazilərinə yağıntılar əsasən qışda düşür. Beləliklə, Yer üzündə yağıntıların paylanması xalli, konsentrik, bəzən meridiional xarakter daşıyır və yalnız çox böyük qitədə düzənlik olan halda, Avrasiya və Şimali Amerikada, üfüqi tipə yaxınlaşır. Düşən yağıntıların miqdarına görə, ərazinin rütubətlə təmin olunma haqda hələ fikir yürütmək olmaz. Mümkün buxarlanma – buxarlanma qabiliyyəti nəzərə alınmalıdır.

### **7.5. Buludlara və dumanlara süni təsirin problemi**

İntensiv və davamiyyətli yağışın formalaşması üçün atmosferdə müəyyən şəraitin olması lazımdır. Bunlara yuxarı qalxan güclü hava cərəyanları, buludun böyük sululuğu və qalınlığı, onun daxilində suyun bərk fazasının meydana gəlməsi aiddir. Bulud elementlərinin iriləşməsinə və yağıntıların düşməsinə səbəb olan bu ilkin amilləri öyrənərək, tədqiqatçılar buluda effektiv təsir metodları işləyib hazırladılar və süni yolla yağış yağıdırmanın mümkün olduğunu sübut etdilər. Atmosferin dayanıqlı halında yağışın yaranması külli miqdarda enerji sərf olunmasını tələb edir, bu isə praktiki olaraq məqsədəuyğun deyil. Buna görə də, bir sıra alimlər, bu sahədə irəliləyişlərin olmasına baxmayaraq, süni yolla yağış yağıdırma probleminin hələ də həll edilmədiyini hesab edirdilər. Lakin, atmosferdə tez-tez elə vəziyyət müşahidə edilir ki, bu zaman yağıntıların formalaşması üçün lazımi şəraitlərin əksəriyyəti mövcud olur, yalnız bulud elementlərinin strukturunun dəyişməsinə təsir edən hər hansı bir amil çatışmır. Məsələn, atmosferin dayanıqsız halında topa buludlar inkişaf edir. Onların zirvələri soyumuş damcılardan təşkil olunur. Əgər buz kristalları iştirak etmirsə, belə buludlardan adətən yağıntı düşür. Buluddan bulud elementlərinin düşməsi üçün buludun daxilində suyun bərk fazasının meydana gəlməsinə kömək edən soyuducu maddənin ora süni yolla daxil edilməsi kifayətdir. Beləliklə, buludlara süni təsir etmə məsələlərinin həllinin əsas yolu, bulud elementlərinin tez bir zamanda iriləşməsinə kömək edən, xüsusi kondensasiya və ya donma nüvələrinin yaradılmasıdır. Buluda süni təsir üsullarının işlənilib hazırlanmasının müasir cəhdləri, buludun aqreqat halının dəyişmə prinsipinə, yəni soyumuş damcıların bərk hala gətirilməsinə və ya damcıları iriləşdirmə üsuluna əsaslanır. Bu istiqamətdə çoxlu sayda tədqiqatlar aparılır. Hava nəqliyyatının işini çətinləşdirən

soyumuş dumanların və aşağı yarus buludların seyrəlməsi üzrə işlərə daha geniş yer verilmişdir. Həmçinin doludan mühafizə üçün topa buludların inkişafını tənzimləmək məqsədilə onlara təsir etmə təcrübələri də aparılır. Bir çox tədqiqatçılar belə hesab edirdilər ki, yağışın formalaşmasında damcıların elektrik yükü mühüm rol oynayır. Müxtəlif elektrik üsulları ilə buludlara təsir təcrübələri müxtəlif ölkələrdə aparılır, lakin bu günə qədər hələ müsbət nəticələr əldə edilməmişdir. Buluda təsirin ən effektiv metodu ona bərk karbon qazının daxil edilməsidir. Karbon qazının buxarlanan hissəcikləri  $-70^{\circ}$  temperatura malikdir. Bu hissəciklərin yaxınlığında su damcıları tez donur və buz hissəcikləri yaranır, onların üzərində bulud elementlərinin sonrakı iriləşməsi gedir. Buluda gümüş yodun çox kiçik hissəciklərinin daxil edilməsi ilə təsir etmə üsulları məlumdur, bu maddə buzun quruluşuna yaxın olan kristal quruluşa malikdir. Artıq təcrübədən keçmiş üsullar ilə yanaşı təbii şəraitlərdə buluda aktiv təsirlərin prinsipial yeni üsulları, o cümlədən akustik və s. laborator işləri aparılır.

### 7.6. Qar örtüyü

Yer səthinə düşən qar orta və yuxarı enliklərdə ilin soyuq dövründə qar örtüyü yaradır. Bu örtük istilik balansında və torpaq və havanın rütubət rejimində böyük rol oynayır. Müxtəlif iqlim qurşaqlarında qar örtüyünün davamiyyəti biri-birindən fərqlənir. Aşağı enliklərdə düşən qar dərhal əriyir, mülayim və yuxarı enliklərdə isə qar örtüyü şəklində az və ya çox uzun müddət qalır. Ukraynada, Qara dəniz sahillərində, bəzi illərdə qar örtüyü heç əmələ gəlmir, yaranırsa da yalnız bir neçə gün qalır. Mülayim enliklərdə qar örtüyünün davamiyyəti ildə 2-4 ay, Qütb dairəsindən şimala – 6 aydan çox təşkil edir. Rusiyada qar örtüyünün orta hesabla ən böyük qalma müddəti Şimal Torpağında və Taimyr yarımadasında müşahidə olunur, orada 270 gün təşkil edir.

Meteorologiyada qar örtüyünün vəziyyəti onun hündürlüyü və sıxlığı ilə xarakterizə olunur. Qar örtüyünün sıxlığı qar kütləsinin onun həcminə olan nisbəti ilə müəyyən edilir. Qarın sıxlığı geniş həddə dəyişir. Zəif külək və aşağı temperaturda təzə düşmüş boş qarın sıxlığı  $0,04-0,1 \text{ q/cm}^3$ -dir. Yazda, istiləşmə zamanı qar sıxlığı artır və  $0,6 - 0,7 \text{ q/cm}^3$  çata bilər. Qarın orta sıxlığı  $0,2 - 0,25 \text{ q/cm}^3$  təşkil edir. Qar örtüyünün hündürlüyü vahid səthə düşən qarın miqdarından, onun sıxlığından və ərazinin relyefindən asılıdır. Qar örtüyünün hündürlüyünə bitki örtüyü və külək təsir göstərir. Qar örtüyünün ən böyük hündürlüyü Yenisey çayının orta axınında (110 sm-ə qədər), Uzaq Şərq (Kamçatka) sahillərində, eləcə də Uralın qərb yamaclarında (90 sm qədər) müşahidə olunur. Mülayim enliklərdə qar örtüyünün orta hündürlüyü 30-50 sm təşkil edir. Qar örtüyü ən böyük qalınlığa dağlarda çatır. Məsələn, qışda Qafqazın bəzi aşırımlarında qar örtüyünün hündürlüyü bir neçə metrə çatır. Qar örtüyü yatımının xarakteri qar düşən zaman hava şəraitindən və ərazinin relyefindən asılıdır. Külək üçün açıq olan

çöl ərazilərində zəif küləkdə, adətən bərabər yadır. Güclü küləkdə qar bir yerdən başqa yerə aparılır.

### 7.6.1. Çovğun

Küləyin qarı nəql etməsi **çovğun** adlanır. Çovğunlar qar dənəciklərinin burağan hərəkətləri ilə müşayiət olunur. Onlar küləyin müxtəlif sürətlərində, artıq 4-6 m/s-dən başlayaraq meydana gəlir, yer səthində qarın nəql edilməsi, hətta küləyin sürəti 2 m/s-ə yaxın olduqda belə baş verə bilər. Əgər qar dənəvər və yüngüldürsə, onun nəql edilməsi zəif küləklərdə də baş verir. Qar örtüyünün səthində buz qabığı olduqda qar hətta yüksək sürətli küləklərdə daşınmır.

Meteorologiyada üç növ çovğunu fərqləndirmək qəbul edilmişdir:

1. Ümumi çovğun və ya qar düşməklə çovğun. O adətən küləyin əhəmiyyətli sürətində (7 m/s) başlayır. Qarın buludlardan düşməsinə və ya küləklə yer səthindən qaldırılaraq havada uçan qarı müəyyən etmək mümkün olmadıqda onu **boran** adlandırırlar.

2. Alçaq çovğun – bu halda buludlardan qar düşür, yalnız güclü külək qar örtüyü səthindən qarı bir neçə metr hündürlüyə qaldırır.

3. Qarsovurma – bu zaman qar örtüyü səthi üzərində alçaq hündürlükdə (bir neçə santimetr) qarın daşınması baş verir.

Çovğunlar ziyanlı hava hadisələrinə aid edilir. Onlar dəmir yolu və avtomobil nəqliyyatının normal işləməsinə mane olur, eləcə də payızlıq bitkilər əkilmiş açıq sahələrdən qarı üfurməklə kənd təsərrüfatına zərər vurur. Qar örtüyünün paylanması müxtəlif təbii və süni maneələr böyük təsir göstərir. Böyük sürətli küləklərdə təpələrin və relyefin digər uca hissələri qardan azad olur, bu zaman külək zəif olan yerlərdə, yarıqlarda, novalada, dəmir yolu ovuqlarında və digər çökəkliklərdə daşınan qarın bir hissəsi çökür. Beləliklə, bu yerlərdə qar basqını yarana bilər. Girintili-çıxıntılı relyefi olan təpəli ərazilərdə küləkdöyməyən tərəfdə qarın toplanması, əks tərəfdə isə qarın külək tərəfindən sovrulması müşahidə edilir.

### 7.6.2. Qar örtüyünün başlıca xüsusiyyətləri

Qarın istilikkeçiriciliyi çox kiçikdir və əhəmiyyətli dərəcədə onun sıxlığından asılıdır. Qarın sıxlığı nə qədər azdırsa, deməli, qatlar arasında daha çox hava saxlanılır, buna görə də onun istilikkeçiriciliyi bir o qədər çox aşağı olur. Təzə düşmüş qarın istilikkeçiriciliyi təxminən 0,0003 kal/sm san.dər-dir. Pis istilikkeçiriciliyinə malik olan qar örtüyü torpağı dərin donmadan qoruyur. Müşahidələrlə müəyyən edilmişdir ki, qar ilə örtülən torpağın səthində temperatur çılpaq torpağa nisbətən daha yüksəkdir. Buna görə də qar örtüyü altında torpağın donması, qar örtüyü olmayan torpağa nisbətən daha kiçik dərinliyə yayılır. Qar səthi yüksək əks etmə qabiliyyətinə malikdir. Qarın albedosu 70 -80% təşkil edir, bu torpağın albedosundan bir neçə dəfə yüksəkdir. Təzə düşmüş qarın əks etmə qabiliyyəti xüsusilə yüksəkdir. Məsələn, Arktika şəraitində təzə düşmüş qarın səthinin albedosu 95%-ə çatmışdır. Böyük əks etmə qabiliyyətinə

malik olan qar örtüyü əhəmiyyətli dərəcədə işıqlanmanı artırır. Qar böyük əks etmə qabiliyyətinə malik olması sayəsində günəş radiasiyası yalnız qismən qarın dərinliyinə nüfuz edir. Belə ki, N. N. Kalitinin müşahidələrinə görə 5 sm dərinliyə 8%-ə qədər, 40 sm dərinliyə qədər isə torpaq səthinə gələn bütün radiasiyanın yalnız 0,5 daxil olur. Qarın şüalandırma qabiliyyətində çox böyükdür. Qar örtüyü demək olar ki, qara cisim kimi şüalandırır. Yalnız buna görə, başlıca olaraq aydın havada, effektiv süalanma yüksək olduğu zaman, qar örtüyü atmosferin aşağı qatlarında havanın temperaturunun azalmasına səbəb olur. Buradan aydın olur ki, niyə çox qarlı qış, qısa müddətli və qar örtüyü qalın olmayan qışa nisbətən daha soyuq olur. Qar örtüyünün havanın temperaturuna təsirini öyrənən A.I. Voyeikov belə nəticəyə gəlmişdir ki, qar örtüyü olan zaman havanın maksimal və minimal temperaturları, qar örtüyü olmayan hallara nisbətən həmişə aşağı olur. Havanın temperaturunun azalmasına qar örtüyünün qalınlığında təsir göstərir. Az istilikkeçiriciliyinə malik olan qar istiliyin torpaqdan havaya nüfuz etməsinə mane olur. Buna görə də, qar örtüyünün hündürlüyü nə qədər böyük olarsa, bir o qədər az istilik torpaqdan havaya daxil olar, deməli, onun soyuması bir o qədər güclü olacaq.

### 7.6.3. Qar örtüyünün əriməsi

Qarın əriməsi və cəmlənməsi aşağıdakı səbəblərdən baş verir: 1) advektiv axınla isti havanın gəlməsi, 2) şüa enerjisinin təsiri ilə, 3) yağış suyunun temperaturu müsbət olan yağışların düşməsi. Təcrübələr və hesablamalar əsasında S.I. Savinov bu nəticəyə gəldi ki, yazda qarın əriməsinin əsas səbəbi advektiv axınla isti havanın gəlməsidir. S.I. Savinovun tədqiqatları göstərdi ki, aydın havada qarın əriməsinə əhəmiyyətli dərəcədə günəş radiasiyası səbəb olur. Onun təsiri altında qar örtüyünün 30%-ə yaxını əriyir. Yağışın ərimə prosesinə təsiri az effektivdir. Tədqiqatlarla müəyyən edilmişdir ki, qarın əriməsi dövründə bütün istiliyin 70%-ə yaxını havadan gəlir. Qarın əriməsində ərazinin relyefi də az rol oynamayır. Məsələn, təpələrin daha çox şüalanan cənub yamaqları, şimala nisbətən daha tez qardan azad olur. Ərinti sularının bir hissəsi torpağa nüfuz edir və bitkilərin uğurla boyatması və inkişafı üçün əlverişli şərait yaradır. Ərinti sularının bir hissəsi çaylara axır və onların daşmasına səbəb olur. Əgər ərimə başlamamışdan əvvəl torpaq donmuş olarsa, suyun çoxu çaylara axır, əksinə bu dövrə yaxın torpaq fəal qatın dərinliyinə qədər əriyirsə, su yüngüllüklə torpağa daxil olur. Qar yavaş, tədricən əriyərsə, suyun, xüsusilə böyük ehtiyatları torpaqda toplanır. Buradan aydın olur ki, qarlı qışdan sonra nə üçün qarın intensiv əriməsi zamanı (torpaq hələ də donmuş olan zaman) çaylarda ən böyük daşqınlar müşahidə edilir. Qar örtüyündə su ehtiyatı onun hündürlüyündən və sıxlığından asılıdır. Qarın əriməsindən sonra yaranan su qatının hündürlüyü  $z$  aşağıdakı düstur hesablamaq olar:

$$z = Hd \text{ sm} = 10 Hd \text{ mm}$$

burada,  $H$  - qar örtüyünün hündürlüyü,  $sm$ -lə,  $d$  – onun sıxlığı



### **7.7. Meşənin yağıntılara və qar örtüyünə təsiri**

Meşə üzərində düşən yağıntılar, torpağın səthinə tamamilə çatmır, çünki onların bir hissəsi ağacların tacında qalır. Tutulub qalan yağıntılardan miqdarını müəyyən etmək üçün, onların intensivliyi, eləcə də bitkilərin cinsi, yaşı və sıxlığı nəzərə alınmalıdır. Yağışın intensivliyi artdıqca ağacların taclarının saxladığı yağıntılardan miqdarı azalır. Meşə örtüyü tərəfindən saxlanılan yağıntılardan miqdarına külək əhəmiyyətli dərəcədə təsir göstərir. Sonuncu yağış damcılarının və qar dənəciklərinin yer səthinə üfürülməsinə səbəb olur. Bu zaman temperatur böyük əhəmiyyət kəsb edir. Aşağı temperaturda quru qar düşür, o da örtükdən asanlıqla keçir. 0°-yə yaxın temperaturda, böyük miqdarda ağacların budaqlarına çökən sulu qar yağır. Meşə rütubətin böyük miqdarını sırsıranın, qırovun və buz-buzanın çökməsi hesabına alır. Mariupol meşə təsərrüfatında N.P. Kobranovun müşahidələrinə görə müəyyən edilmişdir ki, meşədə qırov şəklində çökən rütubətin miqdarı illik yağıntılardan orta hesabla 8%-ni, sırsıra şəklində - 5%-ni təşkil edir. Beləliklə, meşə su buxarının kondensatoru kimi xidmət edir. Meşədə qar örtüyünün hündürlüyü qonşu sahəyə nisbətən, adətən yüksəkdir. Meşə küləyi zəiflədir, ona görə də qar yağışı zamanı və çovğunlarda burada qar az sıxlaşır və çölə nisbətən daha bərabər yatır. Meşə rütubəti, həmçinin ağacların budaqları və yarpaqları üzərinə dumanın çökməsi hesabına da alır. Sahə mühafizə edən meşə zolaqları küləyin sürətini zəiflədir və bununla sahələrdə qarın saxlanmasına və toplanmasına kömək edir. Meşə ərazilərində küləyin sürətinin zəifləməsi hava və qar arasında istilik mübadiləsini azaldır. Əriyən qarın səthi üzərində soyuq hava kütlələri daha çox ləngiyir, nəticədə ərimənin intensivliyi yavaşdır. Təbii ki, bu zaman ərimiş suların çaya axması da yavaşdır. İlin isti aylarında meşə yağış suyunun axımını azaldır. Beləliklə, qarın əriməsi prosesində meşədə torpaqda rütubətin toplanması üçün çölə nisbətən daha əlverişli şərait yaranır.

### **7.8. Qar örtüyünün müxtəlif təsərrüfatlarda rolu və əhəmiyyəti**

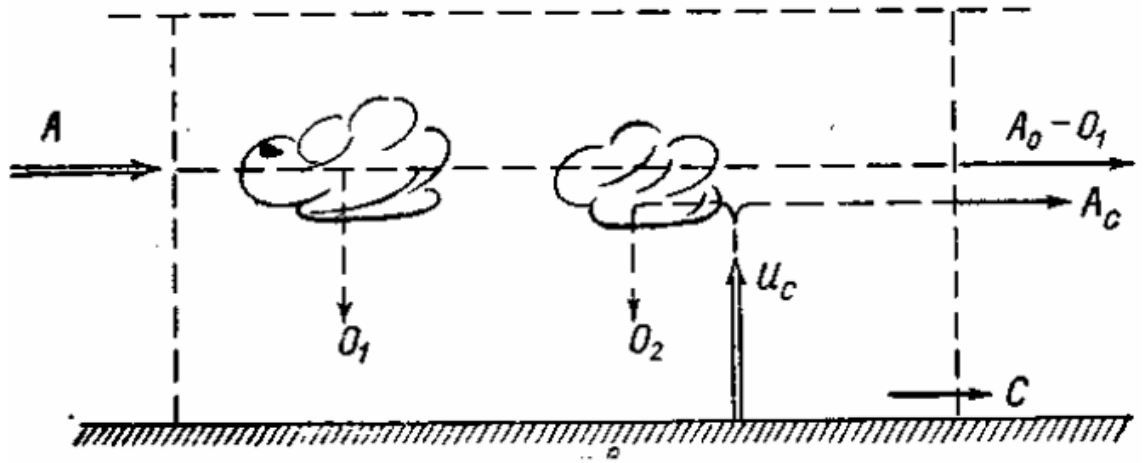
Qar örtüyünün müxtəlif təsərrüfatlar üçün böyük əhəmiyyəti vardır. Xüsusilə, kənd təsərrüfatında onun rolu böyük əhəmiyyət kəsb edir. Qışda o torpağı həddindən artıq donmadan qoruyur, bununla payızlıq bitkilərin məhv olmasının qarşısını alır. Yazda, ərimə prosesində, qar torpağın su ilə qidalanmasının əsas mənbələrindən biridir. A.M. Şulginin məlumatlarına görə, qarda olan su ehtiyatı illik atmosfer yağıntılardan ümumi cəminin orta hesabla 25-35%-ə bərabərdir. Qış yağıntılarını hesabına torpaqda rütubətin artırılması məqsədi ilə sahələrdə qarın saxlanması üçün kənd təsərrüfatında bir sıra tədbirlər həyata keçirilir. Bunlardan ən effektivini mühafizəedici meşə zolaqlarının salınması hesab edilməlidir. Qışda bu zolaqlar qarın sahələrdə qalmasına və toplanmasına kömək edir, yazda qarın əriməsini yavaşdır və ərimiş suların tez axmasının qarşısını alır. Nəticədə, ərinti sularının böyük hissəsi tədricən torpağa hopur.

Beləliklə, meşə bitkiləri ilə qorunan sahələrdə kənd təsərrüfatı bitkilərinin qışlaması və inkişafı üçün açıq sahələrə nisbətən daha əlverişli şərait yaranır. Bəzi hallarda qar bitkilərə zərərli təsir göstərə bilər. Bəzən dərin qar örtüyü altında payızlıq bitkilərin çürüməsi baş verir. Bu halda bitkilərdə qar kifi yaranır. Payızlıq bitkilərin çürümədən məhv olması, payızda ərinmiş torpaq üzərinə qalın qar qatı yatdıqda da baş verə bilər. Qar örtüyünün zərərli təsirinə qarşı mübarizə üsuluna əriməni tezləşdirən kömür tozu və ya digər maddələri yazda onun səthinə səpələməklə qarın əriməsini sürətləndirməkdir. Qar örtüyü müxtəlif növ nəqliyyatın işinə həm faydalı, həm də zərərli təsir edə bilər. Məsələn, xizək yolu atlı nəqliyyat vasitəsi ilə müxtəlif məntəqələr arasında əlaqəni asanlaşdırır, qar və qar-buzlu yollar qış meşə tədarüku dövründə səmərəli istifadə olunur. Lakin, qar yağışları və onlarla əlaqədar çovğunlar, qar sovurması və qar təpələri dəmir yolu nəqliyyatının işlərini çətinləşdirir. Qar yığılmasında dəmir yollarının mühafizəsi üçün qardan mühafizə edən ağac lövhlər quraşdırılır və ya sıx örtüklü ağaclar əkilir, bunlar dəmir yollarının əks tərəfində qar təpələrinin yaranmasına səbəb olur. Qalın qar örtüyü təyyarələrin qalxmasını və enməsini çətinləşdirir. Qar örtüyü çayların rejiminə böyük təsir göstərir. Qış ərzində nə qədər çox qar toplanırsa, yazda çaylarda və göllərdə bir o qədər çox su olur. Çaylarda axan suyun miqdarından çay suyu istifadə edən bütün müəssisələrin fəaliyyəti əhəmiyyətli dərəcədə asılıdır.

### **7.9. Təbiətdə rütubətin dövranı**

Əvvəldə buxarlanma, kondensasiya, buludların formalaşması və yağıntılardan düşməsi mövzuları müzakirə edilmişdir. Bütün bu proseslər təbiətdə öz aralarında sıx bağlıdır, onların hamısı rütubət dövrünün ayrı-ayrılıqda həlqəsidir və “atmosferdə suyun dövranı” adlandırılır. Belə ki, Dünya okeanının səviyyəsi orta hesabla sabit olaraq qalır və eləcə də uzunillik çay axını da sabitdir, onda hesab etmək olar ki, təbiətdə hər üç halda (bərək, maye və qaz) mövcud olan suyun ümumi miqdarı da sabitdir.

Buradan demək olar ki, təbiətdə rütubət dövrünün müəyyən rejimi qərarlaşmışdır ki, burada yer kürəsinin səthinə düşən yağıntılardan ümumi miqdarı buxarlanan suyun ümumi miqdarına bərabərdir. Dünya okeanının səthindən il ərzində atmosfərə orta hesabla  $447900 \text{ km}^3$  su buxarlanır, qurunun səthindən -  $70700 \text{ km}^3$ . Atmosferə qalxan su buxarı kondensasiyaya uğrayır, ondan bulud yaranır, buludlardan isə yağış və ya qar düşür və yenidən atmosfədən yer və okeanların səthinə düşür. Əgər il ərzində  $518600 \text{ km}^3$  su buxarlanırsa, bir o qədər də yağıntı yer səthinə düşür. Beləliklə, atmosferdə fasiləsiz rütubət dövranı baş verir. Belə ümumi rütubət dövrününə başqa, materiklərdə özlərinin daxili rütubət dövranı da gedir. Okeanlardan gətirilən su buxarından quru üzərində yağıntılar yaranır və düşür. Bu rütubətin bir hissəsi yenidən buxarlanır və yenidən yağıntılar üçün mənbə ola bilər. Bundan başqa quru üzərində yağıntılar yerli buxarlanma hesabına da yarana bilər. Şəkil 7.3-də qurunun məhdud ərazisində rütubət dövrünün sxemi verilmişdir. A hərfi ilə okeandan qurunun məhdud ərazisinə gətirilən rütubətin.



**Şəkil 7.3. Qurunun məhdud sahəsində rütubət dövrünün sxemi**

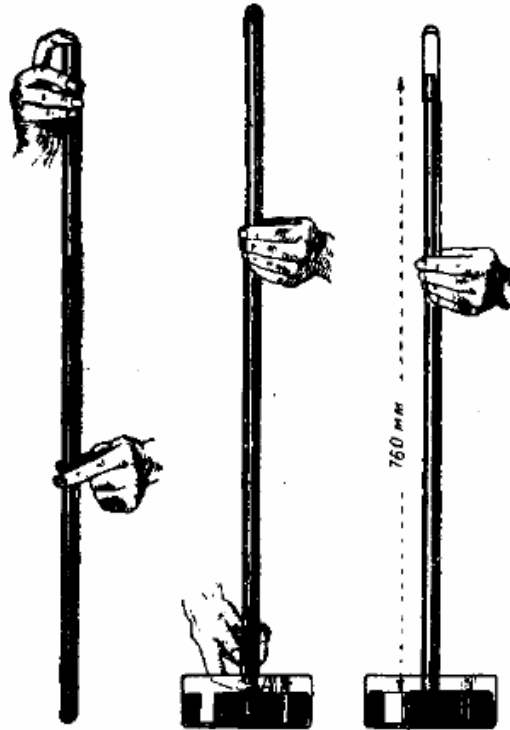
miqdarı işarə edilir. Bu rütubətin bir hissəsi yağıntı şəklində düşür, o  $O_1$  kimi işarə edilir, qalan hissəsi  $(A_0 - O_1)$  baxılan ərazidən kənara aparılır. Yağıntılar şəklində düşən rütubət  $O_1$  buxarlanır; bu kəmiyyət  $U_c$  işarə edilir, yuxarıya qalxan su buxarından isə yenidən bulud formalaşır. Buluddan rütubətin bir hissəsi  $O_2$  həmin ərazidə düşür, qalan hissəsi ya küləklə ( $A_c$ ), ya da çay axını şəklində aparılır. M.İ. Budıko, O.A. Drozdova, X.P. Poqosyan və başqalarının tədqiqatları nəticəsində müəyyən edilmişdir ki, qurunun məhdud sahəsinə rütubətin əsas hissəsi okeanlardan gətirilir, atmosferin su buxar ilə nəmlənməsində yerli buxarlanmanın rolu çox cüzdür

Deməli, bataqlıqların qurudulması, göl və gölməçələrin sahələrinin artırılması, kanal və irriqasiya sistemlərinin yaradılması kimi tədbirlər atmosferin yağıntı rejimində əhəmiyyətli pozuntular yarada bilməz. Buna görə də, xarici rütubət dövrünü hesabına materiklərdə çay axınından suvarma üçün geniş istifadə edilə bilər.

## VIII FƏSİL. HAVANIN TƏZYİQİ

### 8.1. Havanın çəkisi və təzyiqi

Bir çox əsrlər ərzində, XVII əsrə qədər, insanlar elə düşünürdülər ki, hava çəkiyə malik deyil. Yalnız XVII əsrin ortalarında italyan alimi Torricelli əslində havanın çəkisi olduğunu sübut edə bildi. Aparılmış çoxsaylı ölçmələrin nəticəsində müəyyən etmək mümkün oldu ki, 45° şm.en-də dəniz səviyyəsində 0° temperaturda, 760 mm civə st. təzyiqində 1 m<sup>3</sup> quru havanın çəkisi 1,293 kq bərabərdir. Belə çəkiddə atmosfer yer səthinə böyük təzyiq göstərir. Hesablanmışdır ki, atmosfer bütün Baykal gölünün və Xəzər dənizinin birlikdə götürülmüş sularının cəmindən 50 dəfə böyük çəki ilə yer kürəsini sıxır. Havanın çəkisinin olduğunu və bununla əlaqədar o təzyiq göstərdiyini əyani sübut etmək üçün, adətən, 1643-cü ildə Torriçelli tərəfindən qoyulmuş və buna görə də "Torricelli təcrübəsi" adlandırılan aşağıdakı təcrübə aparılır. Uzunluğu 80 sm-ə yaxın olan bir tərəfindən lehimlənmiş şüşə boru civə ilə doldurularaq, lehimlənməmiş ucu barmaq ilə bağlanır və ehtiyatla borunu aşağı fırladaraq həmin tərəfi civə ilə dolu fincana daxil edirsiniz. Bundan sonra barmağı borunun ağzından elə götürmək lazımdır ki, boruya hava qabarcığı keçməsin (şəkil 8.1). Borunun belə vəziyyətində civənin bir hissəsi borudan fincana tökülür, böyük hissəsi isə boruda qalır. Boruda civə üzərində "torriçelli boşluğu" adlanan boşluq yaranır. Boruda qalan civə sütunu hündürlüyü atmosferin yuxarı sərhəddinə



Şəkil 8.1. Torriçelli təcrübəsi

qədər olan eyni diametrlı hava sütununun çəkisini tarazlaşdırır. Əgər havanın çəkisi olmasa idi və deməli, fıncanda olan civəyə təzyiq olmasa, onda borunun qeyd edilən vəziyyətində civənin hamısı ondan axardı. Bu təcrübəni dağda və ya hündür binanın damında təkrar etdikdə borudakı civə sütununun qısalacağını görmək olar. Bu halda civə sütunu qısalması onunla izah edilir ki, hündük artdıqca hava qatı daha nazik olur və buna görə onun göstərdiyi təzyiq azalır. Başqa sözlə, yuxarı qalxdıqda yerə yaxın hava qatı borunun səviyyəsindən aşağıda qalır və artıq civəyə təzyiq göstərməyir. Bu səbəbdən, borunun səviyyəsindən aşağıda qalan, hava sütununun çəkisinə müvafiq gələn civənin bir hissəsi ondan axır, civə sütunu yüngülləşir və buna görə də, daha qısa olur. Beləliklə, civə sütununun çəkisi daima havanın təzyiqini tənzimləyir. Əgər təzyiq dəyişmirsə, onda borudakı civə sütunu sabit qalır, lakin o qalxdıqda və ya endikdə, civə sütunu müvafiq olaraq, ya uzanır ya da qısalır. Yuxarıda deyilənlərdən aydın olur ki, havanın təzyiqi yuxarıda təsvir edilən boruda olan civə sütununun hündürlüyünə görə müəyyən edilə bilər. Müşahidələrlə müəyyən edilmişdir ki, dəniz səviyyəsində civə sütununun hündürlüyü orta hesabla 760 mm-ə yaxındır. Belə ki,  $1 \text{ cm}^3$  civənin çəkisi 13,6 q olduğu üçün hündürlüyü 760 mm, en kəsiyinin sahəsi  $1 \text{ cm}^2$  olan civə sütununun çəkisi 1,0333 kq təşkil edir. Bu o deməkdir ki, dəniz səviyyəsində  $1 \text{ m}^2$  yer səthində havanın təzyiqi 1,0333 kq çəkiyə uyğundur,  $1 \text{ m}^2$  səthdə isə o 10333 kq çatır. Aydındır ki, əgər boru civə ilə deyil, digər maye ilə doldurulubsa, onda hava təzyiqini tarazlaşdıran sütunun hündürlüyü, bu maye civədən nə qədər yüngüldürsə, bir o qədər dəfə uzun olacaqdır. Məsələn, belə maye kimi su götürülərsə, onda tarazlaşdıran sütun boruda 10 metrədən çox uzunluğa çatacaqdır (su civədən 13,6 dəfə yüngüldür). Aydındır ki, göstərilən məqsədlər üçün yüngül mayedən istifadə etmək böyük narahatçılıqlara səbəb olardı. Buna görə də, havanın təzyiqinin təyin edilməsi civə sütunun ölçülməsinə əsaslanır, onun hündürlüyü nisbətən kiçik alınır, ölçü üçün rahatdır.

### **8.1.1. Havanın təzyiqinin ölçü vahidləri**

Atmosfer təzyiqinin qiymətini millimetrlə (mm) civə sütununun hündürlüyü ilə ifadə edirlər. Civə sütununun hündürlüyünün temperatur və ağırlıq qüvvəsinin dəyişikliklərindən asılılığını aradan qaldırmaq üçün civə sütununun hündürlüyünü  $0^\circ$  temperatürə,  $45^\circ$  enliyə və dəniz səviyyəsində gətirirlər. Normal atmosfer təzyiqi kimi,  $0^\circ$  temperatürdə,  $45^\circ$  enlikdə və dəniz səviyyəsində hündürlüyü 760 mm olan civə sütunun  $1 \text{ m}^2$  sahəyə düşən çəkisi qəbul edilir. Təzyiq qüvvəsini güc vahidi deyil, xətti ölçü ilə (millimetrlərlə) ölçülməsi çətinlik törədir, çünki, belə ölçmənin fiziki kəmiyyətlərin ölçülməsi üçün qəbul edilmiş mütləq vahidlər sistemi ilə əlaqəsi yoxdur.

Buna görə 1930-cu ildən SSRİ Hidrometeorologiya Xidmətində yeni beynəlxalq təzyiq vahidi – bar daxil edilmişdir, o  $1 \text{ m}^2$  səthə düşən 1 milyon dina təzyiqə və ya 750,1 mm civə

sütunun təzyiqinə uyğundur. Atmosfer təzyiqinin ölçülməsi üçün 1/1000 pay bar və ya millibar qəbul edilmişdir. Millibar (mb) 1000 dinaya bərabərdir. Millibardan asanlıqla millimetr civə sütunu ilə təzyiqin təyin edilməsinə və əksinə, aşağıdakı əlaqələrdən istifadə etməklə keçmək olar: 1 mb 0,75 = 3/4 mm uyğundur, 1mm isə 1,333 mb = 4/3 mb bərabərdir. Məsələn, 756 mm təzyiq  $756 \cdot 4 / 3 = 1008,0$  mb bərabərdir, 1003 mb təzyiq isə  $1003 \cdot 3/4 = 752,2$  mm uyğundur. Beynəlxalq vahidlər sistemində (Sİ) təzyiq paskalla (Pa) ölçülür Bir paskal 1 m<sup>2</sup> sahəyə düşən 1 nyuton (N) qüvvədir ( $1 \text{ Pa} = 1 \text{ Nm}^{-2}$ );

$$1 \text{ mb} = 100 \text{ Pa} = 10^2 \text{ Pa.}$$

$$1 \text{ qPa} = \text{mm c.s.} (0,75 \text{ mm c.s.}) ; 1 \text{ mm c.s.} = 133,322 \text{ Pa.}$$

### 8.1.2. Təzyiqin hündürlük boyu dəyişməsi

Torichell borusu ilə aparılan təcrübələrlə müəyyən edilmişdir ki, havanın təzyiqi hündürlük artdıqca azalır, çünki, yuxarı qalxdıqca hava qatı daha nazik olur və deməli, onun göstərdiyi təzyiq də azalır. Riyazi hesablamalar və bilavasitə aparılan müşahidələr göstərir ki, yuxarı qalxdıqda təzyiq çox tez azalır. Məsələn, əgər yer səthində havanın təzyiqi 760 mm bərabədirsə, onda 5,5 km yüksəklikdə o yalnız 380 mm, 11 km yüksəklikdə, - 190 mm və s. təşkil edir. Təzyiqin hündürlük boyu tez azalması, müxtəlif yüksəkliklərdə havanın sıxlığının eyni omaması ilə izah edilir. Yuxarıda yerləşən havanın bütün qalınlığı, sanki, məngənə altında atmosferin aşağı qatlarını sıxır, buna görə də, onlar daha sıxdır və deməli, yuxarı qatlara nisbətən ağırdır. Belə ki, havanın sıxlığına onun temperaturu əhəmiyyətli dərəcədə təsir edir, onda atmosferdə temperaturun şaquli paylanmasına da havanın təzyiqinin hündürlük boyu dəyişməsi gözə çarpacaq təsir edir. Havanın təzyiqinin hündürlük boyu dəyişməsi qanunu barometrik formula ilə ifadə olunur:

$$h = 8000 \frac{2(p - P_h)}{p + P_h} (1 + 0,004 * t) \quad (8.1)$$

burada h – məntəqələrin hündürlük fərqi, m-lə; p – aşağı məntəqədə havanın təzyiqi; P<sub>h</sub> - yuxarı məntəqədə havanın təzyiqi; t – aşağı və yuxarı məntəqələr arasında hava sütunun orta temperaturu (adətən onu aşağı və yuxarı məntəqələr arasında alınmış havanın orta temperaturu kimi götürürlər); 8000 – sabit qiymətdir, 10333 kq atmosfer təzyiqinin 1 m<sup>3</sup> quru havanın çəkisinə bölünməsindən alınır, yəni, 1.293 kq-a; 0,004 - qazların istilikdən genişlənməsini xarakterizə edir.

Bu formuladan istifadə edərək, aşağıdakı üç məsələni həll etmək olar:

- a) iki məntəqə arasındakı hündürlük fərqi hesablamaq;
- b) təzyiqin 1 mm dəyişməsini müəyyən etmək üçün hansı hündürlüyə qalxmanı və ya enməni hesablanmaq;

c) dəniz səviyyəsində təzyiqi hesablamaq.

Birinci məsələni həll etmək üçün aşağı və yuxarı məntəqələrdə temperaturu  $t$  və təzyiqi  $p$  bilmək lazımdır.

Misal 1. Fərz edək ki, müxtəlif yüksəkliklərdə yerləşən iki məntəqədə eyni zamanda havanın təzyiqi və temperaturu ölçülmüşdür, həm də aşağı məntəqədə temperatur  $t = 10^\circ$ , təzyiq  $p = 754$  mm; yuxarı məntəqədə  $t = 4^\circ$  və  $p_h = 716$  mm. Bu məntəqələrin hündürlük fərqi -  $h$  hesablamaq tələb olunur.

Həlli. Barometrik formulaya uyğun olaraq

$$h = 8000 \frac{2(754-716)}{754+716} (1 + 0,0004 * 7) = 8000 \frac{2*38}{1470} (1 + 0,028) = 8000 \frac{76}{1470} 1,028 = \frac{608000}{1470} 1,028 = 425 \text{ m.}$$

Deməli yuxarıdakı məntəqə aşağıdakından 425 m hündürdə yerləşir. Əgər bu məntəqələrdən birinin hündürlüyü məlumdursa, onda barometrik formulun köməkliyi ilə asanlıqla ikinci məntəqənin hündürlüyünü hesablanmaq olar. Hündürlüklərin ölçülməsinin bu üsulu barometrik nivelirləmə aparıldıqda tətbiq edilir. Yer kürəsinin demək olar ki, bütün yüksək dağlarının hündürlüyü yalnız bu yolla müəyyən edilmişdir.

İkinci məsələnin həlli üçün - təzyiqin 1 mm dəyişməsinə müəyyən etmək üçün hansı hündürlüyə qalxmanı və ya enməni hesablanmaq - hər hansı bir məntəqə üçün temperaturu  $t$  və təzyiqi  $p$  bilmək lazımdır.

Misal 2. Fərz edək ki, məntəqədə ölçülən temperatur  $t = 5^\circ$ , təzyiq  $p = 760$  mm.  $h$  müəyyən etmək tələb olunur – bu məntəqədə elə hündürlüyə qalxmaq lazımdır ki, orada havanın təzyiqi 1 mm azalsın.

Həlli.

Barometrik formulda  $p$  əvəzinə faktiki ölçülmüş təzyiq (760 mm),  $p_h$  əvəzinə isə həmin təzyiq, lakin 1 mm çıxmaqla (çünki, məsələnin şərtinə görə elə hündürlüyün tapılması tələb olunur ki, oraya qalxdıqda təzyiq 1 mm azalsın) qoyulur. Bu halda,

$$h = 8000 \frac{2(760-7759)}{760+759} (1 + 0,0004 * 5) = 8000 \frac{2*1}{1519} (1 + 0,02) = 8000 \frac{2}{1519} 1,02 = \frac{16000}{1519} 1,02 = 10,7 \text{ m.}$$

Beləliklə, havanın temperaturu  $5^\circ$  olduqda, təzyiq 760 mm olan halda onun 1 mm azalması üçün 10.7 m hündürlüyə qalxmaq lazımdır. Aydın ki, əgər biz 10,7 m aşağı düşəriksə, onda təzyiq dəyişər, baxılan halda eyni qiymətə - 1 mm artar. Hündürlüyə qalxdıqda və ya endikdə təzyiqin 1 mm dəyişməsi **barometrik pillə** adlanır. Bizim misalada 10,7 m qiyməti barometrik pillədir.

Deməli ikinci məsələnin həlli barometrik pillənin hesablanması üçündür. Əgər  $\Delta Z$  yüksəkliyə qalxdıqda təzyiq  $\Delta P$  qədər dəyişirsə, onda barik pillə  $h = -\frac{\Delta Z}{\Delta P}$  m/mb olar. Minus işarəsi yüksəklik artdıqca təzyiqin azalmasını göstərir

Barik pilləyə əks olan kəmiyyət **şaqli barik qradient** adlanır. Şaqli barik qradient vahid hündürlükdə təzyiqin düşməsinə xarakterizə edir.

$$G = -\frac{\Delta p}{\Delta Z} \quad (8.2)$$

Minus işarəsi gradientin təzyiqin azalması istiqamətinə yönəldiyini göstərir. Barik qradienti mb/sm və ya mb/m ilə ifadə etmək olar; çox vaxt mb/100 m ilə ifadə edirlər.

Barometrik pillə qısaldılmış formula ilə də hesablanı bilər:

$$h = \frac{8000}{p} (1 + 0,004t) \quad (8.3)$$

burada  $h$  - barometrik pillə,  $p$  - məntəqədə havanın təzyiqi və  $t$  - məntəqədə havanın temperaturudur.

Misal 2-də barometrik pillənin hesablanması daha əyani olmaq üçün tam barometrik formula üzrə aparılmışdır. İndi bu məsələni yuxarıda göstərilən formula ilə barometrik pillə üçün həll edək.

Misal 3.  $t = 5^\circ$ ;  $p = 760$  mm;  $h = ?$  (misal 2-yə bax)

Həlli.

$$h = \frac{8000}{760} (1 + 0,0004 \cdot 5) = 10,5 \cdot (1 + 0,002) = 10,5 \cdot 1,002 = 10,7 \text{ m.}$$

Beləliklə, eyni ilkin verilənlərə görə barometrik pillənin həm tam, həm də qısaldılmış formulalara görə məsələnin həllindən alınmış nəticələr eynidir.

Barometrik pillə havanın temperaturu və təzyiqindən asılıdır. Temperatur artdıqca o da artır. Belə ki, 760 mm təzyiqdə, və  $20^\circ$  temperaturda barometrik pillə 11,3 m bərabərdir, bizim hesablamalara görə isə eyni təzyiqdə, amma  $5^\circ$  temperaturda bu 10,7 m-dir.

Təzyiq azaldıqda da barometrik pillənin qiyməti artır. Bununla əlaqədar o hündürlük artdıqca artır.

Misal 4. Dəniz səviyyəsindən 100 m hündürlükdə yerləşən məntəqədə havanın ölçülmüş temperatur  $t = 10^\circ$  və təzyiq  $P = 750$  mm-dir. Əgər məntəqə 100 m hündürlükdə deyil, dəniz səviyyəsində yerləşərsə, havanın təzyiqini hesablamaq tələb olunur. Bu məsələnin həlli üç hissədən ibarətdir: əvvəlcə barometrik pillə, sonra məntəqə və dəniz səviyyəsi arasında havanın təzyiqlərinin fərqi, bundan sonra isə - dəniz səviyyəsində təzyiq hesablanır.

Bizim misalda barometrik pillə

$$h = \frac{8000}{750} (1 + 0,004 \cdot 10) = 10,7 \cdot (1 + 0,04) = 10,7 \cdot 1,04 = 11,1 \text{ m.}$$



Deməli, 11.1 m aşağı düşdükdə təzyiq 1 mm artacaq, belə ki, məntəqənin hündürlüyü 100 m bərabər olduğu üçün 100 m aşağı düşdükdə təzyiq  $100 \cdot 11,1 = 9,0$  mm artacaqdır. Onda dəniz səviyyəsində təzyiq  $750,0 \text{ mm} + 9,0 = 759,0$  mm olar.

### 8.1.3. Təzyiqin dəniz səviyyəsinə gətirilməsi

Sonuncu məsələnin həlli, yəni, məntəqə müəyyən hündürlükdə deyil, dəniz səviyyəsində yerləşərsə, havanın təzyiqinin hesablaması, **təzyiqi dəniz səviyyəsinə gətirmək** adlanır. Belə ki, məntəqələrin çoxu dəniz səviyyəsindən yuxarıda yerləşir, bu məntəqələrdə ölçülmüş təzyiqin ədədi qiymətini dəniz səviyyəsinə gətirdikdə, məntəqənin dəniz səviyyəsindən hündürlüyünə bərabər olan hava sütunun çəkisi qədər artır. Təzyiqi dəniz səviyyəsinə gətirilməsi müxtəlif yüksəkliklərdə yerləşən məntəqələrdən alınmış havanın təzyiqi haqqında müşahidə məlumatlarının müqayisə edilməsi lazım olan bütün hallarda aparılır. Havanın proqnozu məqsədilə “gətirilmiş” təzyiqdən istifadə olunduğuna görə, sinoptik stansiyalardan göndərilən məlumatlara (teleqramlara), ölçülən təzyiq haqqında məlumatlar yalnız dəniz səviyyəsinə gətirildikdən sonra daxil edilir.

Stansiyalarda təzyiqin dəniz səviyyəsinə gətirilməsi, təzyiq və temperaturun müxtəlif qiymətləri üçün barometrik formulaya görə tərtib edilmiş hazır cədvəllərin köməkliyi ilə aparılır. Aydındır ki, dəniz səviyyəsindən müxtəlif yüksəkliklərdə yerləşən məntəqələrdə, eyni cədvəllərdən istifadə edə bilməz.

Təzyiqin dəniz səviyyəsinə gətirilməsi. Barometr hündürlüyü 150 m-dir

Hər bir stansiyanın yerləşdiyi dəniz səviyyəsi hündürlüyünə görə özünün cədvəli olmalıdır. Aşağıda 150 m hündürlükdə yerləşən stansiya üçün belə bir cədvəlin (cədv. 8.1) nümunəsi verilmişdir. Təzyiqin dəniz səviyyəsinə gətirilməsi üçün düzəliş, təzyiqin qiymətinə müvafiq olan üfüqi sətrlə, havanın xarici temperaturuna müvafiq olan şaquli sütunun kəsişməsindən tapılır.

Misal 5. Dəniz səviyyəsindən 150 m hündürlükdə yerləşən stansiyada təzyiq 750,0 mm, ölçü budkasında "quru" termometrə görə havanın temperaturu  $10^{\circ},0$ -dir.

Cədvəl 8.1-in köməkliyi ilə təzyiqin dəniz səviyyəsinə gətirilməsi tələb olunur.

Həlli. 750 mm təzyiqə müvafiq, sətrin və  $10^{\circ},0$  temperatura müvafiq, şaquli sütunun kəsişməsindən, təzyiqin dəniz səviyyəsinə gətirilməsi üçün düzəlişi – 13,6 mm tapırıq. Bu halda dəniz səviyyəsinə gətirilən havanın təzyiqi  $750,0 + 13,6 = 763,6$  mm bərabər olar. Belə ki, təzyiq və temperaturun qiymətləri cədvəldə müəyyən intervaldan bir verilmişdir. Buna görə, təzyiqi dəniz səviyyəsinə gətirilməsi üçün lazımi düzəlişi tapmaqdan ötrü çox vaxt interpolasiya üsulundan istifadə edilir.

Misal 6. Dəniz səviyyəsindən 150 m hündürlükdə yerləşən stansiyada təzyiq 756,3 mm, havanın temperaturu -  $7^{\circ},6$  -dir. Təzyiqin dəniz səviyyəsinə gətirilməsi tələb olunur.

**150 m hündürlükdə yerləşən stansiyada təzyiqli dəniz səviyyəsinə gətirilməsi üçün  
düzəlişlər**

Havanın təzyiqi (mm)	Xarici havanın temperaturu					
	—20°	— 10°	0°	10°	20°	30°
700	14,3	13,7	13,2	12,7	12,2	11,8
710	14,5	13,9	13,4	12,8	12,4	12,0
720	14,7	14,1	13,6	13,0	12,6	12,1
730	14,9	14,3	13,8	13,2	12,7	12,3
740	15,1	14,5	14,0	13,4	12,9	12,5
750	15,3	14,7	14,2	13,6	13,1	12,7
760	15,5	14,9	14,4	13,7	13,3	12,8
770	15,7	15,1	14,5	13,9	13,4	13,0
780	15,9	15,3	14,7	14,1	13,6	13,2

Həlli. Cədvəldə havanın  $-7^{\circ},6$  temperaturunda 756,3 mm təzyiqli dəniz səviyyəsinə gətirmək üçün düzəliş qeyd edilmədiyini nəzərə alaraq, müvafiq düzəlişi tapmaq üçün interpolasiya aparmaq lazımdır.

Əvvəlcə havanın  $-10^{\circ}$  temperaturunda 756,3 mm təzyiqli üçün düzəlişi tapırıq. Cədvəldə havanın  $-10^{\circ}$  temperaturunda 750 mm təzyiqdə düzəliş – 14,7 mm bərabərdir, 760 mm təzyiqdə isə - 14,9 mm-dir. Beləliklə, havanın  $-10^{\circ}$  temperaturunda 756,3 mm təzyiqli üçün 14,8 mm bərabər düzəliş alırıq. Cədvəldə havanın  $0^{\circ}$  temperaturu 750 mm təzyiqli üçün 14,2 mm düzəliş verilib, 760 mm təzyiqli üçün 14,4 mm; deməli, havanın  $0^{\circ}$  temperaturunda 756,3 mm təzyiqli üçün düzəliş 14,3 mm bərabərdir. İndi havanın  $0^{\circ}$  temperaturu 756,3 mm təzyiqli üçün düzəliş (14,3 mm) aldıqdan sonra,  $-10^{\circ}$  (14,8 mm) temperaturda verilən temperatur ( $-7,6^{\circ}$ ) üçün düzəlişi tapırıq. Temperatur  $10^{\circ}$  dəyişikdə (0-dan  $-10^{\circ}$ -dək) düzəliş  $14,8 - 14,3 = 0,5$  mm dəyişir, yəni temperaturun hər bir dərəcə dəyişməsi düzəlişin 0,05 mm dəyişməsinə verir.

Deməli,  $-7^{\circ},6$  temperaturda təzyiqli dəniz səviyyəsinə gətirmək üçün düzəliş  $0^{\circ}$  temperaturdakı düzəlişdən  $0,05 \cdot 7,6 = 0,4$  mm böyük olacaqdır, yəni,  $14,3 + 0,4 = 14,7$  mm bərabər olacaqdır. Bu yolla tapılmış 14,7 mm düzəlişi 756,3 mm təzyiqli üzərinə gəlirik və dəniz səviyyəsində təzyiqlin 771,0 mm olduğunu alırıq.

## 8.2. Təzyiqin qeyri-dövri dəyişiklikləri

Atmosfer təzyiqi çox dəyişkən meteoroloji elementidir. Təzyiqin qalxması və düşməsi sanki heç bir görünən qanunauyğunluqlara tabe olmur. Təzyiq bəzən çox tez dəyişir, bəzən uzun müddət sabit qalır. Düzgün gedişi, yəni sutkalıq və ya illik gedişdə müəyyən qanunauyğunluğu olmayan təzyiqin dəyişməsi, **qeyri-dövri dəyişikliklərə** aiddir. Bu dəyişikliklər həm termiki, həm də dinamik amillərlə bağlıdır. Yer səthinin qeyri-bərabər qızması və ya soyuması müxtəlif ərazilər üzərində təzyiqin dəyişməsinə gətirib çıxarır. Verilən əraziyə isti və ya soyuq hava kütlələrinin daxil olması təzyiqin dəyişməsinə gətirib çıxarır. Əgər isti (yüngül) hava kütlələri ağırlarla (soyuq) əvəz olunursa, təzyiqin artması baş verir, əksinə soyuğun əvəzinə isti hava kütlələri daxil olursa, onda təzyiq düşür. Hava axınlarının dövrünün müxtəlif formaları ilə əlaqədar havanın bir yerdə toplanması və sıxılması, digər yerlərdə azalması və seyrəlməsi baş verir. Nəticədə bütün bu səbəblərdən şaquli sütunun ümumi çəkisi dəyişir və bununla yer səthində atmosfer təzyiqi dəyişir. Müəyyən bir yerdə təzyiqin dəyişməsi geniş hüdudlarda baş verə bilər. Məsələn, Xarkov şəhərində ( $\varphi = 50^{\circ} 00'$ ,  $\lambda = 36^{\circ} 14'$ , dəniz səviyyəsindən hündürlüyü 156 m) son on il ərzində ən aşağı təzyiq 956,3 mb, ən yüksək - 1035,6 mb təşkil edirdi. Moskvada (dəniz səviyyəsindən hündürlüyü 156 m) ən yüksək təzyiq 1037 mb, ən aşağı - 944 mb qeyd edilmişdir. Yer kürəsində dəniz səviyyəsində gətirilmiş ən yüksək təzyiq (1078,3 mb) 1900-cü il yanvarın 23-də Barnaulda qeyd edilmişdir. Ən aşağı təzyiq (912 mb) Yaponiyada Muroto rəsədxanasında müşahidə olunmuşdur.

## 8.3. Təzyiqin sutkalıq dəyişməsi

Təzyiqin sutkalıq dəyişməsinə aşkar etmək üçün uzun illər ərzində əldə edilmiş müşahidə məlumatlarının orta aylıq qiymətləri nəzərdən keçirilir. Orta qiymətlər hesablanan zaman bütün qeyri-dövri dəyişmələr bir-birinin üzərinə düşür və qarşılıqlı itirlər. Əgər belə orta qiymətlərə görə zamandan asılı olaraq təzyiqin gedişinin əyrisini qursaq, onda təzyiqin sutkalıq gedişinin müəyyən dövriliyini təyin etmək olar. Təzyiqin sutkalıq gedişində iki maksimum və iki minimum müəyyən edilir. Təzyiqin maksimumu yerli vaxtla saat 10 və 22-yə yaxın olur, minimum isə saat 4 və 16 -ya yaxın müşahidə edilir. Belə sutkalıq gediş, tropik enliklərdə xüsusilə, aydın özünü göstərir, burada sutkalıq dəyişmə amplitudası 3-4 mb təşkil edir. Qütblərə doğru o azalır. Mülayim enliklərdə atmosfer təzyiqinin sutkalıq gedişi olduqca zəif özünü göstərir: amplituda 0,3—0,6 mb-dır. Bundan başqa tropik enliklərdən kənarda, siklon və antisiklonların keçməsi ilə əlaqədar, təzyiqin sutkalıq gedişi qeyri-dövri dəyişmələrlə təhrif olunur.

#### 8.4. Təzyiqin sutka arası dəyişməsi

Təzyiqin sutka arası dəyişməsi, yəni, əvvəlki sutkanın müəyyən saatından sonrakı sutkanın həmin saatına qədər onun dəyişməsidir, hava proqnozu üçün praktiki əhəmiyyət kəsb edir. Bu kəmiyyət geniş hədlərdə tərəddüd edə bilər. Dayanıqlı havada təzyiqin sutka arası dəyişməsi sıfır ətrafında bir neçə gün ərzində ardıcıl tərəddüd edə bilər. Havanın kəskin dəyişiklikləri zamanı bəzən o 10 – 15 mb çatır. Təzyiqin dəyişməsinin iqlim xarakteristikaları kimi təzyiqin sutka arası dəyişməsinin orta qiymətindən istifadə edilir. Müşahidələrlə müəyyən edilmişdir ki, belə orta qiymətlər müxtəlif enliklərdə müxtəlifdir. Belə ki, tropiklərdə təzyiqin sutka arası dəyişməsinin orta qiyməti cəmi 1 mb, mülayim enliklərdə - 5 – 7 mb, İspaniya və Farer adalarında artıq 9 – 10 mb çatır. A.İ. Voyeykov müşahidələr əsasında müəyyən etmişdir ki, qışda okeanlar üzərində təzyiqin sutka arası dəyişməsi ən böyük, yayda materiklər - ən kiçik olur. Sutka arası dəyişmənin səbəbi təzyiqin qeyri-dövri dəyişikliklərindədir.

#### 8.5. Təzyiqin illik dəyişiklikləri

Atmosfer təzyiqinin illik dəyişikliklərini təzyiqin orta aylıq qiymətlərini müqayisə etməklə aşkar etmək olar. Bu dəyişikliklərin amplitudası, yəni təzyiqin orta aylıq maksimal və minimal qiymətləri arasındakı fərq, ekvatorial zonada ən aşağıdır (2 – 3 mb). Orta enliklərdə o daha aydın ifadə olunur və 20 - 30 mb çatır. Atmosfer təzyiqinin illik gedişinin üç əsas tipini fərqləndirirlər.

1. Yayda təzyiqin minimumu və qışda maksimumu müşahidə edilən **kontinental tip**. Bu, orta enliklərdə böyük materiklərdə, xüsusilə Asiya üzərində daha aydın özünü göstərir. Məsələn, köhnə SSRİ-nin Avropa ərazisində təzyiqin illik dəyişikliklərinin amplitudası 8-12 mb, Sibirdə 25-30 mb təşkil edirdi. Yer kürəsində təzyiqin ən böyük illik amplitudası Mərkəzi Asiyada dəniz səviyyəsindən 17 m aşağıda, çökəklikdə yerləşən Lyukçunedədir ( $\varphi = 42^\circ 41'$ ,  $\lambda = 89^\circ 42'$ ), orta maksimal təzyiq (1041,3 mb) burada dekabr ayında, minimumal (1004,0 mb) isə iyulda qeyd edilmişdir. Beləliklə, illik amplituda 37,3 mb təşkil edir.

2. Yayda təzyiqin maksimumu və qışda minimumu müşahidə edilən **okeanik tip**. Orta enliklərdə okeanlarda illik dəyişikliklərinin amplitudası 5 – 6 mb təşkil edir, tropiklərə getdikcə 2 – 3 mb qədər azalır. Məsələn, Petropavlovsk-Kamçatskada (Rusiya) illik gedişdə maksimal təzyiq iyul ayında müşahidə edilir və dəniz səviyyəsindən 1012,3 mb təşkil edir, yanvar ayında minimum 1004.3 mb bərabərdir.

Bu tiplərin hər ikisi materik və okeanların qeyri-bərabər qızması əlaqədardır. İlin isti dövründə materiklər okeanlara nisbətən daha güclü qızır. Buna görə də, bu dövrdə quru üzərində okeanlara nisbətən daha aşağı atmosfer təzyiqi yaranır. İlin soyuq dövründə materiklər okeanlara

nisbətən daha güclü soyuyur və buna müvafiq olaraq okeanlara nisbətən onların üzərində təzyiq artır.

3. **Polyar və subpolyar tiplər** – atmosferin maksimum təzyiqi aprel və ya mayda, minimum - yanvar və ya fevralda olur. İllik dəyişikliklərin amplitudası burada 5 – 12 mb çatır. Təzyiqin belə gedişi onunla izah edilir ki, aprel və ya mayda quru və okeanlar üzərində temperaturlar bərabərləşir, lakin Şimal Buzlu okeanının buzları üzərində temperatur nisbətən aşağı olaraq qalır və burada yüksək təzyiq üstünlük təşkil edir. Yanvar - fevralda Şimal Buzlu okeanının böyük bir hissəsində siklonların keçməsinin maksimum təkrarlanması müşahidə edilir, bununla əlaqədar burada təzyiq aşağı olur. Atmosferin yuxarı qatlarında təzyiqin illik gedişi yer üstü qatın əksidir, yəni, kontinental tiptə maksimum yayda, minimum – qışda baş verir. Bu ona görə baş verir ki, yayda troposferin bütün qatı qızır, qışda isə o soyuyur. Buna görə də, yayda hündürlük boyu təzyiq qışa nisbətən daha yavaş azalır.

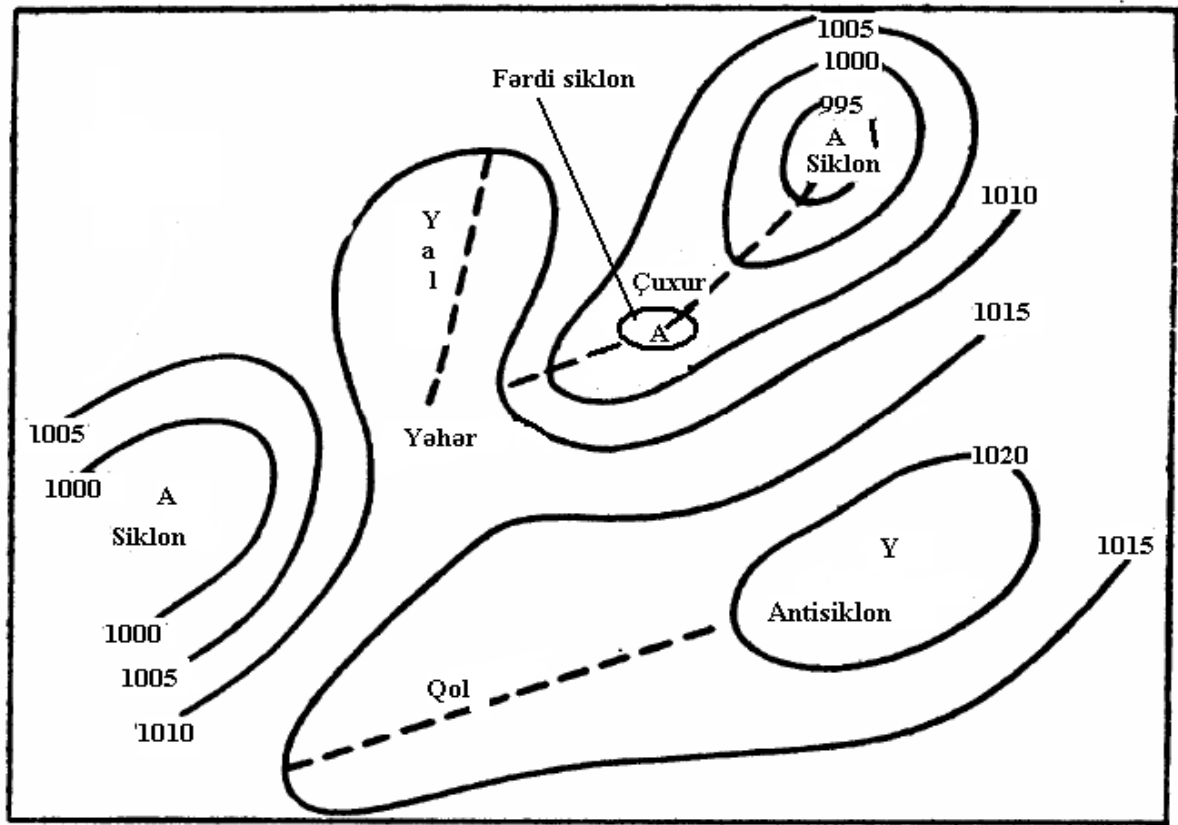
#### 8.6. Yer səthi üzərində barik sahə

Hər hansı bir ərazi üzərində atmosfer təzyiqinin üfüqi istiqamətdə paylanması əyani görmək üçün xəritə üzərində izobarlar keçirilir. Bu təzyiqin eyni qiymətlərə malik yerləri birləşdirən xətlərdir. Adətən onlar hər 5 mb-dan keçirilir. Məsələn, bir izobarla 1010 mb təzyiqi ilə nöqtələr birləşdirilir, sonra 1005 mb, 1000mb və s. Bəzən xəritənin miqyasından və ya lazım gələrsə təzyiqin üfüqi paylanmasının daha ətraflı öyrənilməsindən asılı olaraq izobarları hər 2,5, 2,0 və hətta 1 mb-dan bir keçirirlər. İzobarlar məntəqələrin ən etibarlı verilənlərinə əsaslanaraq və xətti interpolyasiya qaydalarına uyğun olaraq səlis əyri xətlə keçirilir. Keçirilmiş izobarın sonlarında təzyiqin qiyməti qeyd edilir. Beləliklə, hər-hansı bir izobar boyunca təzyiq bərabərdir, o yalnız üfüqi istiqamətdə bir izobardan digərinə küçən zaman dəyişir. İzobarların köməkliliyi ilə təzyiqin paylanmasının ifadə olunması **barik relyef** adlandırılması qəbul edilmişdir. Sinoptik xəritədə izobarlar sistemi yer səthi üzərində (daha dəqiq dəniz səviyyəsində) barik sahəni əyani təsvir edir. Yer səthi üzərində təzyiqin necə paylanmasından asılı olaraq, xəritədə izobarlar ən müxtəlif formalar alır və barik sistemin müxtəlif növlərini təsvir edir (şəkil 8.2). Onlardan əsasları aşağı təzyiqli sahələr (depressiya), yüksək təzyiqli sahələr və barik yəhərlərdir.

Aşağı təzyiqli sahələrə aiddir:

- 1) siklon – daxilində təzyiq periferiyadan mərkəzə doğru azalan qapalı izobar sahəsidir; sahənin mərkəzində **A** hərfi yazılır (alçaq təzyiq);
- 2) çuxur və ya nov – siklonun yaxşı gözəçarpan oxu olan uzanmış hissəsidir, onun yaxınlığında izobarlar ən böyük əyriliyə malik olur. Tez-tez çuxurun daxilində fərdi alçaq təzyiqli mərkəz müşahidə edilir, bu təkrar və ya fərdi (müstəqil) siklon adlandırılır.

Yüksək təzyiqli sahələrə aiddir:

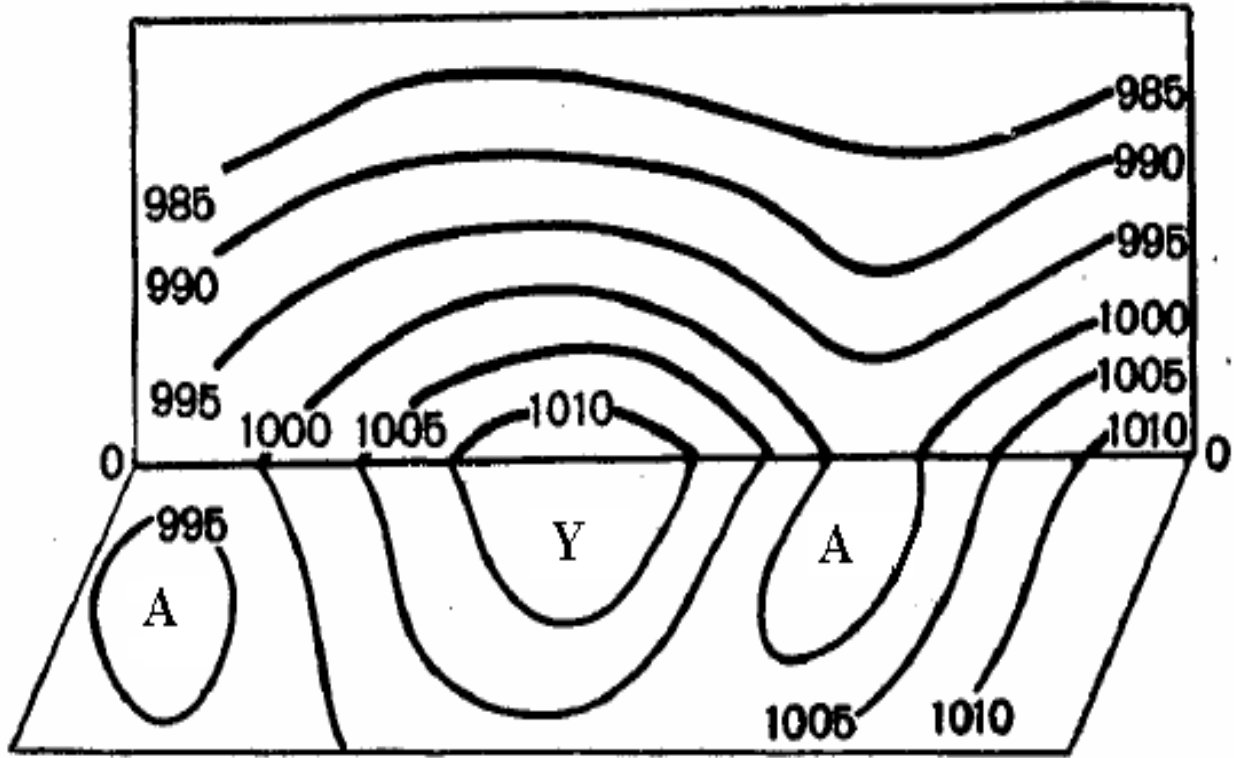


**Şəkil 8.2. Barik sistemlərin növləri**

- 1) antisiklon - daxilində təzyiq mərkəzdən periferiyaya doğru azalan qapalı izobar sahəsidir; sahənin mərkəzində **Y** hərfi yazılır (yüksək təzyiq);
- 2) yal və ya qol - antisiklonun yaxşı gözəçarpan oxu olan uzanmış hissəsidir, onun yaxınlığında da izobarlar ən böyük əyriliyə malik olur. Yalın daxilində də tez-tez fərdi yüksək təzyiqli mərkəzlər yaranır. Çuxur iki yüksək təzyiqli sahələri arasında yerləşdiyi kimi, yal da aşağı təzyiqli sahələri arasında yerləşir.

Yəhər və ya barik çuxur - xaç şəklində iki siklon və iki antisiklon arasında, qapanmamış izobarlar yerləşən keçid sahəsidir.

Aydındır ki, əgər yer səthində hər hansı bir sahə üzərində üfüqi istiqamətdə təzyiqli dəyişməz qalarsa, onda xəritədə heç-bir izobar keçirmək olmaz. Amma bu halda, yer səthindən hər hansı bir hündürlükdə də təzyiqli üfüqi istiqamətdə dəyişməz olardı, bu isə o deməkdir ki, izobarik səthlər yer səthinə paralel olacaqdır, yəni, onunla kəsişməzdi. Əslində izobarik səthlər həmişə yer səthinə müəyyən bucaq altında maillik alır və onların çoxu onunla kəsişir. Beləliklə, izobarlar yer səthi ilə izobarik səthlərin kəsişdiyi xətlərdir. Bu əyani olaraq şəkil 8.3-də göstərilir. Burada yer üstü xəritədə OO xəttindən aşağıda barik sahənin ərazisi təsvir edilmişdir, qeyd edilən xəttə yuxarıda - izobarik səthlərin şaquli müstəvidə vəziyyəti təsvir edilmişdir. Göründüyü kimi, siklonda izobar səthləri aşağı əyilmiş, qıf formasına malikdirlər; antisiklonda izobar səthləri qabarıq hissə ilə yuxarıya yönəlir.

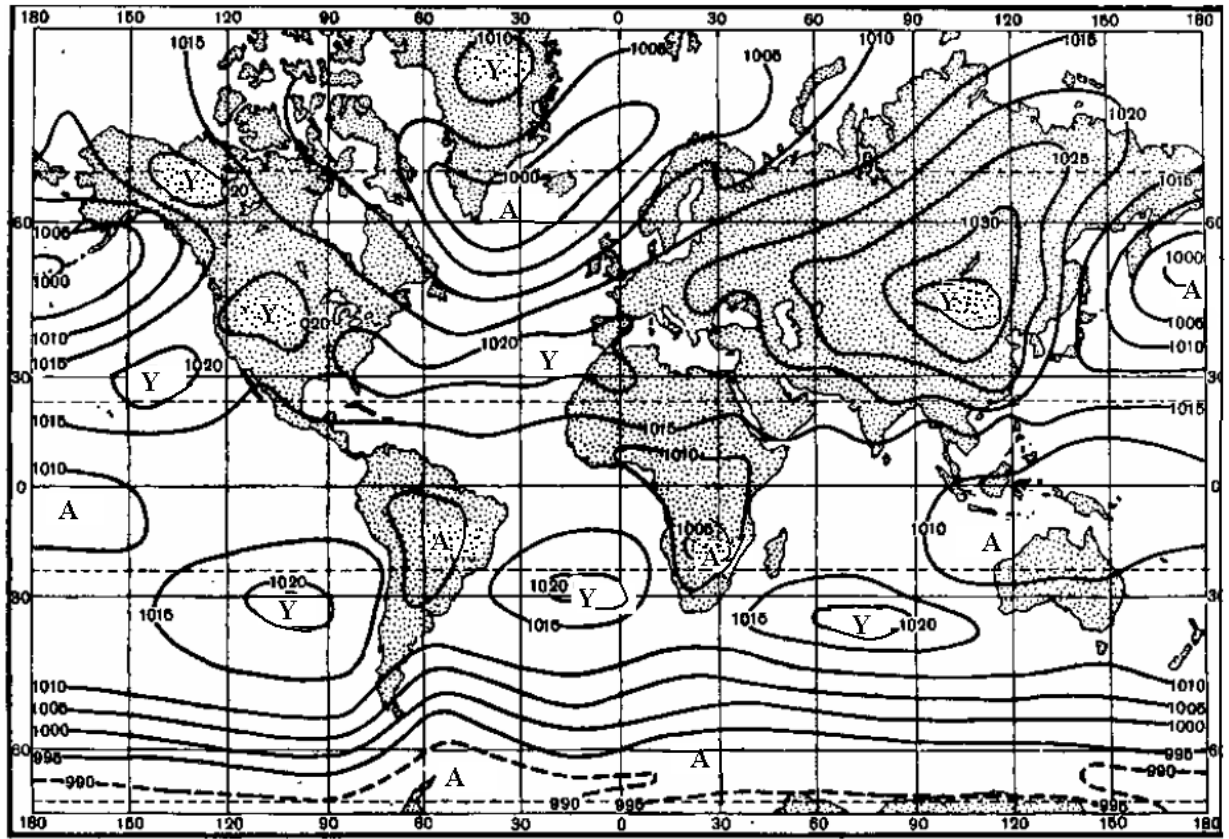


Şəkil 8.3. İzobarik səthlərin mailliyi və onların yer səthi ilə kəsişməsi

### 8.7. Yer kürəsində təzyiğin paylanması

Yer səthi yaxınlığında və ya dəniz səviyyəsində havanın təzyiqi atmosferin vacib xarakteristikalarından biridir. Təzyiq paylanması temperaturun dəyişməsi ilə, buludlarla, yağıntılarla və sonra görəcəyik ki, küləyin sürət və istiqaməti ilə sıx bağlıdır. Mərkəzində alçaq təzyiqi olan qapalı isobarlar sistemi barik minimum və ya **siklon** adlanır. Mərkəzində yüksək təzyiqi olan qapalı isobarlar sistemi barik maksimum və ya **antisiklon** adlanır. Yer səthində təzyiğin paylanmasında zonallıq üzə çıxır. İzobarlar xəritəsinin köməkliyi ilə yer kürəsində təzyiğin paylanmasını əyani görə bilərik (şəkil 8.4, 8.5). Belə xəritələr müəyyən vaxt anı və ya müəyyən aylar, fəsilər üçün orta qiymətlərə görə qurulur. Hündürlüyün atmosfer təzyiqinə təsirini aradan qaldırmaq üçün bütün stansiyaların təzyiq göstəriciləri dəniz səviyyəsinə gətirilir. Beləliklə, izobar xəritələri eyni bir səviyyədə, yəni dəniz səviyyəsində təzyiğin paylanması haqda təsəvvür verir. Müxtəlif fəsillərdə yer səthi üzərində təzyiğin paylanmasını nəzərdən keçirək. Bunun üçün yanvar-iyul izobar xəritələrindən istifadə edək. Yanvar ayında ekvator boyunca təzyiqi 1010 mb olan aşağı təzyiq zonası yerləşir (şək. 8.4). Bu **barik ekvator** adlandırılır. Barik ekvator qütblər istiqamətində təzyiq artır və ekvatorun hər iki tərəfi doğru 30 - 35° enliklərdə yüksək təzyiq qurşaqları yaranır. Onlar, subtropik barik maksimum adlanan ayrı-ayrı sahələrə parçalanır. Şimal yarımkürəsində onlara aiddir: subtropik enliklərdə, Azor adaları yaxınlığında, azor maksimumu və Sakit okeanın subtropik enliklərində, Havay adaları

yaxınlığında yaranan, havay maksimumu. Cənub yarımkürəsində üç barik maksimum müşahidə edilir: Hind okeanının cənub hissəsində - cənubi hindistan, Atlantik okeanının cənub hissəsində - cənubi atlantik və Sakit okeanının cənub hissəsində - cənubi sakit okean. Şimal yarımkürəsində

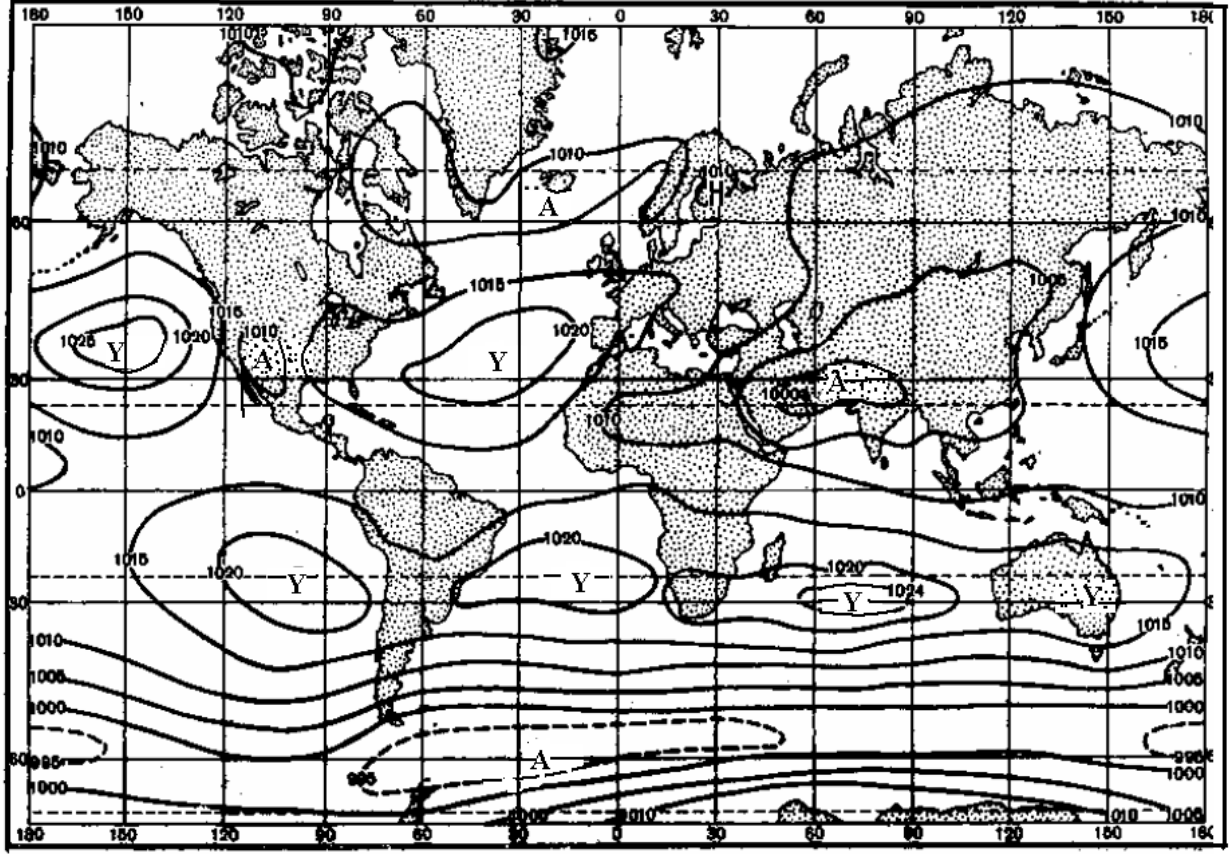


**Şəkil 8.4. Yanvarda dəniz səviyyəsində izobarlar**

subtropiklərdən şimala okeanlar üzərində, iki barik minimum yaratmaqla, təzyiq azalır. Onlardan biri mərkəzində təzyiq 997 mb yaxın olmaqla, Atlantik okeanında İslandiya yaxınlığında yerləşir – islandiya minimumu, ikincisi mərkəzində təzyiq 1000 mb yaxın olmaqla Sakit okeanda Aleut adaları yaxınlığında müşahidə edilir – aleut minimumu. Şimal yarımkürəsində quruda kontinentin daxilinə getdikcə təzyiq güclü artır, Asiya materiki üzərində geniş barik maksimum - asiya antisiklonu formalaşır. Mərkəzində təzyiq 1035 mb yaxın olan barik maksimum Monqolustan yaylası üzərində yerləşir. Mərkəzində təzyiq 1027 mb yaxın olan digər barik maksimum isə Şimali Amerikada (kanada maksimumu) müşahidə olunur. Cənub yarımkürəsində subtropiklərdən 60- 65° enliklərə qədər təzyiq kəskin azalır. Burada izobarlar yer səthinin bircins olması ilə əlaqədar demək olar ki, enlik istiqamətində uzanır. Arktika ərazisində Şimal qütbü və Antarktikada - Cənub qütbü istiqamətində təzyiq artaraq, qütblər ətrafında özünü zəif göstərən barik maksimumlar yaradır. İyulda (şək 8.5) ekvator boyunca aşağı təzyiq qurşağı saxlanılır, lakin bir qədər şimala, termiki ekvatora yerini dəyişir. Subtropik barik maksimumlar okeanlar üzərində də saxlanılır və Şimal yarımkürəsinə yerini dəyişməklə bir qədər güclənir. Belə ki, yanvar ayında azor və havay maksimumlarının mərkəzlərində təzyiq 1021mb yaxın, iyulda azor



maksimumunun mərkəzində 1024 mb, havay maksimumunda - 1027 mb bərabərdir. İslandiya və aleut minimumları iyul ayında kəskin zəifləyir: islandiya minimumunun mərkəzində təzyiq 1009 mb çatır, aleut minimu isə iyulun isobar xəritələrində ümumiyyətlə aşkar edilmir. Qışda Şimal yarımkürəsinin materikləri üzərində müşahidə edilən barik maksimumları yerində iyulda aşağı



**Şəkil 8.5. İyulda dəniz səviyyəsində izobarlar**

təzyiq sahələri yaranır. Xüsusilə, Asiyanın cənub-şərq hissəsində mərkəzində təzyiq 1000 mb yaxın olan barik minimum (asiya minimum) özünü aydın göstərir. Cənub yarımkürəsində iyul ayında subtropik barik maksimumlar quruda olan yüksək təzyiq sahələri ilə qarışaraq genişlənir. İl və ya müəyyən mövsüm ərzində saxlanılan qeyd edilən barik maksimumlar və minimumlar hava axınlarına və hava şəraitlərinə böyük təsir göstərir. Onlar atmosferin təsir mərkəzləri adlanır. Bu barik təzyiq sistemlərinin mövqeyi müxtəlif ərazilərdə atmosferdə hava axınlarının və deməli, hava şəraitlərinin hərəkətini müəyyən edir. Yer kürəsində müşahidə edilən barik sahələri iki qrupa bölmək olar:

- 1) il ərzində mövcud olan daimi sahələr. Bunlara aiddir: aşağı təzyiqli ekvatorial qurşaq, subtropik barik maksimumlar, islandiya və aleut minimumları, arktik və antarktik maksimumlar;
- 2) mövsümi barik sahələr: sibir və kanada maksimumları, yayda asiya minimumu və materiklər üzərində qış maksimumu yay minimumu ilə əvəz olan digər aşağı təzyiq sahələri.

Bütün barik sahələrin meydana gəlməsi termiki və dinamik amillərlə bağlıdır. Məlum olduğu kimi, soyuq səth örtüyü üzərində atmosferin aşağı qatlarında təzyiqin artması, isti səthlər üzərində isə əksinə, təzyiqin azalması üçün əlverişli şərait yaranır. Buna görə də, termiki ekvator üzərində aşağı təzyiq qurşağı, temperatur aşağı olan qütblər üzərində isə nisbətən yüksək təzyiq sahələri meydana gəlir. Bu səbəbdən də ilin soyuq dövründə okeanlara nisbətən daha çox soyuyan materiklər üzərində barik maksimumlar yaranır; ilin isti dövründə okeanlara nisbətən materiklər daha çox qızır və onların üzərində aşağı təzyiq sahələri meydana gəlir.

Subtropik barik maksimumların yaranması subtropik enliklərə daima antisiklonların daxil olması ilə izah edilir. İslandiya və aleut minimumları, eləcə də Cənubi yarımkürəsində 60-65° enliklərdə aşağı təzyiq qurşaqları, bu ərazilərdə siklonik fəaliyyətin olması ilə bağlıdır.

### 8.8. Atmosfer təzyiqini ölçmək üçün cihazlar

Barometrik təzyiqi civə və metal barometrlər vasitəsilə təyin edirlər.

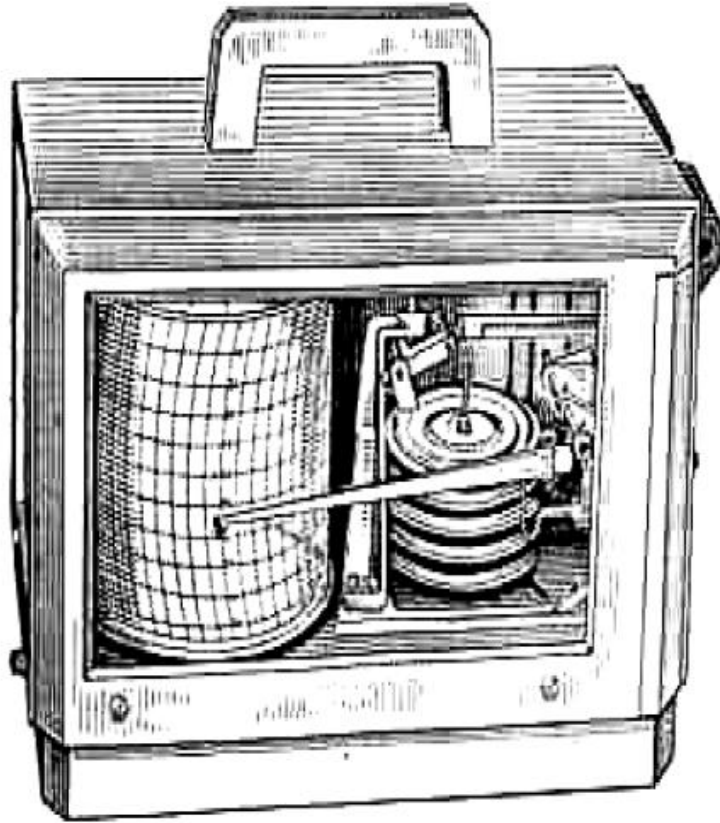
Civəli fincanlı barometr. Fincanlı barometr civə ilə doldurulmuş şüşə borudur. Borunun yuxarı qurtaracağı lehirlənir, aşağı hissəsi isə civə olan fincana daxil edilmişdir. Hava fincanda olan civənin səthini sıxır, ona görə də civənin bir hissəsi boruya daxil olur. Havanın təzyiqinin dəyişməsi civə sütununun hündürlüyündə öz əksini tapır. Barometrik boru civə meniskini görməyə imkan verən şaquli kəsiyi olan futlyara yerləşdirilmişdir. Civənin yuxarı sərhəddi kəsiyin çərçivəsi hüdudlarında qeyd edilmiş barometrik şkalanın və noniusun köməkliyi ilə müəyyən edilir. Nonius təzyiqi onda bir millimetr dəqiqliklə ölçməyə imkan verə bilən şkalalı metallik



Şəkil 8.6. Barometr-aneroid

lövəcikdir. Göstəriciləri qeyd etməmişdən əvvəl meniskin normal forma alması üçün barometrin çərçivəsini yüngülcə döyəcləmək lazımdır. Sonra mikrometrik vintin vasitəsi ilə nonius elə quraşdırılır ki, onun sıfır nöqtəsi cəvə meniskinin zirvəsi ilə eyni xətdə olsun. Noniusun şkalasının bölgüsü barometrin hər-hansı bir şkalasına uyğun gələn bölgü ilə müəyyən edrlər; bu bölgü millimetrin onda birini göstərir. Millimetrlərin tam ədədləri barometrik şkalada bilavasitə cəvə meniskinin altından tapılır.

Meteoroloji barometer - aneroid (BAMM-1) yer şəraitində sıfırdan 400°C temperatura qədər və nisbi rütubətlik 80%-ə qədər olduqda atmosfer təzyiqini ölçmək üçün nəzərdə tutulmuşdur (şək.8.6). Cihaz daxilindən havası çıxarılmış büzmələnmiş metallik qutudur. Atmosfer təzyiqi artdıqda aneroid qutusunun divarları daxilə əyilir, azaldıqda isə düzəlir. Bu dəyişmələr manivellərin köməkliliyi ilə siferblat üzərində hərəkət edən əqrəbə ötürülür. Barometr-aneroidin şkalası kPa ilə dərəcələnməmişdir. Barometrin siferblatında cəvəli termometer vardır, onunla temperatur düzəlişini müəyyən etmək üçün temperatur hesablanır.



**Şəkil 8.7. Baroqraf**

Baroqraf M-22 atmosfer təzyiqini fasiləsiz qeyd etmək üçün nəzərdə tutulmuşdur (şək. 8.7). Baroqraf iki tipdə hazırlanır: barabanın bir dövrəsinin davamiyyəti 26 saat olan sutkalıq M-22s və barabanın bir dövrəsinin davamiyyəti 176 saat olan həftəlik M-22h.

Atmosfer təzyiqinin qeydiyyatı xüsusi lentdə aparılır. Cihaz hissedici elementdən - aneroid qutuları blokundan, temperatur kompensatorundan, ötürücü mexanizmdən, qeyd edici

hissədən və korpusdan ibarətdir. Baroqrafın işləməsi atmosfer təzyiqi dəyişən zaman aneroid qutularının deformasiyaya uğrama xüsusiyyətlərinə əsaslanır. Aneroid qutuları blokunun cəm deformasiyası ötürücü mexanizm vasitəsilə qələmi olan əqrəbə ötürülür. Qələm atmosfer təzyiqinin dəyişikliklərini saat mexanizmi ilə fırlanan barabanda bərkidilmiş diaqram lenti üzərində qeyd edir. Ətraf mühitin temperaturunun aneroid qutularının deformasiya qiymətinə təsiri termokompensatorun bimetallik əyilməsi ilə kompensasiya olunur. Diaqram lenti şaquli istiqamətdə 1 mb-lıq üfüqi paralel xətlərə, üfüqi – sutkalıq baroqraf üçün 15 dəq-dən, həftəlik üçün 2 saatdan bir şaquli qövsvari xətlərə bölünmüşdür. Baroqraf istilik şüalanma mənbələrindən kənarında davamlı dayaq üzərində quraşdırılır, yanında nəzarət edici fincanlı cive barometri yerləşdirilir, onun vasitəsilə dövri olaraq yoxlama aparılır. Cihazda lazım olan vaxtı diaqram lentinə qələmlə qeyd etməyə imkan verən qurğu var. Vaxtın qeyd edilməsi bu qurğunun üzərində xaricə çıxarılmış düyməni basmaqla həyata keçirilir.

## IX FƏSİL. ATMOSFERDƏ HAVA AXINLARI

### 9.1. Yer səthi üzərində külək

Yer səthinə nisbətən havanın üfüqi istiqamətdə yer dəyişməsi **külək** adlanır. Küləyin yaranma səbəbi yer kürəsinin müxtəlif yerlərində atmosfer təzyiqinin qeyri-bərabər paylanmasıdır. Üfüqi istiqamətdə təzyiqlər fərqi zamanı yüksək təzyiq sahələrində artıq hava kütləsi yaranır. Nəticədə havanın yüksək təzyiq sahəsindən alçaq təzyiq sahəsinə doğru hərəkəti baş verir. Belə hərəkət üfüqi istiqamətdə təzyiq bərabərləşənə qədər davam edir. Təzyiqin qeyri-bərabər paylanması öz növbəsində termiki şəraitlərlə yaranır. Deməli, hava axınlarının yaranmasının başlıca səbəbi kimi temperaturun məkanda paylanması hesab edilməlidir. Külək havanın hərəkətinin sürəti və istiqaməti ilə xarakterizə olunur. Küləyin istiqaməti üfüqdə əsdiyi yerlə müəyyən edilir. Meteoroloji təcrübədə küləyin istiqamətini işarə etmək üçün 16 rumb qəbul edilmişdir. Cədvəl 9.1-də bu 16 rumbun işarələri və adları verilmişdir.

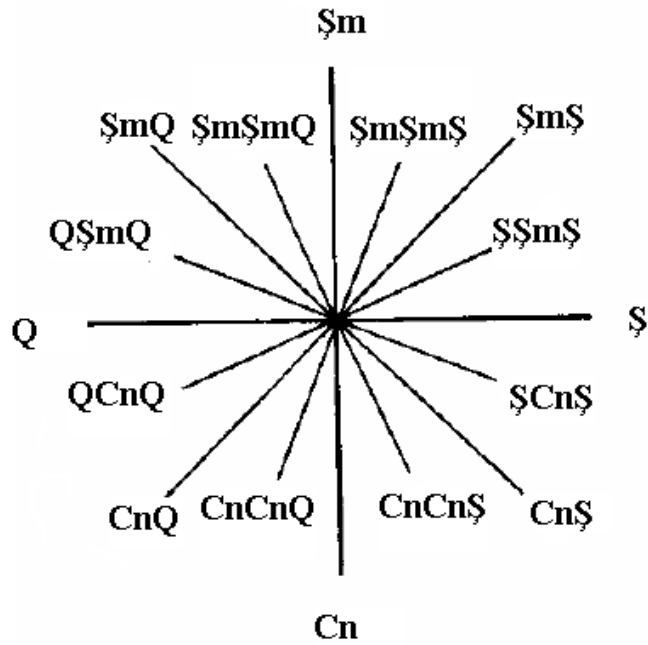
**Cədvəl 9.1.**

**Rumbların adı və işarələri**

Beynəlxalq işarələr	adı	Azərbaycanca işarələr	adı
N	Nord	Şm	Şimal
NNE	Nord-nord-ost	ŞmŞmŞ	Şimal-şimali-şərq
NE	Nord-ost	ŞmŞ	Şimali-şərq
ENE	Ost-nord-ost	ŞŞmŞ	Şərq-şimali-şərq
E	Ost	Ş	Şərq
ESE	Ost-zyüd-ost	ŞCnŞ	Şərq-cənubi-şərq
SE	Zyüd-ost	CnŞ	Cənubi-şərq
SSE	Zyüd- zyüd- ost	CnCnŞ	Cənub-cənubi-şərq
S	Zyüd	Cn	Cənub
SSW	Zyüd- zyüd-vest	CnCnQ	Cənub-cənubi-qərb
SW	Zyüd-vest	CnQ	Cənubi-qərb
WSW	Vest- zyüd-vest	QCnQ	Qərb-cənubi-qərb
W	Vest	Q	Qərb
WNW	Vest- nord-vest	QŞmQ	Qərb- şimali-qərb
NW	Nord-vest	ŞmQ	Şimali-qərb
NNW	Nord- nord-vest	ŞmŞmQ	Şimal-şimali-qərb

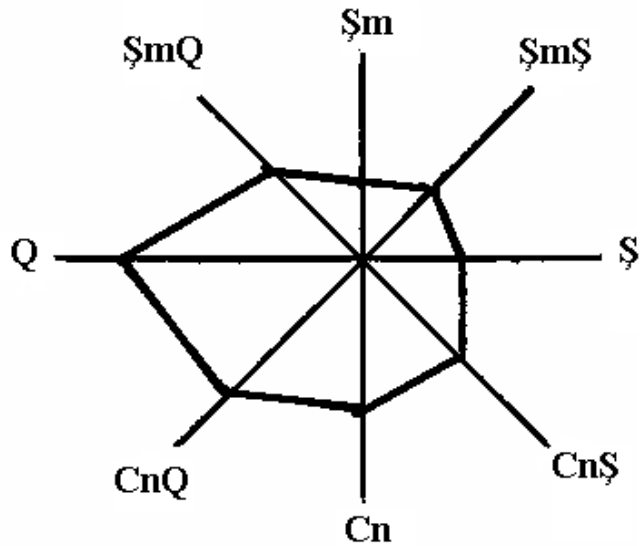
Şəkil 9.1-də küləyin bütün 16 rumblarına uyğun olan istiqamətlər göstərilir.

Küləyin istiqamətini həmçinin dərəcələrlə, yəni verilən ərazinin meridianı və küləyin istiqaməti arasındakı bucaqın qiyməti ilə işarə etmək olar. Bucaqlar şimaldan saat əqrəbi istiqamətində dərəcələrlə sayılır, şimal 0°, şərq 90°, cənub 180°, qərb 270° hesab edilir. Bəzən belə paylanmanı ifadə etmək üçün **külək gülü** adlanan xüsusi təsvirlər istifadə olunur (şəkil 9.2). Onlar aşağıdakı limi qurulur. Əsas rumblara müvafiq gələn səkkiz istiqamət üzrə hər hansı bir



**Şəkil 9.1. Rumbların (üfünün hissələrinin) yerləşməsi**

nöqtədən xətlər keçirilir. Bu xətlər üzərində küləklərin təkrarlanmasına proporsional olan kəsirlər qoyulur. Kəsirlərin qurtaracaqları düzxətlərlə birləşdirilir və nəticədə külək gülü adlanan qapalı fiqur alınır. O verilən məntəqədə hər hansı bir vaxt ərzində - ay, fəsil, il üçün müxtəlif küləklərin üstün olması haqqında aydın təsəvvür yaradır. Küləyin sürətini metr/saniyə (m/san), bəzi hallarda – kilometr/saatla (km/saat) ifadə edilməsi qəbul



**Şəkil 9.2. Külək gülü**

edilmişdir. Dəniz praktikasında qözəyari qiymətləndirmək üçün ingilis admiralı Bofort tərəfindən 1806-cı ildə daxil edilmiş bal şkalasından istifadə edilir. Sonradan Bofortun balları və instrumental müşahidələrlə müəyyən edilən m/san ilə ifadə olunan küləyin sürəti arasında nisbət

təyin edilmişdir. Cədvəl 9.2-də Bofort balları və m/san ilə ifadə olunan küləyin sürəti arasında nisbət verilmişdir. Bofortun şkalası havanın vəziyyəti haqqında teleqramlar tərtib edilən zaman

**Cədvəl 9.2**

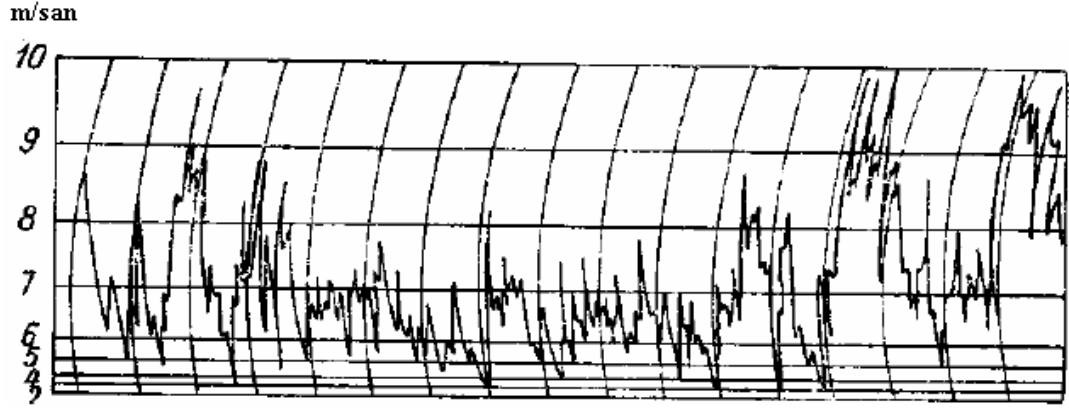
**Bofort balları və m/san ilə ifadə olunan küləyin sürəti arasında nisbət**

Bofort balları	Küləyin sürəti (m/san)	Küləyin xarakteri	Küləyin gözəyari qiymətləndirilməsi
0	0-0.5	Ştil	Tüstü şaquli qalxır, yarpaqlar hərəkətsizdir
1	0.6-1.7	Sakit	Külək zəif hiss edilir, tüstü yüngülcə kənara əyilir
2	1.8-3.3	Yüngül	Küləyin əsməsi hiss edilir, yarpaqlar tərpənir
3	3.4-5.2	Zəif	Yarpaqlar və nazik budaqlar daima silkələnir
4	5.3-7.4	Mülayim	Ağacların nazik budaqları hərəkətə gəlir, torpaqdan toz qalxır
5	7.5-9.8	Təzə	Ağacların budaqları və nazik gövdələri tərpənir
6	9.9-12.4	Möhkəm	Ağacların qalın budaqları tərpənir, teleqraf xətləri səs salır
7	12.5-15.2	Güclü	Ağacların gövdələri tərpənir, böyük budaqlar əyilir, küləyə qarşı getmək çətinləşir
8	15.3-18.2	Çox möhkəm	Budaqlar sınır, hərəkət çətinləşir
9	18.3-21.5	Fırtına	Kiçik dağıntılar
10	21.6-25.1	Güclü fırtına	Əhəmiyyətli dağıntılar, ağaclar kökündən qopur
11	25.2-29.0	Şiddətli fırtına	Böyük dağıntılar
12	>29.0	Qasırğa	Viranedici təsirlər

meteoroloji xidmətdə geniş istifadə olunur. Qeyd etmək lazımdır ki, güclü qasırğalar zamanı cədvəl 9.2-də göstəriləndən də daha yüksək külək sürəti müşahidə oluna bilər. Məsələn, Marxot aşırımında rəsədxanada Novorosiyk üzərində 9 fevral 1934-cü ildə küləyin sürəti 62 m/san qeyd edilmişdi. Antarktikada Adeli Torpağında fransız ekspedisiyası “küləklər qütbü” adlandırılan, sürəti 80-90 m/s çatan külək müəyyən etmişdir. Tropik qasırğalarda bəzi hallarda küləyin sürəti 110 m/san çatır.

**9.2. Küləyin strukturu**

Külək daimi sürət və istiqamətə malik deyil. O sanki daha zəif külək intervalları ilə biribirindən ayrılmış ayrı-ayrı təkənlərlə və ya küləyin ani şiddəti ilə əsir; daima onun istiqaməti dəyişir. Bu küləyin **ani şiddətliyi** adlanır. Şəkil 9.3-də özü yazan cihazda zamandan asılı olaraq küləyin sürətinin dəyişməsi göstərilir. Küləyin ani şiddətini insan nisbətən sakitləşmələr arasında külək zərbələrinin olmasında hiss edir. Külək nə qədər güclüdürsə hadisə bir o qədər kəskin özünü göstərir. Elə təsəvvür yaranır ki, hərəkət edən axın hər hansı bir maneə tərəfindən saxlanılır, sonra isə yenidən azad olur.



**Şəkil 9.3. Küləyin ani şiddətinin qeyd edilməsi**

Küləyin ani şiddəti havanın **turbulentliyi** ilə izah edilir. Yüngül əşyaların uçuşunu, məsələn quru yarpaqların və ya tüstü burumlarının hərəkətini müşahidə etdikdə görmək olur ki, havanın hərəkəti üfüqidən başqa, şaqulidə olur, yəni, gah yuxarı, gah da aşağı baş verir. Küləyin bu şaquli tərkib hissəsi havanın turbulentliyinin təzahürüdür. Çox zəif sürətli küləklərdə (1-2 m / san) hava axını laminar ola bilər, yəni bir-birinə qarışmayan paralel hava cərəyanlarından ibarətdir. Küləyin sürəti müəyyən həddən artıq olduqda, hərəkət edən axını turbulent olur. Onun daxilində daima hava axını ilə birlikdə hərəkət edən müxtəlif ölçülü üfüqi və şaquli oxu olan ayrı – ayrı burulğanlar yaranır və dağılır. Küləyin yüksək sürətlərində ani şiddətlik kəskin forma alır. Küləyin qarşısına çıxan obyektlərə - tikililərə, qatarlara, gəmilərə - zərbələri böyük qiymətlərə çatır. Küləyin vaqonları aşırması, damları qoparması və digər dağıntılar yaratması halları müşahidə edilmişdir. Belə dağıdıcı təsirlər, küləyin zərbələri arasında sakitləşmə olmasına ilə izah edilir. Dərə-təpəli, təpələr və meşə üzərində və s. ərazilərdə, yer səthinə böyük sürtünmə ilə əlaqədar turbulentlik yüksək olan yerdə küləyin ani şiddəti böyük qiymətə malik olur. Yer səthindən qalxdıqca küləyin ani şiddəti azalır. O həmçinin ilin və sutkanın vaxtından asılıdır. İllik gedişdə küləyin ani şiddətinin maksimumu yazda, minimum – qışda müşahidə edilir.

Sutkalıq gedişdə küləyin ani şiddətinin maksimumu konveksiya ən güclü inkişaf edən günorta saatlarında, minimum - gecə qeyd edilir. Küləyin ani şiddəti hava kütləsinin xarakterindən asılıdır. Dayanıqlı hava kütlələrində külək daha səlis xarakter daşıyır. Dayanıqsız hava kütlələrində küləyin ani şiddəti çox böyükdür.

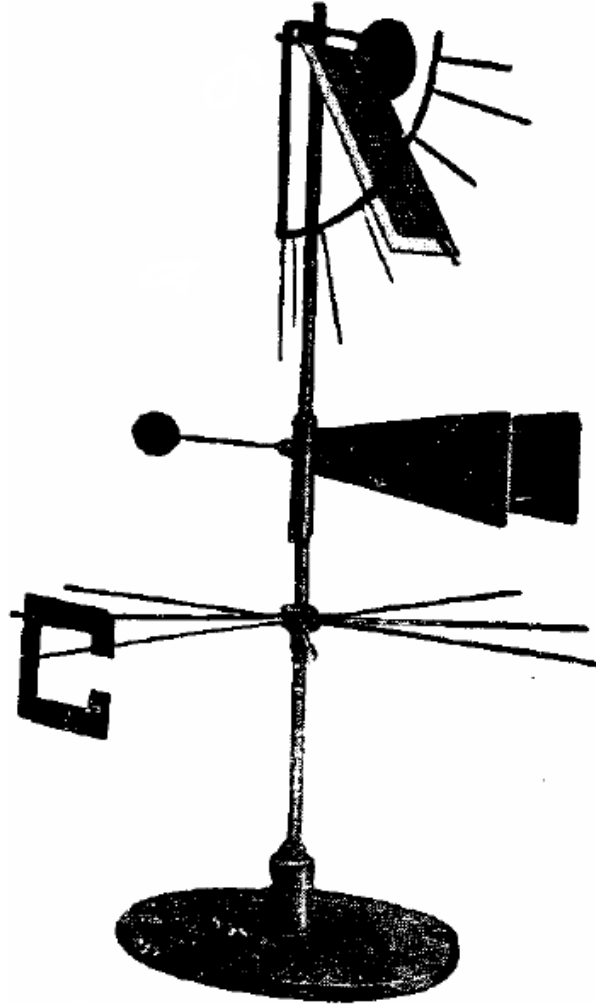
Küləyin strukturu haqqında məlumatlar hava nəqliyyatı, kənd təsərrüfatında quraqlıq və qara yelə qarşı mübarizə tədbirləri işlənilib haqzırlandıqda, hündür binaların və radioqüllələrin layihələndirilməsi üçün tikinti işlərində əhəmiyyəti var.

### **9. 3. Küləyin sürət və istiqamətini müəyyən etmək üçün cihazlar**

Külək üzərində müşahidələr aparmaq üçün xidmət edən cihaz, **flyuqer** adlanır (şək. 9.4). O dirəyə sıx bərkidilmiş metallic oxdan ibarətdir. Bu oxun aşağı hissəsində üfünün əsas nöqtələrinə istiqamətlənmiş səkkiz çubuq möhkəmləndirilmişdir. Oxun yuxarı hissəsinə oxun



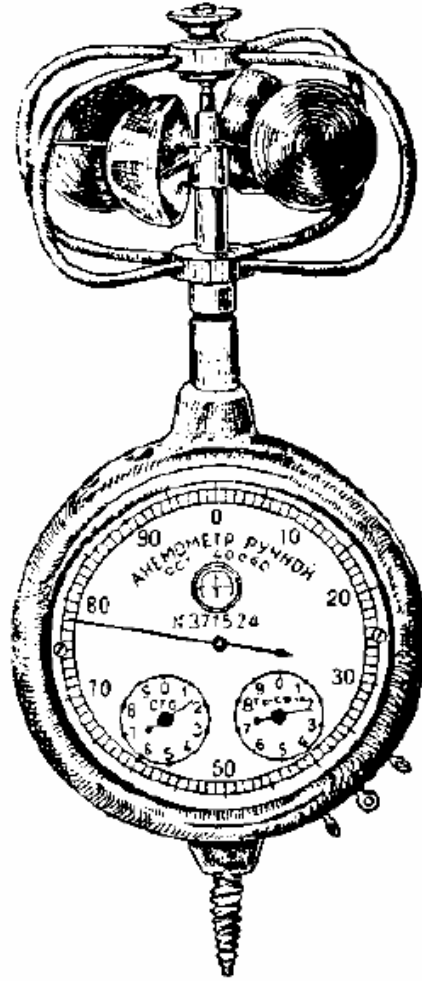
möhkəm ucu üzərində sərbəst fırlanan bir tərəfi bağlı boru keçirilmişdir. Borunun aşağı hissəsinin bir tərəfinə müəyyən bucaq altında lövhəciklər bərkidilmişdir, digər tərəfə tarazlıq yaratmaq üçün dəmir ox yivlənmişdir. Sonuncu həmişə külək əsən istiqaməti göstərir. Küləyin sürəti müəyyən edilən zaman yaxınlığında lövhənin tərəddüdü baş verən ştiftlərin nömrələri qeyd edilir, sonra isə ştiftlərin göstərişinə görə yuxarıda göstərilən cədvəldən istifadə edərək küləyin sürəti metr saniyə ilə müəyyən edilir.



**Şəkil 9.4. Flyuqer**

Küləyin sürətini təyin etmək üçün xidmət edən digər cihaz anemometrdir (şək.9.5). Onun əsas hissəsi qabarıq səth ilə bir tərəfə yönəlmiş dörd yarımkürəsi olan çarpazdır. Yarımkürələri olan çarpaz şaquli oxa elə bərkidilib ki, küləyin təsiri altında bütün sistem yüngüllüklə bir tərəfə fırlanır. Qutuya gedən oxun sonunda bir böyük və iki kiçik əqrəbi hərəkətə gətirən dişli çarxla bağlı olan sonsuz vint var. Böyük əqrəb 100 bölgüsü, iki kiçik -10 bölgüsü olan siferblatlar üzərində hərəkət edir. Kiçik siferblatlardan birində "yüz", digərində "min" yazısı var. Bu əqrəblər sistemi anemometrin çarpazının dövrlərinin hesablayıcısıdır. Qutunun yanında arretir var, onun köməkliyi ilə anemometri qoşmaq və söndürmək olar. Müşahidələr zamanı əvvəlcə anemometrin

bütün əqrəblərinin vəziyyəti qeyd edilir, sonra isə anemometr qaldırılır və adətən 100 saniyəyə qoşulur. 100 saniyə keçdikdən qurtardıqdan sonra anemometr söndürülür və əqrəblərə görə təkrar hesabat aparılır. Hesabatların fərfinin yüzə bölünməsi anemometrin hesablayıcısının bir



**Şəkil 9.5. Fincanlı əl anemometri**

saniyəyə düşən bölgülərinin sayını verir. Bu da küləyin metr saniyə ilə ifadə olunmuş sürətinin təxmini qiymətidir. Anemometrlə küləyin sürətini daha dəqiq təyin etmək üçün anemometrə əlavə olunan göstəricidən istifadə edilir. Küləyin həqiqi sürəti bir saniyəyə düşən bölgülərin sayının anemometrə əlavə olunan göstəriciyə vurmaqla tapılır. Anemometr küləyin sürətini təyin etmək üçün kifayət qədər dəqiq cihazdır. Bundan başqa ondan istifadə etmək çox rahatdır. Buna görə də anemometr geniş yayılmışdır.

#### **9.4. Küləyin sürəti**

Hava yer səthi boyunca hərəkət edən zaman ona yer səthinə sürtünmə qüvvəsi təsir edir. Sonuncu həm küləyin sürətinin, həm də onun istiqamətinin əhəmiyyətli dərəcədə dəyişməsinə səbəb olur. Bu zaman ən böyük dəyişiklik yer səthi ilə təmasda olan qatda baş verir. Sürtünmənin təsiri yüksəklik artdıqca zəifləyir. Buna görə də, küləyin ən kiçik sürəti yer səthi

yaxınlığında yaranır, ondan uzaqlaşdıqca isə artır. Aşağı qatlarda sürətin bu artımı əvvəlcə çox sürətlə gedir, sonra isə yavaşır. Müşahidələr göstərir ki, orta hesabla il ərzində 300 m hündürlükdə küləyin sürəti 20 m hündürlükdəkinə nisbətən 4 dəfə çoxdur. Yuxarı troposfer və tropopauzada yaranan hava axınları zonasında isə küləyin sürəti 60 - 80 m/s çatır, bəzi hallarda maksimal sürətlər 150 - 200 m/s çata bilər. Meşəsiz düzən sahə şəraitlərində, məsələn tundrada, çöl zonasında və s. yerlərdə küləyin sürəti təpəli və meşə sahələrinə nisbətən daha böyükdür. Sürtünmə aşağı olduğu üçün dəniz və okean səthi üzərində küləyin sürəti quruya nisbətən böyükdür; yüksəklik artdıqca dənizlərin və okeanların üzərində küləyin sürəti quruya nisbətən daha yavaş artır. Quruda dənizlərin və okeanların sahillərindən uzaqlaşdıqca küləyin sürəti azalır. Hava yer səthi üzərində bu və ya digər sürətlə hərəkət etdikdə onun yolu üstündə olan obyektlərə müəyyən təzyiq göstərir. Küləyin sürəti nə qədər böyük olarsa, obyektlərə bir o qədər daha əhəmiyyətli təzyiq göstərir. Küləyin istiqamətinə perpendikulyar olan 1 m<sup>2</sup> səthə göstərilən külək təzyiqi aşağıdakı formula ilə ifadə olunur

$$p = 0,125v^2$$

burada  $p$  – küləyin təzyiqi, kq/m<sup>2</sup>,  $v$  – küləyin sürəti, m/san, 0,125 – sabit ədəd.

### 9.5. Küləyin sutkalıq və illik gedişi

Küləyin sürət və istiqamətinin sutkalıq gedişi adətən aydın xarakterə malikdir. Gecə saatlarında yer səthində küləyin sürəti kiçikdir. Günəş doğduqdan sonra sürət artmağa başlayır və günortadan sonra maksimuma çatır, sonra yenidən azalır. Küləyin sürətinin sutkalıq gedişi yayda buludsuz günlərdə xüsusilə özünü aydın göstərir; qışda və tutqun günlərdə o zəif olur. Çox quru səhralarda və çöllərdə küləyin sürətinin sutkalıq tərəddüdü çox böyük olur; tez-tez burada gündüz fırtına olur, gecələr isə demək olar ki, tam sükut müşahidə edilir. Okeanlarda küləyin sürətinin sutkalıq gedişi demək olar yoxdur. Küləyin sürətinin sutkalıq gedişi də, küləyin ani şiddəti kimi, burulğan hərəkətlərlə əlaqədar olması ilə izah edilir. Burulğan hərəkətlərin güclənməsi ilə yer səthi üzərində küləyin sürəti artır, yuxarı qatlarda isə azalır; əksinə, burulğan hərəkətlərin zəifləməsi yer səthi üzərində küləyi zəiflədir və yuxarı qatlarda artırır.

Küləyin sürətinin sutkalıq gedişinə ərazinin xarakteri əhəmiyyətli dərəcədə təsir edir; yer səthinin kələ-kötürlüyü sayəsində aşağı qatlarda küləyin sürəti xeylək azalır.

Yer kürəsinin müxtəlif yerlərində küləyin sürətinin illik gedişi müxtəlifdir və əhəmiyyətli dərəcədə yerli şəraitdən asılıdır. Köhnə SSRİ-nin Avropa ərazisində küləyin sürətinin illik gedişi demək olar ki, hər yerdə eynidir: yay aylarında minimum, qışda (yanvar və fevral) – maksimum müşahidə edilir. Şərqi Sibirdə, əksinə, ən zəif küləklər yanvar və fevral aylarında müşahidə edilir, yay aylarında isə güclənir. Ümumiyyətlə, küləyin sürətinin və istiqamətinin illik gedişi yüksək və aşağı təzyiq sahələrinin yerləşməsinin illik dəyişikliklərindən asılıdır.

Dəniz sahillərində küləyin orta illik sürətləri 6-8 m/s çatır, quruda onlar çox kiçikdir. Yer kürəsində ən güclü küləklər Antarktida (Kommonuels buxtasında) müşahidə edilmişdir, orada küləyin orta illik sürətləri 22 m/san-dən çox olmuşdur; bəzi günlərdə burada orta sutkalıq sürət 44 m/san, müəyyən anlarda isə 90 m/s çatırdı. Hündürlük boyu küləyin sürətinin dəyişməsi başlıca olaraq sürtünmə qüvvəsinin azalması ilə bağlıdır. Bununla əlaqədar yer səthindən yuxarı qalxdıqca küləyin sürəti artır. Küləyin sürətinin artımı-70 m hündürlüyə qədər xüsusilə böyük olur; daha yüksək qatlarda buna nisbətən az, 500 m-dən yuxarı isə daha da yavaşır.

Küləyin əhəmiyyəti havanın dəyişikliklərinə və iqlimə bilavasitə böyük təsir göstərməsi ilə müəyyən edilir. O bütün yer kürəsinə rütubəti paylayır, onu quru susuz ərazilərə çatdırır. Külək olmasa idi bu ərazilər ölü səhralara çevrilə bilərdi. Küləyin fasiləsiz fəaliyyəti yer səthində müxtəlif formaların yaranmasına və inkişafına təsir göstərir, nəinki ayrıca qayaları, hətta minilliklər ərzində vaxt keçdikcə bütöv dağ silsilələrini hamarlaşdırır. Yer üzərində küləyin böyük və müxtəlif təsirlərinin bütün növlərini sadalamaq çətindir. Külək ən mühüm enerji mənbələrindən biridir. Yer üzərində külək enerjisinin ümumi ehtiyatları bütün dünyada istifadə edilən kömür enerjisindən 5000 dəfə çoxdur. Küləyin gücündən insan çoxdan istifadə edir. Yelkənli gəmilər və yel dəyirmanları qədim zamanlardan istifadə olunmuşdur. Külək enerjisinin böyük üstünlüyü onun tükənməz olmasında və hər yerdə yayılmasındadır. Kömür və neft yataqlarından uzaqda yerləşən çöl ərazilərdə, eləcə də su enerjisinin çatışmazlığı olduqda bu enerji xüsusilə böyük əhəmiyyət kəsb edir. Bununla əlaqədar külək enerjisi su təchizatı, elektrik enerjisinin alınması, taxıl emalı, heyvandarlıqda yemin hazırlanması, suvarma və s. məqsədi ilə başlıca olaraq kənd təsərrüfatında istifadə edilir. Hündür binalar, fabriklər və buna uyğun qurğular tikildikdə küləyin maksimal sürəti hökmən nəzərə alınmalıdır. Şəhərlərin, fabriklərin və zavodların tikintisində yaşayış və zavod binaları planlaşdırılan zaman hakim küləklərin istiqamətinin nəzərə alınması tələb olunur.

İnsanların həyat və fəaliyyətində küləklərin bəzi təzahürləri olduqca mənfi rol oynayır. Fırtına və qasırğaların dağıdıcı təsirlərinə aid bir çox misallar çəkilə bilər. Məsələn, 1860-cı ildə Fransa üzərindən fırtına belə qüvvə ilə keçmişdi ki, o relslərdən iki qatırı çevirmişdi. Xüsusilə böyük dağıntıları tropik siklonlar yaradır. 1780-ci ildə müşahidə edilən "böyük qasırğa" Antil adalarını viran qoymuşdu. Bir çox şəhərlər bu qasırğa tərəfindən tamamilə məhv edilmişdi, dənizdə 40 hərbi gəmi batmışdı. Okeanlarda belə külək dalgaları 10-15 m hündürlüyə qaldırır, bu isə hətta böyük okean gəmiləri üçün ciddi təhlükə yaradır.

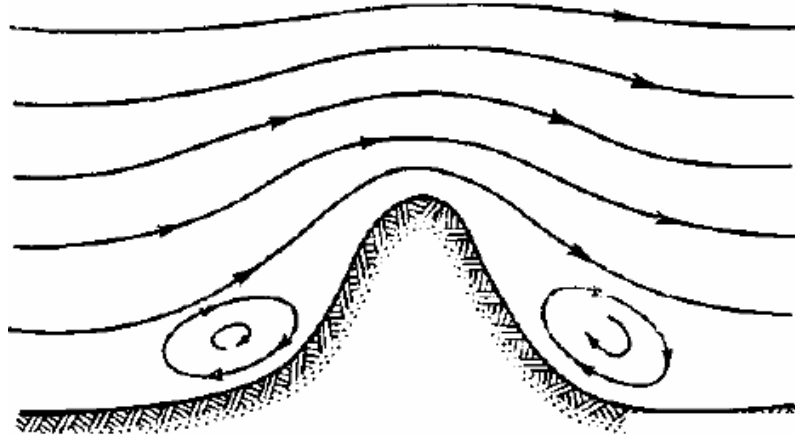
Müxtəlif təsərrüfatlara böyük ziyanı ağ yel vurur, onlar bəzən yüksək sürətli küləklərlə müşayiət olunan nisbi rütubətin aşağı qiymətlərində (10-20 %) müşahidə olunur. Quru küləklərdə torpaqdan buxarlanma və bitkilərin transpirasiyası kəskin artır, bu torpağın rütubət ehtiyatının azalmasına gətirib çıxarır. Quraq havaların təsiri altında bitkilərin yarpaqları əvvəlcə

burulur, sonra yumşaq və əzilmiş olur və sonda tez quruyur. Bitkilərin çiçəklənmə bar əmələgəlmə dövründə çiçəklər ölür və dənələr vaxtından əvvəl quruyur. Quraq havalar heyvandarlığa da böyük zərər vurur, çünki, otlar quruyur və heyvanlar aclıqdan əziyyət çəkir. Çöl zonasında quraq havalar tez-tez qara və ya toz burulğanlarına səbəb olur, bunlar qurumuş torpağın külli miqdarda kiçik hissəciklərinin havaya aparılmasından yaranır. Quru güclü küləklər torpağı üfürərək bitkilərin kök sistemini üzə çıxarır, bunun nəticəsində onlar ölür. Tez-tez toxumlar da üfürülür. Qaldırılan toz külək tərəfindən daşınır və sonra bitkiləri örtməklə çökür. Çox vaxt toz fırtınaları erkən yazda Şimali Qafqazda, Ukrayna cənub hissəsində, Aşağı Volqaboyuda, Qərbi Sibirin, Qazaxıstanın cənub çöl rayonlarında müşahidə olunur. Quraq ərazilərdə yüksək məhsuldarlığı təmin etmək üçün indiki vaxtda sahə mühafizəedici meşə zolaqlarının yetişdirilməsi üzrə geniş miqyaslı işlər görülür. Bu zolaqlar mühafizə olunan sahələrdə küləyin sürətini azaldır, buxarlanma vasitəsilə rütubətin sərfinin azaldılmasına kömək edir və torpağı üfürülmədən qoruyur. Külək böyük miqdarda qarı bir yerdən başqa yerə daşıyır. Bu zaman dəmiryolu və avtomobil yollarını qarla örtən, payızlıq bitkilərin qarını üfürüb aparın və görünüşlüyü güclü məhdudlaşdıran çovğunlar müşahidə edilir. Ən güclü qar çovğunları ucqar şimal ərazilərində yaranır. Orada çovğunlar adətən çox güclü və olduqca davamiyyətli olur.

#### **9.6. Maneələrin küləyə təsiri**

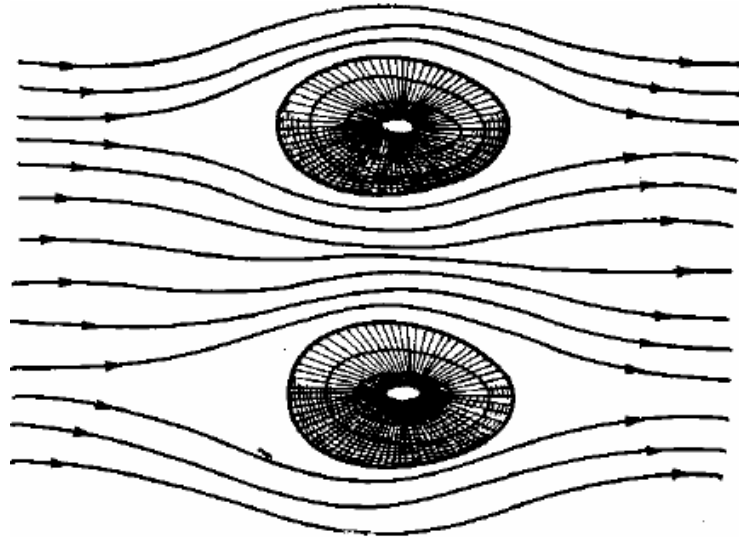
Əgər hava axını öz yolunda dağ, təpə, tikililər, ağaclar və s. şəklində maneyə rast gəlirsə onda onu üstədən və ya yan tərəfdən keçməyə məcbur olur. Nəticədə əhəmiyyətli dərəcədə küləyin istiqaməti və sürəti, eləcə də onun strukturu dəyişir: burulğanlar yaranır, turbuləntlik artır.

Hava axını böyük üfüqi uzunluğa malik olan maneə ilə, məsələn dağ silsiləsi və ya üfüqi uzunluğu böyük təpə ilə rastlaşdıqda (şək.9.6), küləkdöyən tərəfdə havanın toplanması baş verir. Burada üfüqi oxu olan burulğan formalaşır. Maneənin qarşısında hava axını yuxarı qalxır, onu keçdikdən sonra yenidən aşağı düşür. Yüksəklik üzərində cərəyan xətləri sıxlaşır və küləyin sürəti artır. Küləyin belə paylanması manenin zirvəsində təzyiqin yamaclara nisbətən azalmasına gətirib çıxarır. Bununla əlaqədar maneənin əks tərəfində aşağı qatlarda hərəkət edən hissəciklər öz istiqamətini dəyişir və intensiv burulğan formalaşır. Küləkdöyən tərəfdə formalaşan burulğanları maneə saxlayır və onlar yerində qalır, əks tərəfdə formalaşan burulğanlar isə şox vaxt yerini dəyişir və onların əvəzinə maneələrin yaxınlığında yeni burulğanlar yaranır. Ayrı-ayrı təpələri keçdikdə havanın qalxması yalnız güclü küləklərdə baş verir. Zəif hava axını üfüqi istiqamətdə vəziyyətini dəyişməklə təpələri keçir. Əgər hava axını iki təpənin arasından keçərsə, onda küləyin sürəti artır (şək.9.7). Təpələr arasında cərəyan axınları sıxlaşır və ətraf açıq sahələrə nisbətən küləyin sürətinin artması üçün burada əlverişli şərait yaranır. Vadilərdə və dərələrdə küləyin xarakteri hava axınına nisbətən yerin mövqeyindən asılıdır. Əgər dərənin



**Şəkil 9.6. Küləyin maneələri dəf etməsi**

İstiqaməti külək istiqamətində yerləşirsə, onda hava axını onun oxu istiqamətində sərbəst hərəkət edir. Əgər küləyin istiqaməti dərənin istiqamətinə perpendikulyardırsa, onda havanın axını orada zəifdir. Vadinin dibində dərəyə nisbətən hava daha sakit vəziyyətdə olur. Bunun nəticəsində dərə üzərində hərəkət edən hava qatları saxlanılır və onun dibinə doğru düşür. Əks tərəfdəki yamacın havası bu ümumi axına cəlb edilir və dərədə üfüqi oxu olan ilə burulğan yaranır.



**Şəkil 9.7. Küləyin iki yüksəkliyi etməsi**

Məşə yer səthi üzərində küləyə böyük təsir göstərir. Məşə massivi ilə rastlaşan hava axını parçalanır: onun bir hissəsi məşə üzərinə qalxır, digəri isə məşənin dərinliyinə daxil olur. Burada məşənin kənarlarından müəyyən bir məsafədə küləyin sürəti zəifləyir, belə ki, küləyin sürətinin zəifləmə dərəcəsi məşə bitkilərinin sıxlığından asılıdır. Külək sıx məşə zolağından ötüb keçdikdə

hündür obyektləri keçən zaman müşahidə edildiyi kimi hava axınının deformasiyası baş verir. Bu zaman meşə zolağının kənarlarında, həm küləkdöyən, həm də əks tərəfdə üfüqi oxu olan burulğanlar formalaşır. Külək keçə bilən, yəni şəbəkə quruluşlu meşə zolaqları, zolaqdan keçən hava axınının strukturunu dəyişdirir. Böyük burulğanlar ağaclara dəyərək daha kiçiklərə parçalanır. Aşağı və daha yuxarıda yerləşən qatlar arasında küləyin sürəti və turbulent mübadilə zəifləyir. Meşə zolaqlarının mühafizəedici təsiri torpağın kiçik hissəciklərini aparan və bununla da onun məhsuldarlığını azaldan tozlu fırtınalara qarşı mübarizədə böyük əhəmiyyət kəsb edir. Qışda mühafizəedici zolaqlar sahələrdə qar örtüyünün daha da bərabər paylanmasına kömək edir. Müşahidələrlə müəyyən edilmişdir ki, əgər meşə zolağı havanı zəif keçirirsə, bu halda hava axını zolağı keçdikdən sonra onun yaxınlığında yerə çadır. Bu zaman zolağın mühafizəedici təsiri ondan böyük məsafələrə yayılmır. Çox nadir və dar zolağın qoruyucu təsiri cüzidir, o hava axını az zəiflədir. Beləliklə, sahə qoruyucu meşə zolaqları nə çox nadir, nə də sıx olmamalıdır. Onların eni 10 - 25 m arasında olmalıdır. Tədqiqatlar göstərir ki, yuxarı hissədən az və aşağıdan yaxşı hava keçirən zolaqlar ən faydalıdır. Hava axınına perpendikulyar yerləşən meşə zolaqları ən effektivdir.

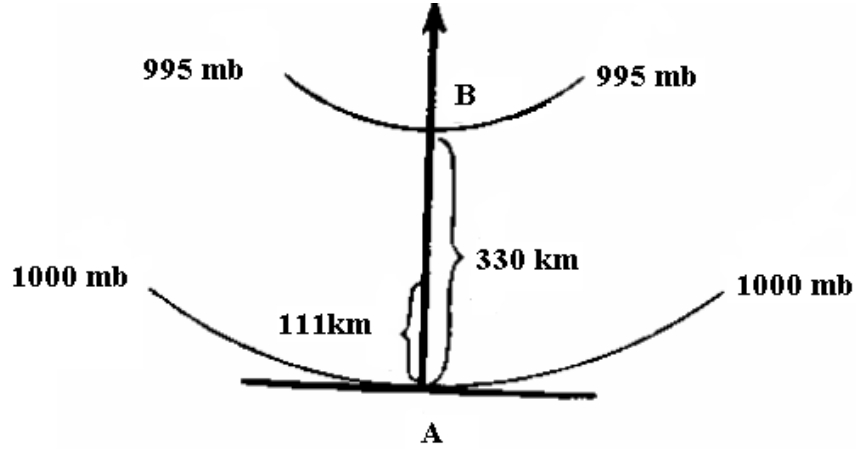
Lakin meşə zolaqları küləyə kiçik bucaq altında və hətta ona paralel olduqda belə küləyi zəiflədir. Meşə zolaqlarının təsir dairəsi onların hündürlüyündən asılıdır. Küləkdöyən tərəfdə küləyin sürətinin azalması ağacların hündürlüyünü 10-15 dəfə, külək tutmayan tərəfdə isə 30-40 dəfə ötən zonada müşahidə olunur.

### **9.7. Küləyin yaranma səbəbi**

Qeyd edildiyi kimi, küləyin yaranma səbəbi havanın temperaturunun qeyri-bərabər paylanması ilə əlaqədar yer kürəsində atmosfer təzyiqinin qeyri-bərabər paylanmasıdır. Əgər hər hansı bir rayonda hava nisbətən daha çox qızırsa, onda o yuxarıya qalxır və bu rayonda aşağı atmosfer təzyiqi sahəsi yaranır. Digər qonşu rayonda əks hadisə müşahidə edilə bilər: soyuq hava aşağı düşərək orada nisbətən yüksək təzyiq olmasına səbəb olur. Belə hallarda hava kütlələrinin qeyri-tarazlığının yaranması havanın yüksək təzyiq sahəsindən aşağı təzyiq sahəsinə doğru hərəkət etməsinə gətirib çıxarır. Havanın hərəkəti təzyiq fərqi yox olana qədər davam edir. Beləliklə, bilavasitə havanı hərəkətə gətirən, eləcə də külək yaradan qüvvə yer səthi yaxınlığında havanın təzyiqinin fərqləridir. Bu fərq barik qradiant ilə müəyyən edilir.

Barik qradiant  $1^0$ -lik enlik məsafəsində, yəni təxminən 111 km, yerləşən iki nöqtədə atmosfer təzyiqlərinin fərqidir. Barik qradiantın qiyməti aşağıdakı kimi müəyyən edilə bilər. Fərz edək ki, xəritədə iki izobar - 1000 və 995 mb (şək. 9.8) çəkilib. AB xətti qradiantın istiqamətini göstərir, onun təsiri həmişə izobarlara perpendikulyardır və təzyiqin azaldığı tərəfə yönəlmişdir. Qəbul edək ki, izobarlar arasındakı məsafə 330 km-dir. A və B nöqtələri arasında qradiyentin qiymətini müəyyən etmək tələb olunur. Aydındır ki, bu qiymət A və B (5 mb) nöqtələri

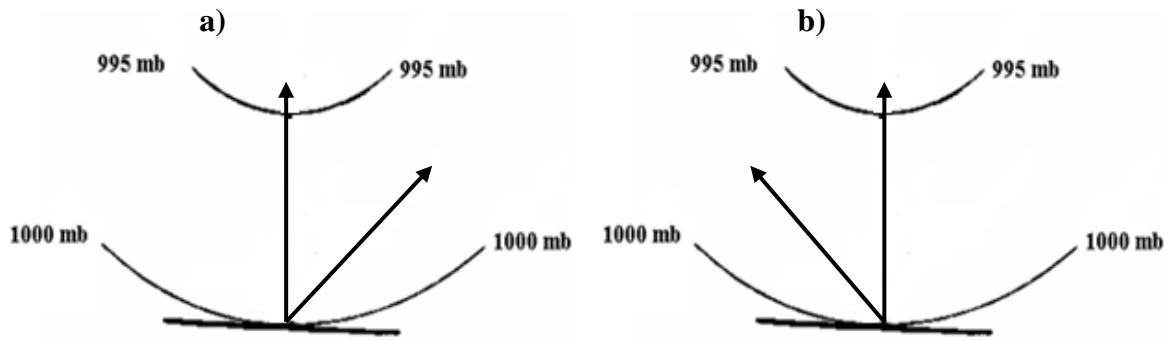
arasındaki təzyiqlər fərqi bərabər olacaqdır. Onda verilən məsafə (330 km)  $10^0$ -lik enliyə (111 km) görə  $330:111 = 3$  dəfə kiçik olar, onda bizim misalda barik qradiyent  $5:3=1,7$  mb olacaqdır. Küləyin sürəti ( m/san) millibarlarla ifadə edilmiş barik qradiyentin təxminən üç mislinə bərabərdir. Bu o deməkdir ki, yuxarıdakı misalda A və B nöqtələrində yerləşən məntəqələr arasında küləyin sürəti 5,1 m/san bərabərdir.



**Şəkil 9.8. Barik qradiyentin qiymətinin təyini**

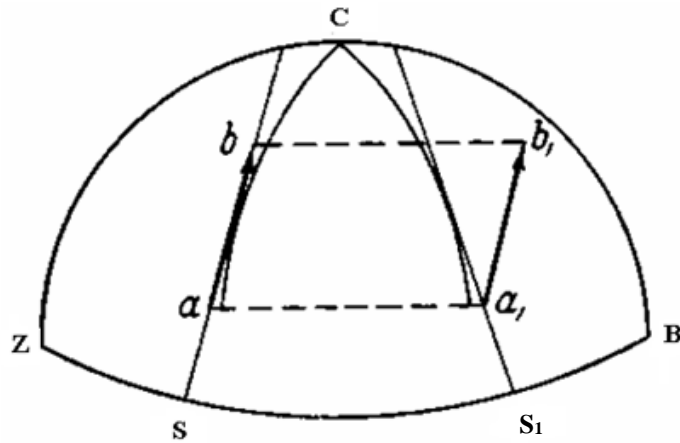
Aydındır ki, təzyiqin qradiyenti nə qədər böyük olarsa, küləyin sürəti də bir o qədər böyük olar. Mülayim enliklərdə barik qradiyentin qiyməti, adətən 2,0 mb-dan böyük deyil, lakin bəzi hallarda o 31,2 mb çatır. Küləyə təzyiqlər fərqi, yəni barik qradiyentdən başqa iki qüvvə: Yer in öz oxu ətrafında fırlanmasından yaranan meyl etmə qüvvəsi və sürtünmə qüvvəsi də təsir göstərir. Yer in öz oxu ətrafında fırlanmasından yaranan meyl etmə qüvvəsi yalnız küləyin istiqamətini dəyişir, onun sürətinə isə təsir etmir. Bu qüvvənin təsiri altında şimal yarımkürəsində külək qradiyent istiqamətindən sağa, cənub yarımkürəsində - sola meyl edir, həm də enlik və küləyin sürəti artdıqca meyl etmə də artır (şək. 9.9). Yer in fırlanmasından yaranan meyl etmə qüvvəsi sıfıra bərabər olan ekvator da küləyin istiqaməti adətən, barik qradiyent in istiqamətinə müvafiqdir. 1838-ci ildə Koriolis isbat etmişdir ki, yer səthi boyunca hərəkət edən hər bir cisim Şimal yarımkürəsində özünün hərəkətinin ilkin istiqamətindən sağa, Cənub yarımkürəsində - sola meyl etməyə çalışır. Fırlanan Yer üzərində hər bir hərəkət edən cisim və ya hava kütləsi özündə fırlanma təcili hiss edir. Bu təcil, müəyyən əlavə (xəyali) qüvvənin təsiri olduğu kimi özünü göstərir, o da Yer in öz oxu ətrafında fırlanmasından yaranan meyl etmə qüvvəsi (və ya Koriolis qüvvəsi) adlanır. Bu qüvvə hərəkəti nə sürətləndirir, nə də yavaşdır, o yalnız onun istiqamətini dəyişir. Beləliklə, Yer in mərkəzdənqaçma qüvvəsinin səbəbi Yer in öz oxu ətrafında fırlanmasıdır. Hərəkət edən hava hissəcikləri Yer in fırlanma hərəkətində iştirak etməklə, eyni zamanda özünün ətaləti ilə hərəkətinin ilkin istiqamətini saxlamağa çalışır.





**Şəkil 9.9. Küləyin barik qradiyent istiqamətindən meyl etməsi**  
**a - şimal yarımkürəsində, b – cənub yarımkürəsində**

Fərz edək ki, barik qradiyent qüvvəsinin təsiri altında olan hava hissəcikləri (Şimal yarımkürədə) ab istiqamətində SC (şək. 9.10) meridianı boyunca hərəkətə başlayır. Yer öz oxu ətrafında qərbdən şərqə fırlandığı üçün müəyyən vaxtdan sonra SC meridianı  $S_1C$  vəziyyətini alacaq, hərəkət edən hava hissəcikləri isə  $b_1$  gələcəkdir. Buna görə də, meridianın  $S_1C$  vəziyyətində  $a_1b_1$  hissəciklərinin istiqaməti onların ilkin ab istiqamətinə paralel olaraq qalır. Şəkildən görüldüyü kimi, hərəkət edən hava axını meridiandan və deməli, barik qradiyent istiqamətindən sağa meyl edir. Buna analogi olaraq, Cənub yarımkürəsində hava axınları hərəkət



**Şəkil 9.10. Yer in öz oxu ətrafında fırlanmasından yaranan meyl etmə**  
**qüvvəsinin təsiri**

istiqamətindən sola meyl edirlər. Həm də, Koriolis qüvvəsinin hərəkət edən cismi nəinki meridional istiqamətdə, hətta hər bir hərəkət istiqamətində meyl etdirməsini göstərə bilərik. Yer in mərkəzdənqaçma qüvvəsinin kəmiyyəti A coğrafi enlikdən  $\varphi$ , hərəkət edən axının sürətindən  $v$ , Yer in fırlanmasının bucaq sürətindən  $\omega$  asılıdır. Sonuncu Yer in 1 san-də öz oxu

ətrafında hansı bucağa döndüyünü göstərir. Yerın fırlanmasının bucaq sürəti radianla ifadə edilir və bərabərdir

$$\omega = \frac{2\pi}{24 \cdot 60 \cdot 60} = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ san}^{-1} \quad (9.1)$$

Bucaq sürətini elə vektorla ifadə edirlər ki, o ədədi olaraq  $\varphi$  bərabər olsun, fırlanma oxu boyunca elə istiqamətlənsin ki, cisim saat əqrəbinin əksinə fırlansın (bu vektorun uzaq qutaracağından baxdıqda). Vahid kütləyə təsir edən Koriolis qüvvəsinin kəmiyyəti aşağıdakı formula ilə ifadə olunur:

$$A = 2 \omega \cdot v \cdot \sin\varphi \text{ sm/ san}^2 \quad (9.2)$$

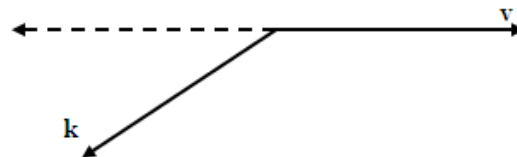
### 9.9. Sürtünmə qüvvəsi

Hərəkət edən hava kütləsinə, həmçinin sürtünmə qüvvəsi də təsir göstərir. Bu qüvvə hərəkət sürətini tormozlayır, yavaşdır. Hava kütləsində sürtünmə, həm xarici, həm də daxili və ya özlülük, ola bilər. Xarici sürtünməyə səbəb hərəkət edən hava kütləsinə yer səthinin mane edici təsiridir. Yer səthinə xarici sürtünmə qüvvəsinin R kəmiyyəti küləyin sürətinə mütənasibdir və hərəkətin əks istiqaməti tərəfə yönəlmişdir. Bu qüvvə aşağıdakı formula ilə ifadə olunur:

$$R = -kv \quad (9.3)$$

burada  $v$  – küləyin sürəti,  $k$  – sürtünmə əmsalındır.

Mənfi işarəsi onu göstərir ki, sürtünmə qüvvəsi sürətin əks istiqamətinə təsir edir. Sürtünmə əmsalının kəmiyyəti  $1,2 \cdot 10^{-4}$  –dən  $0,2 \cdot 10^{-4}$  hüdudunda dəyişir və əhəmiyyətli dərəcədə səth örtüyünün xarakterindən asılıdır. Okeanlar üzərində quruya nisbətən sürtünmə əmsalı təxminən dörd dəfə aşağıdır. Hava hissəciklərinin yerin səthinə sürtünməsi nəticəsində yaranan hərəkətin yavaşması daxili sürtünmə hesabına yuxarıda yerləşən qatlara ötürülür. Daxili sürtünmənin təsiri, müxtəlif hərəkət sürətlərinə malik olan qonşu hava qatları və hava hissəcikləri bir-birinə təsir göstərməsindən ibarətdir. Turbulent mübadilə ayrı-ayrı hissəciklərin və ya hava kütlələrini bir qatdan digərinə nəql edilməsinə gətirib çıxarır, nəticədə hərəkətlərin



Şəkil 9.11. Sürtünmə qüvvəsinin istiqaməti

miqdarının mübadiləsi baş verir. Bu zaman yavaş hərəkət yuxarıda, daha sürətli hərəkətlər isə aşağı qatlarda olur. Beləliklə, turbuləntlik dərəcəsi atmosferdə sürtünmə qüvvəsi kəmiyyətinə əhəmiyyətli təsir göstərir. Turbuləntliklə əlaqədar olan sürtünmənin bu növü, turbulənt və ya

virtual sürtünmə adlanır, öz kəmiyyətinə görə bu sürtünmə havanın molekulyar daxili sürtünməsindən on minlərlə dəfə böyükdür.

Deməli, turbulentiyyə təsir edən hər bir səbəb atmosferdə sürtünmə qüvvəsi kəmiyyətinə və onun şaquli paylanmasına təsir göstərir. Təcrübi verilənlər göstərir ki, xarici və daxili sürtünmədən ibarət olan yer səthi yaxınlığındakı sürtünmə qüvvəsi hava axını istiqamətinə qarşı ciddi yönəlməmişdir, o bu istiqamətdən təxminən  $35^\circ$  bucaq altında sola meyl edir (şək. 9.11).

### 9.10. Mərkəzdənqaçma qüvvəsi

Hava hissəciklərinin əyri xətti hərəkəti zamanı, baxılan qüvvələr başqa mərkəzdənqaçma qüvvəsi də meydana gəlir, onun təcili aşağıdakı formula ilə ifadə olunur:

$$C = v/r^2 \text{ sm/san}^2 \quad (9.4)$$

burada  $r$  – hissəciyin trayektoriya əyrisinin radiusu,  $v$  – hava hissəciyinin xətti sürəti.

Atmosfer şəraitində mərkəzdənqaçma qüvvəsinin kəmiyyəti adətən kiçikdir, çünki, çox vaxt hava hissəciklərinin trayektoriyası kiçik əyriliyə malikdirlər. Hərəkət trayektoriyasının radiusu bir neçə yüz metr təşkil edir. Lakin, küləyin böyük sürətlərində və əyriliyin kiçik radiusunda mərkəzdənqaçma qüvvəsi barik qradiyent qüvvəsini üstələyən böyük qiymət ala bilər. Belə şəraitlər əyrilik radiusu kiçik, hərəkət radiusu yüksək olan kiçik burulğanlarda yaranır. Bu burulğanlar çox vaxt dyanıqsız olan isti havada formalaşır. Koriolis qüvvəsinin qiyməti mərkəzdənqaçma qüvvəsi ilə müqayisədə kiçik olan aşağı enliklərdə mərkəzdənqaçma qüvvəsi hava axınlarının hərəkətinə əhəmiyyətli təsir göstərə bilər.

Mərkəzdənqaçma qüvvəsi həmişə hərəkət trayektoriyası radiusu boyunca onun qabarmış tərəfinə yönəldilmişdir. Beləliklə, biz aşağıdakı nəticəyə gələ bilərik:

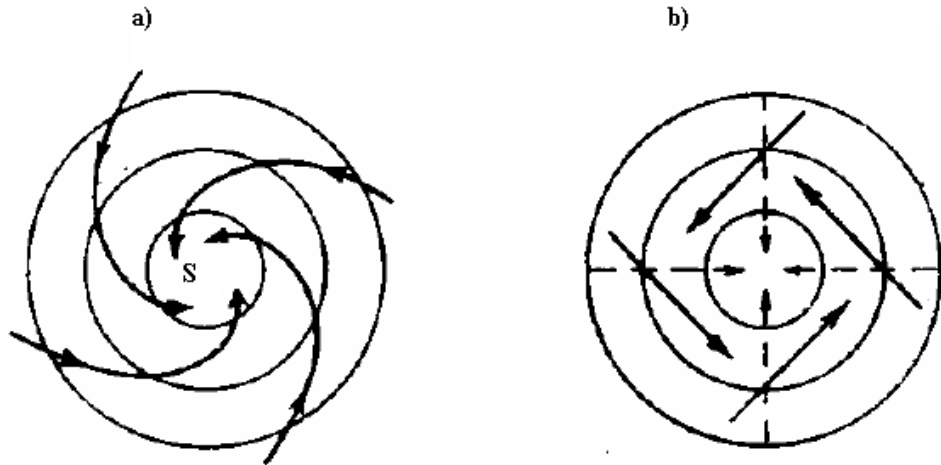
- a) külək yüksək təzyiq sahəsindən alçaq təzyiq sahəsinə doğru əsir;
- b) küləyin sürəti təzyiqlər fərqi kəmiyyətinə, barik qradiyentin kəmiyyətinə mütənasibdir (qradiyentin kəmiyyəti böyük olduqca, küləyin sürəti də böyük olur);
- c) şimal yarımkürəsində külək sağa, cənub yarımkürəsində isə sola meyl edir, həm də enlik və küləyin sürəti artdıqca, eləcə də hərəkət edən havanın yer səthinə sürtünmə qüvvəsi azaldıqca bu meyl etmə də artır.

Bu nəticələr küləklərin üç əsas qanunlarını ifadə edir.

Alçaq və yüksək təzyiq sahələrində hava axınları sistemlərini nəzərdən keçirək.

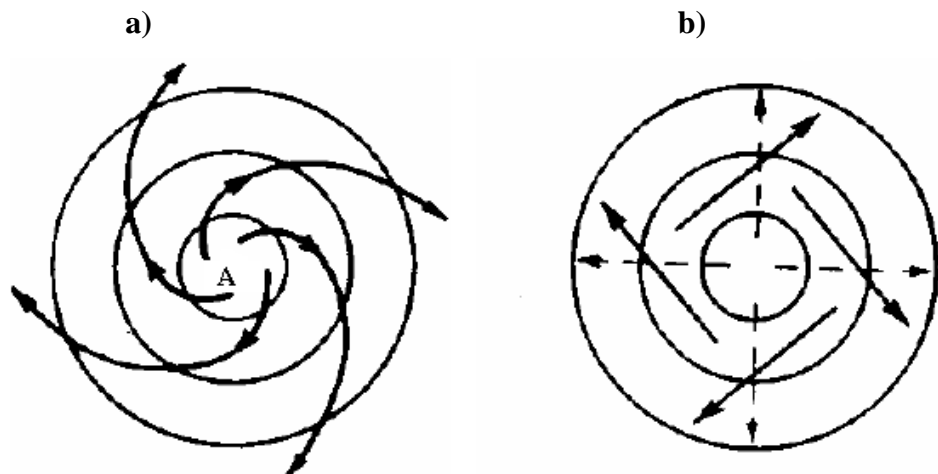
Küləklərin birinci qanuna uyğun olaraq alçaq təzyiq sahəsində hava axınları kənarlardan mərkəzə doğru istiqamətlənir, burada havanın təzyiqi minimuma çatır. Yer in öz oxu ətrafında fırlanmasından yaranan meyl etmə qüvvəsinin təsiri altında hava axınları şimal yarımkürəsində hava axınları sağa, cənub yarımkürəsində isə sola meyl edir. Bunun nəticəsində yer səthi üzərində hava axınları alçaq təzyiq sahəsinin mərkəzinə doğru düz yollarla deyil, qövsvari

yollarla, şimal yarımkürəsində saat əqrəbinin əksinə, cənub yarımkürəsində isə saat əqrəbi istiqamətində hərəkət edir (şək. 9.12).



**Şəkil 9.12. Şimal yarımkürəsində siklonun yerləşdiyi sahədə hava axınları: a-hava axınlarının hərəkəti, b- küləklərin istiqaməti (qırıq-qırıq xətlə barik qradientin istiqaməti göstərilir)**

Beləliklə, alçaq təzyiq sahəsinin aşağı qatlarında hava axınları şimal yarımkürəsində saat əqrəbinin əksinə, cənubda- saat əqrəbi istiqamətində hərəkət edən nəhəng burulğan yaranır (şək.9.12). Bununla yanaşı, alçaq təzyiq sahəsində yuxarıya doğru axınlar da baş verir; yuxarı qatlarda hava mərkəzdən yayılır. Küləklərin belə bir sistemi siklonik adlanır, alçaq təzyiq sahəsi isə **siklon** adı daşıyır.



**Şəkil 9.13. Şimal yarımkürəsində antisiklonun yerləşdiyi sahədə hava axınları: a-hava axınlarının hərəkəti, b- küləklərin istiqaməti (qırıq-qırıq xətlə barik qradientin istiqaməti göstərilir)**

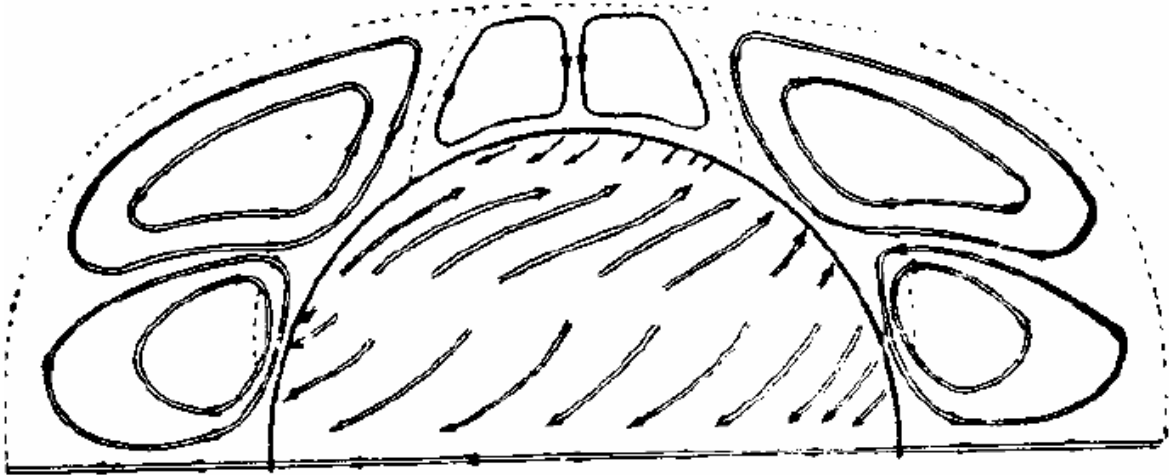
Yüksək təzyiq sahəsində hava axınları əks istiqamətə malikdirlər. Burada hava mərkəzdən yayılır və şimal yarımkürəsində sağa və cənubda – sola meyl etməklə, şimalda saat əqrəbi, cənubda - saat əqrəbinin əksinə qövsvari şəkildə malik olan yollarla hərəkət edir (şək. 9.13). Bununla əlaqədar olaraq, şimal yarımkürəsində yüksək təzyiq sahəsinin aşağı qatlarında saat əqrəbi, cənubda - saat əqrəbinin əksi istiqamətində hərəkət edən burulğan yaranır (şək.

9.13<sup>b</sup>). Yüksək təzyiq sahəsi üzərində aşağıya axınlar müşahidə edilir; yuxarıda hava mərkəzə axır. Küləklərin bu sistemi antisiklonik adlanır, belə sistemli yüksək təzyiq sahəsi isə **antisiklon** adı daşıyır. Qitələrin ölçülərinə bərabər olan irimiqyaslı hava axınlarının cəmi **atmosferin ümumi sirkulyasiyası** adlanan küləklər sistemini formalaşdırır.

### 9.11. Atmosferin ümumi sirkulyasiyası

Yer kürəsi üzərində hava axınlarının cəmi **atmosferin ümumi sirkulyasiyası** adlanır. Bu cərəyanlar kifayət qədər dayanıqlıdır və geniş coğrafi əraziləri əhatə edir. Bu zaman hava kütlələrinin və bununla birlikdə havanın xarakterinin dəyişməsində özünü göstərən isti və rütubətin bir ərazidən digərlərinə nəql edilməsi həyata keçirilir. Atmosferin ümumi sirkulyasiyasının öyrənilməsi nəinki nəzəri, həm də böyük praktiki əhəmiyyəti vardır. Buna görə də bu məsələnin öyrənilməsi həmişə bir çox alimlərin diqqətini cəlb etmişdir. Hal-hazırda ümumi sirkulyasiya məsələsi meteorologiyanın ən vacib problemlərindən biri olaraq qalır. Atmosfer proseslərinin inkişafı qanunlarını, yəni atmosferin ümumi sirkulyasiyası qanunlarını bilmədən uzunmüddətli hava proqnozlarının fiziki əsaslandırılmış metodlarını işləyib hazırlamaq, eləcə də kiçik ehtimallı proqnozları vermək mümkün deyil. Son illərdə elmin ümumi tərəqqisi ilə, xüsusilə, atmosferin tədqiqat üsullarının təkmilləşdirilməsi ilə əlaqədar atmosferin ümumi sirkulyasiyası sahəsində biliklərimiz əhəmiyyətli dərəcədə genişləndirmişdir. Ümumi sirkulyasiyanı tədqiq və izah etmək üçün ilk cəhd XVII və XVIII əsrlərdə başlanmışdır.

Atmosferin ümumi sirkulyasiyası çox mürəkkəb və dəyişkən xarakterə malikdir, lakin, yer kürəsinin bu və ya digər geniş ərazisinin iqlimini müəyyən etməklə, onun əsas fərqləndirici xüsusiyyətləri ildən-ilə qalır. Atmosferin ümumi sirkulyasiyası sadə şəkildə aşağıdakı kimi təsvir etmək olar (şək. 9.14). Ekvator boyunca yerləşən havanın aşağı qatlarının güclü qızması ilə əlaqədar onlar yuxarıya qalxır və oradan şimala və cənuba yayılaraq, bütün ekvator boyunca alçaq təzyiq sahəsi yaradırlar. Qalxan havanın yerinə ekvatorun şimalda və cənubda, təxminən 30 və 35° enliklər arasında yerləşən ərazilərdən, daha yuxarı təzyiq sahələrindən hava kütlələri axıb gəlir. Yerin fırlanmasının meyletmə qüvvəsinin təsiri altında bu kütlələrin hərəkəti şimal yarımkürəsində sağa və cənubda – sola meyl edir. Nəticədə, ekvatorun hər iki tərəfdə atmosferin aşağı qatlarında şimal yarımkürəsində şimal-şərq və cənubda - cənub-şərq istiqamətli davamlı küləklər əsir. Bu küləklər **passatlar** adlanır; onlar 1-4 km hündürlüyə qədər yüksəlir. Bu küləklərin əsdiyi ərazilərin sərhədləri, yay və qış gün dönmü vəziyyətindən asılı olaraq, günəşin ardınca yerini dəyişir. Passat küləkləri üzərində əks istiqamətdə, yəni, şimal yarımkürəsində - cənub-qərb, cənubda - şimal-şərq istiqamətində əsən küləklər yaranır. Bu küləklər **antipassatlar** adlanır.



**Şəkil 9.14. Atmosferin ümumi sirkulyasiyasının sxemi**

Beləliklə, ekvator və 30-35° enliklər arasında qapalı dövrən yaranır. Passatlar və antipassatlar arasında keçid qatda dəyişkən istiqamətli küləklər müşahidə edilir. Ekvator da alçaq təzyiqli sahədə durğunluq və ya zəif dəyişkən küləklər olan, bəzən güclü tropik fırtına ilə pozulan nisbətən dar zolaq yerləşir. 30 - 35° şm.en-dən şimala və 30 - 35° cn.en-dən 60 - 65° paralellər boyunca yerləşən alçaq təzyiqli sahələrinə qədər şimal yarımkürəsində cənub - qərb və qərb, cənubda – qərb və şimal-qərb istiqamətli küləklər üstünlük təşkil edir. Bu küləklər üçün hətta daha yüksək qatlarda belə qərb istiqaməti hakimdir, lakin, bununla yanaşı mülayim enliklərdə dövrən olduqca daimi deyil. Burada çox müxtəlif istiqamətli küləklərə səbəb olan siklon və antisiklonlar fasiləsiz olaraq yaranır və inkişaf edir. 60 - 65° enliklərin yaxınlığında hava yuxarıya qalxır və yuxarı qatlardan tropiklərə geri qaydır, bununla da mülayim enliklərdə hava dövrənini qapanır.

Qütb ərazilərində soyuq və sıx hava kütlələrinin toplanması sayəsində yüksək təzyiqli sahəsi yaranır. Buna görə də burada şimal yarımkürəsində şimal-şərq və cənubda - cənub-şərq istiqamətli küləklər üstünlük təşkil edir. Tropik, mülayim və qütb enliklərində hava dövrənini biri-biri ilə sıx bağlıdır; hava bir dövrədən digərinə keçə bilər. Deməli, əvvəllər düşündükləri, göstərilən sxemdə göstərildiyi kimi (şək. 9.14), qeyd edilən dövrənlər heç də tam qapalı deyil.

### **9.12. Mussonlar**

Atmosferin ümumi sirkulyasiyası mövsümi dəyişikliklərə məruz qaldığı üçün tropik və troipikdən kənar enliklərin bir sıra rayonlarında o musson (mövşümi) xarakteri daşıyır. Sirkulyasiyanın musson xarakteri bəzi ərazilərdə çox kəskin, digərlərində isə elə zəifdir ki, onu yalnız küləyin istiqamətinin çoxillik müşahidələrindən aşkar etmək olar. Mussonlar kifayət qədər güclü hava axınlarıdır, onlar geniş əraziləri tutmayaraq, qışda 2000 m, yayda 4000 – 5000

m hündürlükdə yayılır. Bu küləklərə Yerin fırlanmasının meyletmə qüvvəsi təsir etdiyi üçün onların istiqaməti şimal yarımkürəsində sağa və cənubda – sola meyl edir. Qışdan yaya doğru öz istiqamətini əksinə və ya ona yaxın dəyişən, kifayət qədər dayanıqlı, mövsümi xarakter daşıyan hava axınları **musson** adlanır.

Mussonlar quru və dənizin qeyri-bərabər qızmasından formalaşan yüksək və alçaq təzyiqli sahələrinin, məsələn, asiya antisiklonu və asiya yay depressiyasının, biri-birini əvəz etməsi ilə bağlıdır. Musson sirkulyasiyası ekvatorial ərazilərdə də müşahidə olunur. Şimal yarımkürəsində yay ortasında (iyun - iyul) daha isti ərazi, yəni, ən aşağı təzyiqli sahəsi ekvatorial deyil, tropiklərə yaxın zonadır. Şimal yarımkürəsində qışda bu alçaq təzyiqli zonası ekvatora yerini dəyişir, bəzi rayonlarda hətta Cənubi yarımkürəsinə keçir. Bunun sayəsində ekvatora yaxın zonada hava axınlarının vaxtaşırı istiqamətinin dəyişməsi müşahidə olunur. Yarım il bir istiqamətdə və yarım il əks istiqamətdə əsən bu mövsümi axınlar ekvatorial mussonlar adlandırılır. Hindistan və Afrikada olan belə inkişaf etmiş mussonlar yayda şimal-şərq passatını tamamilə pozur və onu cənub-qərb passatı ilə əvəz edir; burada qış mussonu passat ilə üst-üstə düşür və yayda olduğu kimi onu dağıtmır, əksinə, gücləndirir.

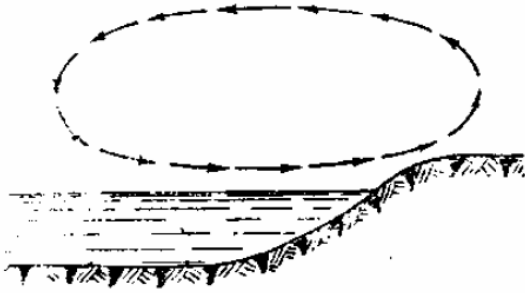
Sirkulyasiyanın mövsümi dəyişiklikləri mülayim enliklərdə də müşahidə edilir. Mövsümlər dəyişdikdə dəniz və quru arasında temperatur fərqlərinin işarəsi dəyişir, qitə üzərində təzyiqli qış maksimumları itir, onları yay minimumları əvəz edir. Qışda antisiklonik sirkulyasiyanın sayəsində qitələrin sahillərində küləklər qurudan dənizə əsir. Yayda qitələrin üzərində siklonik sirkulyasiya müşahidə edilir və hava axınları dənizdən quruya istiqamətlənir. Mussonlar Rusiyada, Asiyanın şərq sahillərində, xüsusilə güclü inkişaf edir. Burada onlar hava şəraitinə və iqlimə güclü təsir göstərir. Məsələn, musson iqliminin sayəsində Vladivostokda ( $\varphi = 43^\circ$ ) çox sərt qış müşahidə edilir, burada yanvar ayının orta temperaturu  $-14, 0^\circ$  təşkil edir, halbuki eyni enlikdə yerləşən Suxumidə yanvarın orta temperaturu  $6,2^\circ$ -dir. Zəif mussonlar həmçinin Qafqazın Qara dəniz sahilində, Xəzər dənizi və Şimal Buzlu okeanın sahillərində də müşahidə olunur.

### 9.13. Yerli küləklər

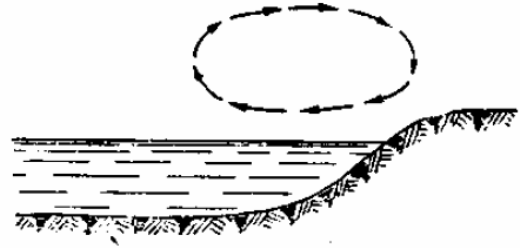
İri miqyaslı hava axınlarından başqa yer kürəsinin müəyyən rayonlarında atmosferin ümumi sirkulyasiyasına aid olmayan **yerli küləklər** də əsir. Onlar müəyyən ərazilərdə yerli fiziki-coğrafi şəraitlərin təsiri altında meydana gələn hava axınlarıdır. Onlara aiddir: brizlər, dağ-dərə küləkləri, fyon, bora və s. Yerli küləklər nisbətən kiçik əraziləri əhatə edir və çox vaxt davamiyyətli olmurlar. Yerli küləklərin bəzilərini nəzərdən keçirək.

**Brizlər.** Okean, dəniz və göllərin sahillərində sutkada iki dəfə istiqamətini dəyişən küləklər **briz** adlandırılır. Gündüz onlar gecə, dənizdən quruya, gecə qurudan dənizə əsirlər.

Aşağı enliklərdə brizlər il boyu, mülayim və yuxarı enliklərdə - adətən ilin isti aylarında yaranırlar. Aydın, quru havada brizlər, xüsusilə kəskin özlərini göstərirlər. Gündüz sahil zolağında dəniz brizi bir qədər havanın temperaturunu aşağı salır və rütubətliyi artırır. Dəniz brizi ilə əhatə olunan sahil zolağının eni 20-40 km-ə yaxındır, bəzən isə daha böyükdür. Orta enliklərdə brizlərin hündürlüyü bir neçə yüz metrdir, tropiklərdə bundan da hündürdür. Brizlərin əmələ gəlməsinin səbəbi sutka ərzində quru və dənizin qeyri-bərabər qızması və soyumasıdır. Gündüz quru dənizə nisbətən daha çox qızır, əksinə, gecə o əhəmiyyətli dərəcədə soyuyur. Buna görə də gündüz qızmış havanın yuxarıya qalxması və müəyyən hündürlükdə qurudan dənizə onun yayılması və dənizdə aşağı enməsi müşahidə olunur. Ona görə də gündüz quruda təzyiq bir qədər enir, dəniz üzərində isə artır. Nəticədə gündüz yer səthi üzərində quruya yönəlmiş təzyiq gradientləri yaranır və dənizdən əsən külək qeyd edilir (şək.9.15). Beləliklə, gündüz quru və dənizin qeyri-bərabər qızması ilə əlaqədar havanın sirkulyasiyası yaranır. Gecə əks hadisə baş verir, quru dənizə nisbətən daha çox soyuyur. Buna görə gecə quru üzərində hava su səthi üzərindəki havadan daha soyuqdur. Bu quru üzərində bir qədər yüksək təzyiqin yaranmasına və



**Şəkil 9.15. Dəniz brizi**



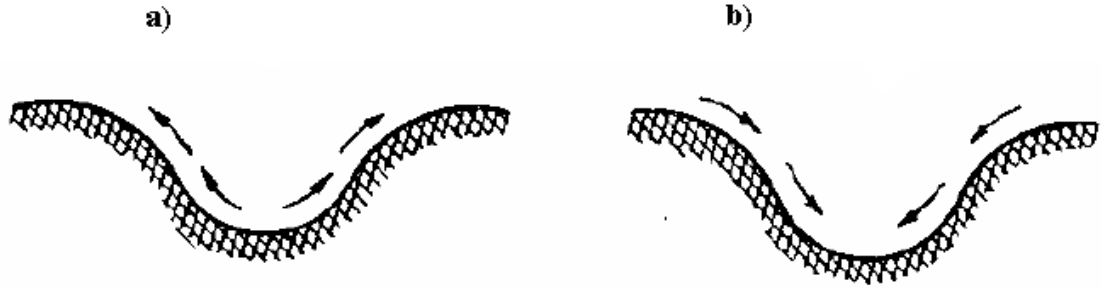
**Şəkil 9.16. Sahil brizi**

qurudan dənizə yönəlmiş təzyiq gradientlərinin əmələ gəlməsinə gətirib çıxarır. Buna görə də yer səthi üzərində külək sahilədən dənizə - sahil brizi əsir (şək. 9.16). Bu briz dəniz brizi ilə müqayisədə kiçik şaquli qalınlığı ilə xarakterizə olunur, çünki, quruda gecə soyuması yer səthinə bitişik nisbətən nazik hava qatına yayılır. Ona görə də sahil brizi dəniz brizi ilə müqayisədə daha dar zolağı tutur. Çox zəif brizlər yayda çay və göllərin sahillərində yaxşı havada yarana bilər. Günorta çay sahilində havanı çay tərəfdən, gecə - qurudan hiss etmək olar. Brizə oxşar havanın zəif sirkulyasiyası, həmçinin yayda meşəsi olan açıq sahədə də yaranır. Gündüz yaxşı havada açıq sahəyə meşədən sərin hava gəlir, ağacların çətri səviyyəsində əks axın baş verir. Gecə isə sahədən meşəyə, ağacların çətri səviyyəsində - meşədən sahəyə hava axını yaranır. Bu halda ağacların çətri səviyyəsində havanın axını daha kəskin özünü göstərir, belə ki, yer üzərində havanın hərəkəti yer səthinə sürtünmədən yavaşdır.



Oxşar hadisələr yayda yaxşı havada şəhərin kənarında müşahidə olunur. Şəhərdə ətraf ərazilərə nisbətən temperatur yuxarıdır, təzyiq isə bir qədər aşağıdır. Buna görə havanın şəhərə yönəlmiş hərəkəti yaranır.

**Dağ-dərə küləkləri.** Dağlarda aydın, quru havada küləklərin düzgün növbələşməsi baş verir: gündüz külək dərələrdən, gecə, əksinə-dağlardan əsir (şək. 9.17). Küləklərin bu növbələşməsi dağlıq ərazilərdə yayda xüsusilə kəskin özünü göstərir; qışda o zəifləmiş müşahidə



**Şək. 9.17. Dağ-dərə küləkləri**

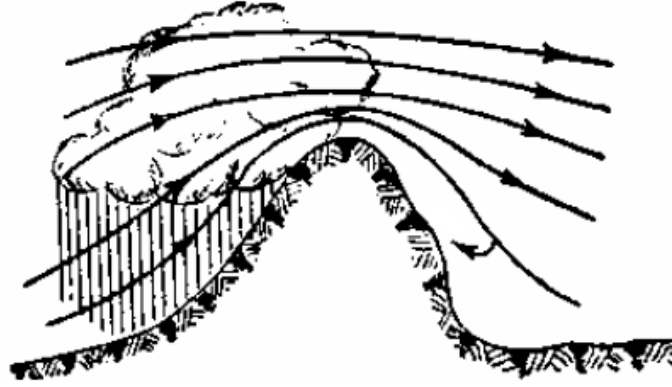
*a – gündüz, b – gecə*

olunur. Ən əhəmiyyətli dərə küləkləri gündüz cənuba baxan yamaclar boyunca meydana gəlir. Gündüzlər müşahidə edilən dərə küləklərinin yaranma səbəbi, eyni hündürlükdə sərbəst atmosferə nisbətən yamacların daha güclü qızmasıdır; bu gündüz havanın yamaclar boyunca yuxarıya qalxmasına gətirib çıxarır. Gecə isə soyuma sayəsində hava daha sıx olur və o yamaclarla aşağıya dərələrə axır. Dağlıq ərazilərdə küləklərin belə müntəzəm növbələşməsi hava şəraitinə təsir göstərir. Gündüz, xüsusilə, günorta saatlarında, yaxşı hava şəraitində qalxan hava dərələrdən su buxarını yuxarıya aparır. Buna görə, bu zaman ərzində havanın rütubətliyi yuxarılarda artır və vadilərdə azalır. Gecə isə aşağı düşən cərəyanlar rütubəti vadilərə gətirir, buna görə dağlarda rütubət azalır.

Əgər dağlar buzlaqlar ilə örtülürsə onda sonunculardan buzlaq küləyi şəklində soyuq havanın axını ola bilər. Bu külək sutka ərzində bir istiqamətdə əsir, gecə dağ küləyi ilə üst-üstə düşən zaman güclənir və gündüz, buzlaqdan gələn soyuq hava axını qarşı tərəfdən gələn dərə küləyi ilə yavaşdılan zaman, zəifləyir. Bu iki hava axınlarının rastlaşdığı yerlərdə tez-tez dumanlar yaranır.

**Fyonlar.** Fyonlar və bora kimi küləklər də həmçinin yerli küləklərə aid edilə bilər. Bu küləklər, həm siklon və antisiklonların, həm də ərazinin oroqrafiyası ilə bağlıdır. Fyon dağlardan əsən çox isti, quru küləkdir. Bəzən bu külək qar və buzlaq ilə örtülmüş dağlardan əsir. Fyonlar Cənubi Qafqazın bəzi yerlərində, xüsusilə Kutaisi ərazisində formalaşır. Çox vaxt onlar qış və yazda olur, amma ümumilikdə il boyu müşahidə edilə bilərlər. Fyonlar, dağ silsiləsinin vadi olan tərəfində aşağı, digər tərəfində - yüksək təzyiq sahəsi olduqda yaranır. Belə şəraitlərdə dağ

silsilələrindən aşağı təzyiq sahəsi yerləşən vadiyə yönəldilmiş hava axınları meydana gəlir. Fyonlar dağ sistemini antisiklon tutduğu halda da yarana bilər. Onda havanın ümumi aşağı düşməsi baş verir və fyonlar hər iki yamacda müşahidə olunur. Fyonun istiliyi və quruluğu aşağıdakı səbəblərdən baş verir. Fərz edək ki, hərəkət edərkən dağ silsiləsi şəklində maneəyə rast gəlir. Onda o külək tutan yamac boyunca yuxarıya qalxacaq və bu zaman adiabatik soyuyacaq. Əgər hava buxar ilə doymuş deyilsə, onda su buxarı doymuş hala çatana qədər onun temperaturu



**Şək. 9.18. Fyon**

hər 100 m-də  $1^\circ$  aşağı düşəcək. Havanın sonrakı qalxması zamanı onun temperaturu kiçik kəmiyyətdə aşağı düşəcək, çünki, su buxarının kondensasiyası bu zaman gizli istiliyin ayrılması ilə gedir. Bu kondensasiya, hava kütləsinin qalxması ilə yağıntı verəcək. Zirvəyə çatdıqda əks yamac boyunca aşağı enməyə başlayacaq, bu zaman o adiabatik olaraq hər 100 m düşmədə  $1^\circ$  qızacaq. Buna görə, o vadiyə yüksək temperatur və aşağı nisbi rütubətliliklə gəlir (şək. 9.18). Bu prosesi başa düşmək üçün, aşağıdakı sadə bir misalı nəzərdən keçirək. Fərz edək ki, temperaturu  $10^\circ \text{C}$  və nisbi rütubətliyi 100% olan hava öz yolunda hündürlüyü 2000 m olan dağ silsiləsi ilə qarşılaşır və bu silsilənin yamacı boyunca yuxarı qalxır. Belə qalxma zamanı o adiabatik olaraq soyuyacaq və onun temperaturu aşağı enəcək. Təxmini hesablama üçün temperaturun bu halda hər 100 m qalxmada  $0,5^\circ$  azaldığını qəbul edə bilərik. Bu soyuma su buxarının kondensasiyasına və silsilənin külək döyən yamacında yağıntıların düşməsinə səbəb olacaq. Hava zirvəyə çatan zaman onun temperaturu  $0^\circ$ -yə bərabər olacaq. Bu temperaturda su buxarı 6,1 mb-dan yuxarı elastikliyə malik ola bilməz və sonuncu maksimal olacaqdır. Zirvəyə çatdıqdan sonra, hava aşağı enməyə başlayır və hər 100 m enmədə adiabatik olaraq  $1^\circ$  qızır. Hava 2000 m yüksəklikdən endikdə onun temperaturu  $20^\circ$  yüksəlir; su buxarı isə zirvədə olduğundan çox olmayacaqdır. Çünki,  $20^\circ$  temperaturda doymuş buxarın elastikliyi 23,4 mb bərabərdir, onda vadiyə enən havanın nisbi rütubətliyi müəyyən ediləcəkdir. Beləliklə, vadiyə enən hava isti və quru olacaqdır.

$$\frac{6,1 \cdot 100}{23,4} = 26 \%$$

Fyonda temperatur və rütubətliyin dəyişməsi çox tez baş verir. Belə ki, 28 fevral 1915-ci ildə Batumidə Yaşıl Burunda yaranmış fyonda havanın temperaturunun və rütubətliyinin aşağıdakı dəyişiklikləri baş verirdi:

Saatlar .....	7	13	19
Temperatur (dərəcə) .....	9,0	10,0	24,4
Nisbi rütubətlik (%) .....	99	95	16

Fyonlar Kırıda, Altayda, Alp dağlarında, Şimali Amerikada Qayalı dağların şərq yamaclarında və digər yerlərdə müşahidə edilir. İlin isti dövründə əsən fyonlar taxıl və tərəvəzin yetişməsini sürətləndirir; güclü fyonlar zamanı bitkilər quruma nəticəsində məhv ola bilər. Qışda fyonlar qar uçqunlarına səbəb olur.

**Axım küləkləri.** Fyon hadisələrinə axım küləklərini də aid etmək olar, onlar Antarktida qışlama zamanı yaxşı tədqiq edilmişdir. Axım küləkləri – Antarktikanın gümbəzindən aşağı əsən küləklərdir. Buz yamacı kifayət qədər dik olan və ya buzlaq dərələrinin istiqaməti hava axını ilə üst-üstə düşən sahil ərazilərində onlar xüsusilə aydın özünü göstərirlər. Axım küləkləri öz başlanğıcını 700-800 km sahilədən uzaqda, antarktik barik maksimumun kənarlarından, ərazinin meyilliyi başlanan yerdən götürürlər. Sahilə yaxınlaşdıqca hava axının sürəti tədricən artır və antarktik yaylanın yamacının dikliyi ən böyük olan sahilin yaxınlığında maksimuma çatır. Sahilə çatdıqda hava axını sanki kiçik burulğanlara parçalanır və sahilədən 3-4 km məsafədə tədricən sönür. Hava aşağı endikdə adiabatik qızır və buna görə fyon kimi özünü göstərir. Lakin qeyd etmək lazımdır ki, axım küləkləri isti və quru fyon deyil, o soyuq və quru hava axınıdır.

Axım küləyinin aşağı temperaturu onunla izah edilir ki, buz yamacı boyunca aşağı düşən havanın ilkin temperaturu çox aşağı olur. Fərz edək ki, Pioner st.(hündürlük 2700 m) ərazisindən aşağı enən havanın temperaturu  $-50^{\circ}$ -dir. Hər 100 m enmədə temperatur  $1^{\circ}$  artır. Beləliklə, hava sahilə -  $23^{\circ}$  temperatur ilə çatacaq. Antarktidada axım küləkləri çox sərtidir, çünki, onlar çox aşağı temperaturlarla ilə müşayiət olunurlar. Bu küləklər çox vaxt antisiklon olduqda formalaşırlar, ona görə də onlar üçün aydın və az buludlu hava xarakterikdir. Axım küləklərinin yaranması əsasən təcilin təsiri altında baş verir. Ona görə də bu küləklər üfüqi barik gradient olmadıqda da müşahidə edilə bilər. Axım küləklərinə keçid hətta antisiklonik hava şəraiti bərqərar olmamışdan əvvəl baş verə bilər. Şərqi Antarktidada havanın axını siklon keçdikdən sonra başlayır. Bu zaman buz yamacı boyunca əvvəlcə quruya gətirilən dəniz havası enir, o adiabatik istiləşərək, doymuş haldan uzaqlaşır və isti fyon formasında gəlir.

Axım küləkləri kəskin şiddətliyə malikdir. Qısa müddət ərzində onlar durğunluğa qədər sakitləşir və kəskin qasırgaya qədər güclənirlər. N.P. Rusinə görə küləklərin belə kəskinliyi

burulğanların keçməsi ilə bağlıdır. Küləyin sürəti zəif olan yüksək hündürlükdən yer səthinə burulğan gəldikdə, aşağıda külək dayanır. Küləyin sürəti böyük olan kiçik hündürlükdən yer səthinə burulğan gəldikdə, aşağıda külək kəskin güclənir. Axım küləkləri özləri ilə ümumi soyuqluq fonunda temperaturun və rütubətin kəskin dəyişməsinə gətirir. Bu həmçinin şaquli oxlu burulğanların yerdəyişməsi ilə bağlıdır. Qışda axım küləkləri həmişə 3-5 metr hündürlüklə məhdudlaşan güclü alçaq çovğunlarla müşayiət olunur. Qeyd etmək maraqlıdır ki, axım küləklərində hündürlüyü 400-500 m olan yerüstü temperatur inversiyası müşahidə olunur. Bu inversiya hətta güclü küləklərdə belə dağılmır. İversiya qatının yaranması yerüstü hava qatının yer səthindən soyuması və eyni zamanda yuxarıda yerləşən hava qatının yamac boyu aşağı endikdə adiabatik qızması ilə əlaqədardır. Axım küləkləri aydın sutkalıq gedişə malikdirlər, bu qış dövründə belə özünü biruzə verir. Onlar adətən axşam başlayır, tədricən güclənərək, gecə maksimuma çatır, sonra tədricən zəifləyərək, günəş doğana yaxın sakitləşir. Gündüz saatlarında axım küləklərinin zəifləməsini bu zaman dərəcə küləklərinin meydana gəlməsi ilə izah edilə bilər. Yayda və yazda bu küləklər üstün olur. Ərazinin relyefi havanın axımı üçün əlverişli olan yerlərdə, xüsusilə, ən güclü axım küləkləri müşahidə olunur. Bu səbəblərdən Adeli Torpağında qasırğa gücünə çatan güclü küləklər yaranır.

**Bora.** Sahildə yüksək olmayan dağlardan (hündürlüyü 1000 m-dən çox olmayan) dənizə əsən güclü fırtınalı külək **bora** adlanır. Qışda bora temperaturun kəskin azalması ilə müşayiət olunur. Qış zamanı soyuq hava daxil olduqda, sonuncu dağ silsiləsini aşaraq, sürətlə aşağı enir. Bu nəinki, üfüqi barik qradiant nəticəsində, həm də soyuq hava isti hava üzərində yerləşən zaman, atmosferin dayanıqsız vəziyyətində ağırlıq qüvvəsinin hesabına da yaranır. Bora tez-tez Qara dənizin şimal sahilində müşahidə olunur. Burada o keçmiş SSRİ-nin Avropa ərazisinin cənub-şərqində güclü antisiklon və Qara dəniz üzərində - alçaq təzyiqli sahəsi olduqda meydana gəlir. Bu zaman onun formalaşması üçün ən əlverişli şərait Novorossiysk ərazisində yaranır. Şəhər ŞmŞ – dən CnQ - ə istiqamətlənən Varada dağ silsiləsi ilə dəniz arasında yerləşir, Novorossiysk buxtası üzərində isə hündürlüyü 450 m olan Marxot adlanan aşırım var. Antisiklonda soyuq hava dəniz səthi üzərində yerləşən isti havadan soyuq cəbhə ilə ayrılır. Burada qurudan dənizə istiqamətlənən böyük təzyiqli gradienti yaranır. Soyuq cəbhə silsilə qarşısında soyuq hava toplandıqca tədricən Novorossiysk üzərindəki aşırıma yaxınlaşır. Soyuq hava kütləsi böyük sürətlə aşırım üzərindən aşağıya Qara dənizə yönəlir. Aşırımdan soyuq hava düşən zaman aşırımın "darvazasında" hava axının daralmasından küləyin sürəti artırır. Bora zamanı küləyin sürəti 40 m/s çata bilər, bəzən isə küləyin sürəti 60 m/s-dən artıq olur. Dağların yamacları boyunca axan soyuq havanın şaquli qalınlığı təxminən 200 m təşkil edir.

Novorossiysk borası əsasən ilin soyuq dövründə, keçmiş SSRİ-nin Avropa ərazisinin cənub-şərqinə soyuq hava kütlələrinin daxil olması üçün əlverişli şərait yarandıqda müşahidə

olunur. Orta hesabla Novorossiyskdə ildə 46 bora olan gün müşahidə edilir. Boranın davamiyyəti adətən bir gündən üç günə qədər, bəzən isə bundan da artıq olur. Novorossiysk borası temperaturun kəskin aşağı düşməsi ilə, bəzən -20, - 25°, müşayiət olunur. Aşırımın hündürlüyünün kiçik olması ilə əlaqədar, bora zamanı aşağı enən havanın adiabatik qızması cüzdür. Körfəzdə küləyin qaldırdığı su damcılarını aşağı temperaturda dərhal donur, buxtada olan gəmilər qalın buz qatı ilə örtülür, onun ağırlığı altında onlar bata bilər. Novorossiysk sahilində dəniz suyunun damcılarından yaranan buz qatının qalınlığı bəzən 4 m-ə çatır. Buzlaşma nəticəsində tez-tez elektrik və rabitə xətləri qırılır və teleqraf dirəkləri yıxılır. Küləyin dəmiryol vaqonlarını aşdığı hadisələr də müşahidə edilmişdir. Qeyd etmək lazımdır ki, bora dənizə doğru yalnız bir neçə kilometrdir yayılır. Sahil boyunca onun təsiri kiçik məsafədə özünü göstərir. Məsələn, Tuapsedən cənuba bora artıq müşahidə olunmur. Baykalda sarma adlanan güclü küləyin də bora ilə çox oxşarlığı var. O Sarma çayı tərəfdən hündürlüyü 1200 m olan dağ silsiləsindən əsir.

Bora həmçinin Novoya Zemlya adasında, Antarktida sahillərində, Adriatik dənizinin şərq sahilində də müşahidə olunur. İlin isti dövründə temperatur aşağı düşmədikdə də, hətta yüksək olduqda belə, fyon xarakteri alaraq müşahidə edilə bilər.

#### 9.14. Burağan

Bəzən atmosferdə şaquli oxunun en kəsiyi cəmi onlarla, nadir hallarda yüzlərlə metr olan burulğanlar yaranır. Bu burulğanlar əgər su səthi üzərində yaranırsa **burağan**, quru üzərində meydana gəlsə **tromb** adlandırılırlar. Şimali Amerikada belə burulğanlar çox tez-tez müşahidə edilir və onlara **tornado** deyilir. Tornadonun diametri 300 m-dən böyükdür. Burağan və tromblar yağış buludlarında meydana gəlir və buradan yer səthinə qədər yayılır. Adətən yağış buludlarından aşağıya çıxıntısı (xortumu) olan qıf enir, onun əksinə su (dənizdə) sütunu və ya toz və qum (quruda) qalxır. Sanki, buludu dəniz və ya quru ilə birləşdirən, elə bil ki, buludu saxlayan böyük bir sütun yaranır. Bir yağış buludundan eyni zamanda kiçik diametrlili bir neçə burulğan enə bilər. Burağanların meydana gəlmə səbəbləri hələ lazımi dərəcədə tam öyrənilməmişdir. Bu hadisənin mənşəyinin son izahı aşağıdakından ibarətdir. Əgər yer səthi üzərində olan rütubətli isti hava quru və soyuq hava üzərinə gəlsə, onda onların təmas yerində quru və soyuq havanın daha rütubətli isti hava üzərində olması üçün şərait yarana bilər. Bu halda isti havada böyük şaquli temperatur qradientləri və küləyin böyük sürətləri meydana gələ bilər. Bu qatların yuxarı sərhəd dayanıqlığının itməsi və rütubətli dayanıqsızlığın güclü olması müşahidə edilir. Inversiyanın yox olması dərhal topa-yağış buludlarının yaranmasına və aşağıdan daxil rütubətli havanın sorulmasına gətirib çıxarır. Fırlanma momentinin saxlanması qanuna görə bu zaman böyük fırlanma hərəkəti sürətinə malik olan burulğan formalaşır. Burağanın yerdəyişməsinin orta sürəti 30-40 km/saat-dır. Onun daxilində küləyin sürəti 40-50 m/san

bərabərdir, bəzən isə 100 m / san-dən də artıqdır. Burağanda hava axınının istiqaməti çox vaxt siklonik (saat əqrəbinin hərəkətinin əksinə) olur, həm də hava yuxarıya yerini dəyişir, bu zaman yolunda nəyə rast gəlirsə özü ilə aparır. Bu ona görə baş verir ki, burulğanın daxilində hava seyrəkdir və təzyiq çox aşağıdır. Burağan və tromblar ilin isti dövründə yağış buludları olduqda müşahidə edilir. Bu təbiət hadisələri böyük dağıdıcı qüvvəyə malikdirlər. Onlar tez-tez ağacları kökündən çıxarır, evlərin dam örtüklərini qoparır, tikililəri dağıdır. Burulğanların insanları havaya qaldırması və onları çox uzaq məsafələrə aparması hadisələri məlumdur. Tromb keçdikdə binaların şüşələri, bəzən isə hətta divarları dağılır. Bu onunla izah edilir ki, yaxınlıqda tromb keçən zaman binanın daxilindəki havanın təzyiqi xaricindəki havanın təzyiqi ilə müqayisədə yüksək olur. Kiçik bir su hövzəsi üzərindən keçdikdə burulğan bütün suyu, orada olan balıq və ya qurbağalarla birlikdə sorub özü ilə uzaq məsafələrə apara bilər, sonra isə burulğanın getdiyi digər yerlərdə onlar yerə düşürlər. Belə bir yağış 1949-cu ilin yayında Yeni Zelandiyada dəniz sahilindən 19 km məsafədə müşahidə edilmişdi, bu zaman güclü leysanda havadan minlərlə kiçik dəniz balıqları düşmüşdü. 1933-cü ildə Uzaq Şərqdə, Sakit okeanın sahilindən 50 km məsafədə yerləşən Kavalerovo kəndi yaxınlığında dəniz meduzalarından ibarət qeyri-adi “yağış” olmuşdu. Burağanlar tez-tez Antarktika sahilində müşahidə olunur. Onlar hərəkət edən iki hava kütləsinin: okeandan gələn isti havanın və yamacdan aşağı axan quru və soyuq havanın qovuşduğu yerdə meydana gəlirlər. Bu kütlələrin ayrılma səthində hündür qar təpələri yaranır, materikin dərinliklərindən gələn iri qar tozu qalxır. N.P. Rusinin təsvirinə görə Mirniy st. rayonunda isti və soyuq kütlələrin ayrılma səthində çoxlu qar burulğanları – tromblar yaranmışdı. Bu iri qar burulğanlarının yuxarı hissəsi qar buludlarından qıf şəklində aşağı enən hava burulğanları ilə qovuşurdu. Burağanlar əsasən sahil boyunca Mirniy st. cənubunda hərəkət edirdilər, vaxtaşırı qəsəbənin ərazisini də tuturdular. Bu zaman Mirniy st.-na şiddətli qar tökülürdü. Küləyin sürəti ani olaraq sıfırdan 30 - 35 m/san yüksəlirdi, sonra tezliklə zəifləyirdi. Bu zaman dəniz üzərində aydın və quru hava müşahidə edilirdi.

### 9.15. Ağyel

Ağyel dedikdə isti və quru küləklər başa düşülür. Onlar çox vaxt çöl və meşə-çöl zonalarında müşahidə olunur. Ağyellər zamanı temperatur 35-40° qədər qalxır, nisbi rütubətlik isə 15 - 20% -ə qədər düşə bilər. Ağyel əsən zaman küləyin sürəti çox yüksək olur və bəzi hallarda 20 m / san çatır. Bu küləklər üçün hakim istiqamət cənub-şərq və ya şərqdir. Keçmiş SSRİ-nin Avropa ərazisinin çöl və meşə-çöl zonalarında ağyel baxılan ərazi antisiklonun cənub və cənub-qərb periferiyası yerləşdikdə, keçmiş SSRİ-nin Avropa ərazisinin qərb hissəsində isə təzyiq nisbətən alçaq olduqda müşahidə edilir. Təzyiqin bu şəkildə paylanması zamanı əsasən şərqdən-qərbə istiqamətlənən hava axınları meydana gəlir. Ağyel, şimaldan, tərkibində su buxarı az olan soyuq hava kütlələri daxil olduqda yaranır. Quru üzərində aşağı enliklərə doğru hərəkət

etdikcə, bu kütlələr güclü qızır və tez bir zamanda çox quru olurlar. Sonra antisiklonun cənub və cənub-qərb kənarı ilə hərəkət edərək, onlar çöl və meşə-çöl zonalarına artıq isti və quru halda daxil olurlar.

Ağyellərin yaranmasına havanın aşağıya doğru hərəkəti də təsir göstərir, bu aşağıya hərəkət edən havanın qızmasına və nisbi rütubətliyin azalmasına gətirib çıxarır. A. i. Voyeykov hesab edirdi ki, ağyel, sanki, “sərbəst atmosferin fyonudur” və onun yüksək temperaturu və quruluğu havanın aşağıya doğru hərəkətinin göstəricisidir. Belə aşağıya doğru hərəkətlər həqiqətən antisiklonun mərkəzində baş verir, lakin, indi tədqiqatçıların əksəriyyəti hesab edir ki, bu proses yalnız ikinci dərəcəli rol oynayır.

Rusiya və Ukraynanın Avropa ərazisinin cənub-şərqində ağyellər aprel-oktyabr aylarında müşahidə edilə bilər. Bu müddət ərzində Saratov - Həştərxan rayonunda 40-80 gün ağ yel müşahidə edilmişdir. Ağyellər kənd təsərrüfatına böyük ziyan vurur. Ağyel zamanı yüksək temperatur, kiçik nisbi rütubətlik və küləyin böyük sürəti intensiv olaraq torpağın buxarlanmasına və bitkilərin transpirasiyasına səbəb olur. Belə şəraitdə torpaqda hətta kifayət qədər rütubət olsa da bitkilər quruyur, çünki onların kök sistemi yerüstü hissəsinə lazımı miqdarda su verə bilmir. Ağyellər özləri ilə tez-tez torpağın və havanın gecə soyumasını azaldan və bununla da havanın temperaturunu artıran tutqunluq gətirir.

Ağyel – təbiətin təhlükəli və zərərli hadisədir. Onlar kənd təsərrüfatı bitkilərinin məhsuldarlığının azalmasına və bəzən tam məhv olmasına səbəb olur. Bu məsələni həll etmək üçün aqronomların, meteoroloqların çoxsaylı tədqiqatları, kənd təsərrüfatı işçilərinin praktiki təcrübələri həsr edilmişdir. Hal-hazırda quraqlıq və ağyellə mübarizə üçün bir sıra tədbirlər işlənib hazırlanmışdır. Onların bəzilərini nəzərdən keçirək. Sahə qoruyucu meşə zolaqlarının salınması mühafizə edilən ərazilərdə küləyin sürətini aşağı salır və bununla da torpaq və bitkilərin buxarlanmaya sərf etdiyi rütubətin azalmasına kömək edir. Növbəli əkində ot-tarla sistemindən səmərəli istifadə edilən ərazilərdə quraqlığa qarşı mübarizədə sahənin bir hissəsinin çoxillik ot bitkiləri üçün istifadə edilməsi böyük əhəmiyyət kəsb edir. Güclü kök sistemi inkişaf etdirərək çoxillik otlar torpaqda xırda kəsəkli struktur əmələ gətirirlər, bu isə yağış və ərinniş qar suyunu yağışı udur və buxarlanma prosesini ləngidir. Payız əkinçiliyi (biçilmiş tarlanın üzdən şumlanması və payızda torpağın dərinə şumlanması), dincə qoyulmuş torpağın şumlanması və erkən yazda malalanma torpağın sukeçirmə qabiliyyətini artırır. Bununla torpağın rütubəti daha yaxşı udması və buxarlanmanın azalması əldə edilir. Sahələrin torpağı qurudan əlaqələrdən təmizlənməsi, eləcə də süni suvarma bu işdə mühüm rol oynayır. Ağyelə oxşar isti küləklər tropik və subtropik ərazilərdə də müşahidə edilir: bu Ərəbistanda samum, Misirdə xamsin, Əlcəzayir və Tunisdə sirokkodur.

### 9.16. Külək enerjisdən istifadə

Hələ qədim zamanlarda insanlar külək enerjisdən istifadə etməyə çalışmışlar. Yelkenli gəmilər, yel dəyirmanları insana çoxdan məlumdur. İnd ucuz külək enerjisdən istifadə etmək problemi üzərində bir çox tədqiqatçılar çalışır. Bu enerji hətta – "mavi kömür" xüsusi bir ad almışdır. Bununla yanaşı külək enerjisdən istifadə böyük bir çətinlik yaradır, çünki, külək həm gücünə, həm də istiqamətinə görə daima kəskin dəyişir. Bu çətinliklər tədricən dəf edilir. Hələ XIX əsrdə külək çarxının pərlərinin sayını artırmaq yolu ilə yel dəyirmanlarının hətta küləyin sürəti 3 m/s olduqda belə işləməsi əldə edildi. İndiki vaxtda külək qurğularının pərləri elə qurulmuşdur ki, küləyin sürəti artdıqda onlar avtomatik olaraq öz vəziyyətini dəyişir və çarxın dövrlərinin sayı azalır. Bu üsulla küləyin qeyri-sabitliyindən yaranan çarxın dövr etmə sayının kəskin dəyişməsi halı aradan qaldırır. Müasir külək mühərrikləri küləyin sürəti 2 m/s-dən fırtına olana qədər işləyə bilirlər. Külək enerjisində fasiləsiz, hətta durğun (ştil) havada istifadə etmək üçün akkumulyatorlar tətbiq edilir. Sonuncular küləyin böyük sürətlərində alınan artıq elektrik enerjini toplayır və küləyin zəif sürətlərində onun alınan kiçik miqdarını kompensasiya edə bilirlər. Külək mühərrikləri müxtəlif təsərrüfat sahələrində yayılmışdır. Külək mühərriklərinin köməkliyi ilə evlərin içiqlandırılması üçün elektrik enerjisi alınır. Yel dəyirmanları tarlaları və bostanları suvarır, çaydan uzaq olan yerlərin su ilə təchizatını təmin edir. Külək dəyirmanları buğdanın üyüdülməsi və s. üçün istifadə edilir. Külək mühərrikləri kənd təsərrüfatında çox əmək tələb edən işlərin mexanikləşdirilməsi üçün böyük əhəmiyyət kəsb edir. Mərkəzi Asiya, Qazaxıstan, Rusiyanın və Ukraynanın cənubunda otarılan heyvanların su ilə təchizatını mexanikləşdirilmək üçün kiçik külək nasosları geniş tətbiqini tapmışdır. Külək enerjisindən geniş istifadə məsələlərinin həlli külli miqdarda yanacaqın qənaət edilməsinə imkan verir.



## X FƏSİL. HAVA VƏ ONUN DƏYİŞMƏSİ

Bu fəsildə hava şəraitlərinin müxtəlifliyini və onların gündən günə və bir ərazidən digərinə dəyişməsini müəyyən edən atmosfer proseslərinin əsas qanunauyğunluqları nəzərdən keçirilir. Bu qanunauyğunluqlar bir çox meteoroloq alimlər tərəfindən əsasən son 25-30 ildə nəzəri və eksperimental tədqiqatların köməklili ilə və eləcə də gündəlik yerüstü və yüksəklik hava xəritələrinin diqqətli təhlili əsasında müəyyən edilmişdir. Bu qanunauyğunluqları bilməklə həmişə kifayət qədər cari hava şəraitini tam aydınlaşdırmaq olar, təhlükəli hava hadisələrinin yerini və yaranma səbəblərini təyin etmək olar və bizi maraqlandıran ərazilərdə yaxın gələcək üçün havanın xarakteri proqnoz edilə bilər.

### 10.1. Troposferin hava kütlələri

#### 10.1.1. Hava kütlələri və onların formalaşmasının ümumi anlayışları

Troposferdə havanın üfüqi hərəkətini nəzərdən keçirdikdə biz görürük ki, o həmişə ayrıca, kifayət qədər geniş hava axınlarına parçalanır, onlar isə hər biri müəyyən hərəkət istiqamətinə malikdir və havanın müəyyən vəziyyətini xarakterizə edir. Demək olar ki, troposferdə bu axınların hər birində materik və okeanların böyük hissələrinin sahəsinə uyğun və bəzi ümumi xassələrə (temperatur, rütubət, görünüşlük və s.) malik olan müəyyən miqdarda hava iştirak edir və bu **hava kütləsi** adlanır. Hava kütlələrinin xüsusiyyətlərinin ümumiliyi bircins materik və ya okean səthi üzərində hər hansı bir ərazidə onun qalma müddəti ilə müəyyən edilir. Bu başlıca olaraq, zəif küləklərlə və əsasən aydın hava ilə xarakterizə olunan, kifayət qədər geniş antisiklonların uzun müddət yerləşdiyi ərazilərdə mümkündür. Eyni bir ərazidə uzun müddət qalan hava yer səthindən qızır və ya soyuyur, ondan rütubət, toz, və s. qəbul edir. Beləliklə, geniş dayanıqlı antisiklonlar sanki, hava kütlələrinin formalaşma ocağıdır. Belə antisiklonlar çox vaxt okeanlar üzərində subtropik enliklərdə (25-40°) yaranır. Dayanıqlı antisiklonlar qışda mülayim və yuxarı enliklərdə çox soyuq səth örtüyü üzərində də meydana gəlir. Hava kütləsi öz ocağını tərk edərək hər hansı bir istiqamətdə hərəkət edən zaman onun bütün hissələri təxminən eyni xarici təsirlərə məruz qalır. Beləliklə, hər bir verilən anda hava kütləsinin xüsusiyyətləri, birincisi, onun mənşəyi, yəni, onun formalaşma ocağının coğrafi mövqeyi, ikincisi, hərəkət edən zaman ona göstərilən təsirlərlə müəyyən edilir.

Ayrı-ayrı hava kütlələri özlərinin şaquli hündürlüyü ilə çox vaxt bütün troposfer qatını əhatə edir. Onların üfüqi ölçüləri minlərlə kilometrə bərabər olur. Eyni bir hava kütləsi hüdudlarında meteoroloji elementlər öz qiymətlərini tədricən dəyişir və onların üfüqi qradientləri kiçikdir. Bu qradientlər iki müxtəlif hava kütlələri bilavasitə təmasda olduqda, yəni, yüksək cəbhə zonaları meydana gələn və cəbhə yaranan yerlərdə kəskin artırlar.

### 10.1.2. Hava kütlələrinin təsnifatı

Hava kütlələrinin mövcud təsnifatı, istilik halına və coğrafi mənşəyinə görə, iki prinsipə əsaslanır. Hava kütlələrinin istilik halı onlatın səth örtüyünün temperaturu ilə münasibətdə müəyyən edilir. Bununla əlaqədar olaraq, soyuq səth örtüyü üzərində hərəkət edən hava kütləsi **isti kütlə** adlanır. İsti kütlənin verilən əraziyə daxil olması adətən istiləşmə səbəb olur, hava kütləsi isə bu zaman soyuyur. Soyuma havanın ən aşağı qatını əhatə edir, bununla əlaqədar olaraq adətən burada inversiya yaranır. Bəzi hallarda onlar bilavasitə yer səthindən, lakin çox vaxt müəyyən hündürlükdən (400-600 m) başlanır. Deməli isti hava adətən dayanıqlı stratifikasiyaya malikdir. Hava kütləsi kifayət qədər rütubətli olduqda onun soyuması advektiv dumanların (əgər inversiya yer səthindən başlayırsa) və ya aşağı laylı buludların (müəyyən bir hündürlükdə inversiya olduqda) yaranmasına gətirib çıxarır. Tez-tez duman və bulud çiskin yağıla müşayiət olunur. Yay vaxtı, çox quru havada isti kütlədə aydın və ya az buludlu hava müşahidə edilir.

Beləliklə demək olar ki, qışda dənizdən soyuq quruya və ya yayda qurudan soyuq dəniz səthinə isti hava daxil olduqda aviasiya üçün əlverişsiz hava şəraiti yaranır. Bu zaman atmosferin aşağı qatlarında çox kiçik hündürlükdə buludun, dumanın və pis görünüşlüyün olması əhəmiyyətli dərəcədə çətinliklər əmələ gətirir. Amma 1,5-2,0 km hündürlükdən başlayaraq uçuş üçün şəraitlər həmişə əlverişli olur. Əgər hava kütləsi isti səth üzərində hərəkət edərsə onda o **soyuq kütlə** adlanır. Soyuq hava kütləsinin verilən əraziyə daxil olması həmişə soyumağa səbəb olur, lakin hava olduqca tez qızır. Beləki, havanın aşağı qatları yuxarıya nisbətən tez qızdığı üçün şaquli temperatur qradientlərinin artması baş verir. Bu isə konveksiyanın inkişafına və istilik və rütubətin aşağıdan yuxarıya nəql edilməsinə kömək edir. Bu yolla soyuq hava kütləsi dayanıqsız stratifikasiyanı əldə edir. Bunun sayəsində, hava kifayət qədər rütubətli olduqda, topa buludların formalaşması baş verir ki, onlardanda qısamüddətli leysan yağıntılar düşür. Bu buludların şaquli qalınlığı adətən bir neçə kilometr təşkil edir. Lakin bu zaman troposferin orta qatlarında (3-4 km) soyuq hava kütləsində çökmə inversiyanın formalaşması üçün şərait olduğunu nəzərə almaq lazımdır. Belə şəraitlər adətən siklon arxasından soyuq hava daxil olduqda, güclü küləkdə və yer səthi üzərində təzyiq əhəmiyyətli dərəcədə artan zaman yaranır. Belə hallarda buludun yuxarı sərhəddi 3-4 km hündürlüklərdə yerləşir. Güclü inkişaf etmiş konveksiya və dinamik turbulentiya soyuq kütlədə axın sakit xarakter daşımır. Bu isə troposferin bütün aşağı yarısında uçuş zamanı yırğalanmaya səbəb olur. Yağıntı düşdükdə soyuq kütlədə görünüşlük kəskin pisləşə bilər; lakin bu qısamüddətli pisləşmə 10-15 dəqiqədən artıq davam etmir. Bu zaman tez-tez dolu

ilə tufan müşahidə edilir; 0°-dən aşağı temperaturda yağıntılar çox vaxt krupa (qar dənəsi) və güclü qar yağma şəklində düşür.

Quru üzərində soyuq hava kütləsindəki bütün bu hadisələrin ən böyük inkişafı gündüz saatlarında müşahidə edilir, gecə onlar sönür. Dəniz üzərində, eləcə də daxili su hövzələri üzərində (göl, böyük su anbarları) konveksiyanın inkişafı, habelə bulud və yağıntıların, həmçinin tufanların yaranması gündüzə nisbətən daha çox gecə baş verir. Soyuq, qeyri-sabit yerlərdə dumanların ehtimalı azdır; yalnız bəzi yerlərdə səhər saatlarında bəzən radiasion dumanlar yaranır, onlarda günəşin çıxması ilə tez seyrəlidir. Coğrafi təsnifat aparılan zaman elə ərazilərin enlik dairəsi nəzərə alınır ki, orada hava kütlələrinin meydana gəlməsi baş verir. Bununla əlaqədar olaraq hava kütlələrinin aşağıdakı əsas növləri: arktik hava, mülayim enliklərin havası, tropik və ekvatorial hava fərqlənir. Bundan başqa, bu və ya digər hava kütləsi üzərində uzun müddət qaldığı səth örtüyünün (quru, dəniz) xarakteri də nəzərə alınmalıdır. Bununla əlaqədar olaraq qeyd edilən hava kütlələri kontinental və dəniz tipli olur. Beləliklə, aşağıdakı hava kütlələrini qısaltılmış adları ilə göstərmək olar: arktik dəniz havası - ADH, kontinental arktik hava – KAH, mülayim enliklərin dəniz havası - MDH, mülayim enliklərin kontinental havası – MKH, tropik dəniz havası – TDH, kontinental tropik hava – KTH, ekvatorial hava - EH.

### **10.1.3. Müxtəlif hava kütlələrində xarakterik hava şəraitləri**

Arktik hava (AH) bütün il boyu buzla örtülü olan Arktik hövzədə formalaşır. Burada, Arktikada, buz səthindən güclü soyuma sayəsində aşağı qatlarda, demək olar ki, həmişə inversiya müşahidə edilir. Bu onun əhəmiyyətli dərəcədə dayanıqlı olmasını göstərir. Mülayim enliklərə arktik hava dənizlərdən gəlir. Onlar ya buzdan azad, ya da buzla örtülü olurlar. Avropaya bu hava şimal-qərbdən, Grenlandiya- Spitsbergen ərazisindən daxil olur. Quruya gəlməzdən əvvəl arktik hava səthi olduqca yüksək temperatura malik olan açıq okean üzərindən uzun bir yol keçir. Bunun sayəsində arktik havanın aşağı qatları qızır, rütubətlə zənginləşir və dayanıqsız stratifikasiyanı əldə edir. Qərbi Avropa üzərində, xüsusilə Norveç sahillərində, bu havada miqdarına görə kəskin dəyişən və hətta qış müşahidə olunan topa və topa-yağışlı buludlar yaranır. Bu tipik arktik dəniz havasıdır (ADH). Rusiya və Ukraynanın Avropa ərazisində bu havanın qeyri-sabitliyi xüsusilə yazda aydın gözə çarpır, bu zaman Arktikada havanın aşağı temperaturu hələ qalır, quru isə qar örtüyü yox olduqdan sonra əhəmiyyətli qızır. Kara dənizi tərəfdən arktik hava daxil olan zaman mülayim enliklərdə tamam başqa hava şəraiti yaranır. Belə ki, ilin böyük bir hissəsi bu dəniz buz ilə örtülü olduğuna görə, o və quru üzərindən keçən hava kütləsi rütubətlə zənginləşmir və mülayim enliklərə çox aşağı rütubətliliklə daxil olur. Bu halda biz ona kontinental arktik hava (KAH) deyirik. Bu zaman aydın hava və ya az miqdarda topa və laylı-topa buludluq üstünlük təşkil

edir. Yalnız yayın ortasında, Kara dənizinin cənub hissəsi buzlardan azad olan zaman, həm də arktik hava Yenisey və Ob çaylarının isti suları üzərindən keçdikdə, onun aşağı qatları rütubətlə zənginləşir. Bu zaman onda aşağı laylı və laylı-topa buludlar meydana gəlir, lakin, kiçik hündürlükdə inversiyanın olması ilə əlaqədar onlar şaquli istiqamətdə inkişaf etmir. Yalnız bu hallarda KAH-da ən aşağı qatlarında uçuşlar üçün kifayət qədər əlverişli şəraitlər yaranmır. Bütün digər hallarda KAH-da uçuşlar üçün çox yaxşı şəraitlər olur. KAH-nın qışda gəlməsi quruda çox güclü və uzun müddətli şaxtaların, yayda – dayanıqlı quraq havanın, xüsusilə Rusiya və Ukraynanın Avropa ərazisinin cənub-şərq hissəsində, olmasına gətirib çıxarır.

Mülayim enliklərin dəniz havası (MDH) özünün xarakterik xüsusiyyətlərini Atlantik okeanından uzun yol keçən zaman əldə edir. Qışda çox vaxt bu Şimali Amerika (Kanada) qitəsinə daxil olan sonra isə isti Atlantik okeanına yayılan keçmiş soyuq Arktik havadır. Buna görə də həm Atlantik okeanı, həm də Avropa qitəsinin kənar qərb əraziləri üzərində bu hava tipik qeyri-sabit hava kütləsi kimi özünü göstərir. Lakin qitənin dərinliklərinə daha soyuq səth üzərindən qərbdən şərqə hərəkət etdikcə mülayim dəniz havası isti, dayanıqlı kütlə xüsusiyyətlərini əldə edir. Buludluq inversiya altı laylı və laylı-topa bulud xarakterini alır, bəzi yerlərdə onlardan çiskin yağıntılar düşür. Bu havanın Rusiya və Ukraynanın Avropa ərazisinə gəlməsi ilə temperatur xeyli yüksəlir, bəzi yerlərdə istilər olur. Eyni zamanda çox xarakterik haldır ki, 1,5-2,0 km-dən böyük hündürlüklərdə bu hava demək olar ki, həmişə temperaturun azalmasına səbəb olur. Tez-tez, hətta qışın ortasında da mülayim dəniz havası kiçik şaquli qalınlığa malik konvektiv buludlarla ("yastı" formada) gəlir. Yay aylarında mülayim dəniz havası nisbətən soyuq hava kütləsi kimi özünü göstərir. Ümumiyyətlə, həm qışda, həm də yayda, əgər St-Sc buludlarında mülayim turbuləntlik və qışda güclü buz bağlanma nəzərə alınmasa, uçuşlar üçün əhəmiyyətli çətinliklərə səbəb olmur. Lakin, bu buludların şaquli qalınlığı kiçik olduğuna görə (1,0 – 1,5 km) bu hadisənin təhlükəsi praktiki olaraq kiçikdir.

Mülayim enliklərin kontinental havası (MKH) əvvəl daxil olmuş arktik və mülayim dəniz havasından formalaşır. Qışda qar örtüyündən güclü soyuma şəraitində kontinental havanın aşağı qatının temperaturu daima azalır. Bunun nəticəsində, yerüstü inversiyalar yaranır, onlar sıxılma inversiyası ilə birləşərək 1,5-2,0 km hündürlüyə qədər yüksəlir. Beləliklə, MKH çox dayanıqlı stratifikasiya əldə edir. Əgər bu dəniz mənşəli havadırsa, onda adətən, xüsusilə qışın əvvəlində (noyabr - dekabr), güclü dumanlar və ya aşağı yaruslu buludlar meydana gəlir. Əgər MKH formalaşması arktik havanın transformasiyasından baş verirsə, onda görünüşlüklük yaxşı olan aydın hava üstünlük təşkil edir. Qış aylarında mülayim enliklərin kontinental havası özünün termiki xüsusiyyətlərinə görə aşağı 2-3 km-də radiasion soyuma

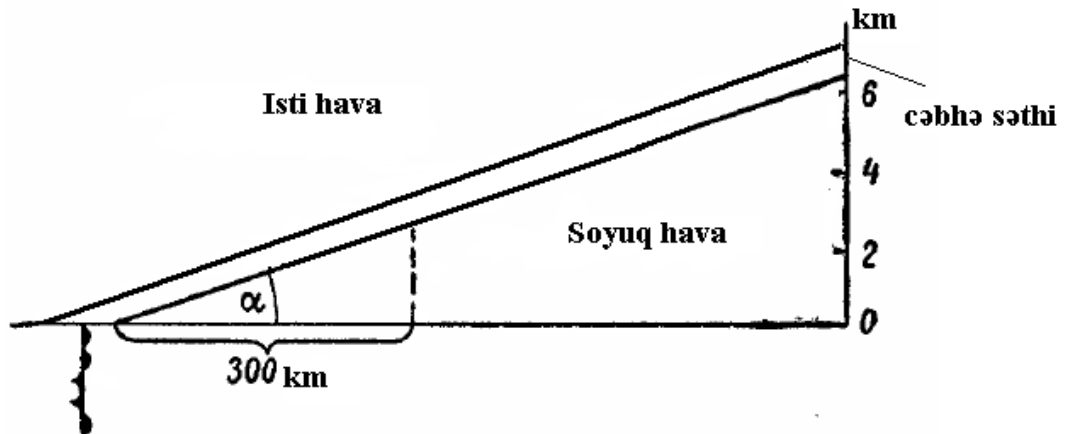
nəticəsində arktik havadan daha soyuq olur, xüsusilə Şərqi Sibir üzərində. Dağ silsilələri arasında və çay dərələrində onun temperaturu  $-50$ ,  $-60^{\circ}$ -yə, bəzən hətta aşağı düşür. Yayda isinmə hesabına MKH çox vaxt qeyri-sabit hava kütləsi kimi olur. Gündüz bu havada konveksiya buludları inkişaf edir, bəzi yerlərdə topa – yağışlı buludlara keçir, axşam tam aydınlaşana qədər buludluğun azalması baş verir.

Avropaya gələn tropik dəniz havası (TDH) Azor adaları ərazisində Atlantik okeanı üzərində dayanıqlı antisiklon sahəsində formalaşır. Lakin, keçmiş SSRİ ərazisinə o nisbətən nadir hallarda gəlir, çünki bu hava yuxarı qatlara sıxışdırılır. Bu əraziyə TDH Aralıq dənizi tərəfdən Balkan yarımadası üzərindən və ya Qara dənizdən keçməklə gəlir. Qış və yay aylarında bu hava dayanıqlı kütlə kimi özünü büruzə verir, xüsusilə qış aylarında, bu zaman intensiv dumanlar və ya çox aşağı yaruslu laylı buludlar formalaşır. Yay TDH-də dumanlar əmələ gəlmir, lakin havanın tutqun olması səbəbindən böyük yüksəkliklərə qədər belə görünüşlük pis olur. Tutqunluq TDH-nın Böyük Səhranın qumları üzərindən keçməsi zamanı gətirilən çox kiçik toz hissəciklərinin havada olması ilə əlaqədardır. Tropik dəniz havası Uzaq Şərqdə, başlıca olaraq yayda Primoryenin cənubunda müşahidə olunur, orada o kifayət qədər sıx dumanlara səbəb olur. Kontinental tropik hava (KTH) Afrikanın şimalında və Asiyanın cənubunda, bundan başqa yayda Orta və Mərkəzi Asiyada, eləcə də Rusiya və Ukraynanın Avropa ərazisinin cənubunda formalaşır. Ümumiyyətlə keçmiş SSRİ ərazisi üzərində KTH çox vaxt ilin yay dövründə rast gəlinir, bu zaman o çox isti və çox quru hava şəraitinin yaranmasına səbəb olur. Bu halda hətta orta enliklərdə belə gündüz temperaturları  $35-40^{\circ}$  çatır. Bu havada əksər hallarda azbuludlu hava üstünlük təşkil edir. Lakin, bu havanın nisbətən soyuq və ya arktik hava ilə həmsərhəd olduğu yerlərdə hava şəraitinin çox təhlükəli hadisələri ( güclü fırtına və dolu) baş verə bilər.

Ekvatorial havaya (EH) mülayim enliklərdə aşağı troposferdə rast gəlinmir, ona görə də burada onun xüsusiyyətləri təsvir edilmir. Hər bir hava kütləsi bir ərazidən digərinə hərəkət edərkən xarici mühitlərin dəyişməsinə uyğun olaraq tədricən əvvəlki xüsusiyyətlərini itirir və başqa coğrafi tipin kütləsi üçün xarakterik olan yenilərini əldə edir. Bu halda hava kütlələrinin transformasiyasından söhbət gedir. Məsələn, arktik hava, eləcə də mülayim enliklərin dəniz havası quru üzərində hərəkət edərkən tədricən mülayim enliklərin kontinental havasına transformasiya edir. Yay vaxtı bu hava uzunmüddət qızdıqda kontinental tropik havaya transformasiya edir. Transformasiya prosesi adətən 2-4 sutka ərzində davam edir.

### 10.2.1. Cəbhələr haqqında ümumi məlumat və onların təsnifatı

İki müxtəlif hava kütləsi biri digərinin bilavasitə yaxınlığında olduqda **cəbhə** yaradırlar. Bu bir hava kütləsindən başqasına keçdikdə meteoroloji elementlərin (temperatur, rütubət və s.) kəskin dəyişməsi ilə xarakterizə olunan nisbətən dar keçid zonasıdır. O yer səthindən başlayır və hava kütlələri arasındakı fərqlər silinən yüksəkliklərə qədər yuxarıya uzanır. Adətən cəbhələr tropopauzaya çatır. Atmosfer proseslərinin böyük miqyasları nəzərə alınsa cəbhənin dar zonasına iki hava kütləsi arasında **ayrılma səthi** kimi baxıla bilər. Bu səth fəzada həmişə elə yerləşir ki, soyuq hava isti havanın altında olur və iti bucaq yer səthində olmaqla, dar paz şəklindədir (şək. 10.1)



Şəkil 10.1. Cəbhə və cəbhə səthi

Cəbhə səthinin əyilmə səthinin tangensi təxminən 1/100 bərabərdir. Bu o deməkdir ki, cəbhədən soyuq havanın dərinliyinə doğru uzaqlaşdıqda, məsələn, 300 km qədər, ayrılma səthi bizim başımızın üzərində 3 km hündürlükdə yerləşəcək. Cəbhə səthinin əyilmə bucağının isti və soyuq havanın xüsusiyyətlərindən riyazi asılılığını avstriyalı meteoroloq Marqules müəyyən etmişdir. Uçuşların meteoroloji təminatının çoxillik təcrübəsi hava yollarında və təyyarə meydanlarında hava şəraitlərinin pisləşməsinin ən böyük miqdarı cəbhələrin keçməsi ilə əlaqədardır olduğunu göstərir. Buna görə də, cəbhələrin strukturu və onların yaratdığı hava şəraitlərini öyrənmək böyük əhəmiyyət kəsb edir. Atmosfer proseslərinin təhlili zamanı biz cəbhələrin müəyyən fiziki adlarından istifadə edirik, onların hər birinə müəyyən fiziki məna qoyulur. Atmosferin ümumi sirkulyasiyasında əhəmiyyətindən asılı olaraq cəbhələri aşağıdakı kimi fərgləndirirlər: a) **əsas cəbhələr** və b) **təkrar cəbhələr**.











Əsas cəbhələr müxtəlif coğrafi mənşəli başlıca hava kütlələrini biri-birindən ayırırlar. Onlar kifayət qədər böyük üfüqi məsafəyə malikdirlər və isti və soyuq havada böyük temperatur fərqləri ilə xarakterizə olunurlar; siklon və antisiklonların yaranması bu hava kütlələri ilə bağlıdır. Əsas cəbhələrdə öz növbəsində üç növə bölünür: 1) arktik cəbhə, arktik havanı mülayim

enliklərin havasından ayırır, 2) qütb cəbhəsi, mülayim enliklərin havasını tropik havadan ayırır, 3) tropik cəbhə, tropik havanı ekvatorial havadan ayırır.

b) Təkrar cəbhələr eyni bir hava kütləsinin iki hissəsini ayırırlar. Onlar başlıca olaraq soyuq hava kütləsində meydana gəlirlər və artıq bir qədər qızmış havanın ilk “payını” sonrakı daha soyuq “paydan” ayırırlar. Bu cəbhələri əsasən atmosferin aşağı qatlarında aşkar edilirlər və tezliklə yox olurlar. İsti və soyuq hava kütlələrinin hərəkət istiqamətindən asılı olaraq cəbhələr isti və soyuğa bölünürlər. Öz mövqeyini az dəyişən cəbhələr az hərəkətli və ya stasionar adlanırlar. Bəzən kvazistasionar cəbhə də deyirlər, bu stasionar və ya stasionar vəziyyətə yaxın

**Cədvəl 6.1.**

**Sinoptik xəritələrdə cəbhələrin işarələri**

Cəbhənin növü	Rəngli xətlər	Bir rəngli çapda
İsti	Qırmızı	
Soyuq	Göy	
İsti okklyuziya	Bənövşəyi	
Soyuq okklyuziya	Bənövşəyi	
Müəyyənləşdirilməmiş okklyuziya	Bənövşəyi	
Az hərəkətli	Qırmızı-göy	
İsti təkrar	Qırmızı qırıq-qırıq	
Soyuq təkrar	Göy qırıq-qırıq	
Yuxarı isti	Qırmızı punktirli	
Yuxarı soyuq	Göy punktirli	

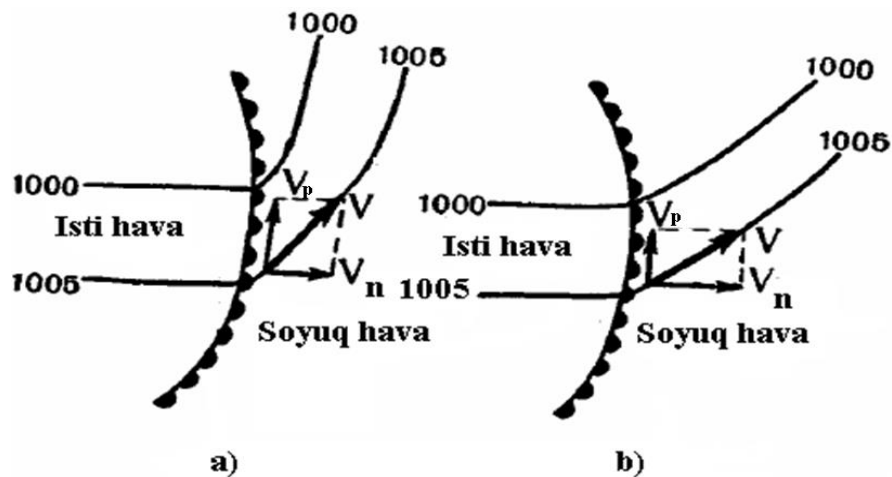
deməkdir. Bura həmçinin soyuq cəbhənin isti ilə qovuşmasından yaranan kompleks cəbhələr və ya okklyuziya cəbhələri də aiddir. Həm də troposfer, yerüstü və yuxarı cəbhələri də fərqləndirirlər. Troposfer cəbhələr, onlar həm də əsas cəbhələrdir, bunlar yer səthindən tropopauzaya qədər izlənilirlər. Yer üstü cəbhələr böyük şaquli hündürlüyə malikdirlər, 1-2 km-ə qədər, bundan yuxarıda müşahidə edilmirlər. Yuxarı cəbhələr yer səthi üzərində müşahidə olunmurlar, lakin orta və yuxarı troposferdə özünü yaxşı biruzə verirlər. Sinoptik xəritələrdə

cəbhələr xətlər vasitəsilə rəngli karandaşlarla çəkilir və yaxud şərti işarələrlə (bir rəngli çapda) göstərilir (cədv. 6.1).

Cəbhələrin strukturuna və onların əmələ gətirdikləri hava şəraitlərini daha ətraflı nəzərdən keçirək.

### 10.2.2. İsti cəbhələr

Əgər cəbhə hərəkət etdikdə soyuq hava geri çəkilərək yerini isti havaya verirsə, onda belə cəbhə **isti** adlanır. Cəbhənin keşməsi istiləşməni yaradır. Beləliklə, isti cəbhənin yerdəyişmə sürəti soyuq havanın nə qədər tez geri çəkilməsindən asılıdır: cəbhə soyuq havada küləyin cəmlənəninin sürəti ilə yerini dəyişir, cəbhəyə normalla, bu soyuq havada izobarlar və cəbhə xətti arasında olan bucağın kəmiyyəti ilə uyğunluq təşkil edir. Belə vəziyyəti aydınlaşdırmaq üçün şəkil 10.2- ni nəzərdən keçirək. Burada isti cəbhənin qərbdən şərqə müxtəlif sürətlərlə hərəkətinin iki halı verilmişdir. Cəbhədən əvvəlki soyuq havanın hərəkəti bu havada geostrofik, məlum olduğu kimi, izobarlar boyunca istiqamətlənən küləyin sürəti kimi təqdim edilə bilər. Əgər bu sürətin ( $v$ ) vektorunu iki təşkil ediciyə ayırıbsaq, bunlardan biri cəbhə xəttinə ( $v_p$ ) paralel istiqamətlənir, ikincisi – ona normaldır ( $v_n$ ), onda biz görürük ki, ikinci halda (10.2<sup>b</sup>) normal təşkil edici birinciyə (10.2<sup>a</sup>) nisbətən xeyli böyükdür. Deməli, soyuq havada izobarlar cəbhə xətti ilə böyük bucaq əmələ gətirən ikinci halda, bu bucaq çox kiçik olan birinci hala nisbətən, cəbhə olduqca daha sürətli hərəkət edir.

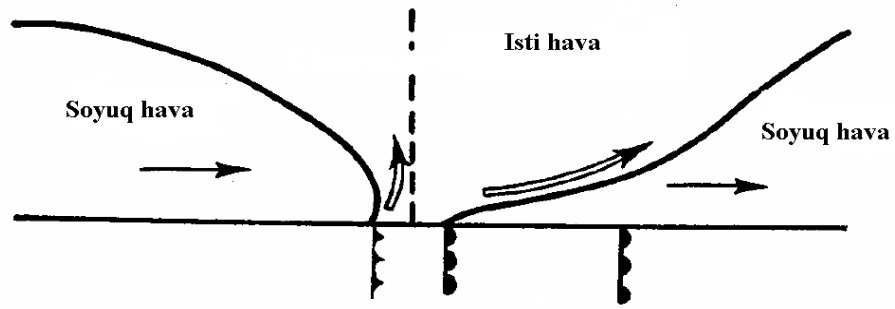


**Şəkil 10.2. Soyuq havada geostrofik küləyin təşkil edicisinin cəbhəyə olan normalın kəmiyyətindən asılı olaraq isti cəbhənin yerdəyişmə sürəti**

Bir mühüm məsələni də nəzərdə saxlamaq lazımdır. Səth örtüyünə sürtünmənin yavaşıcı təsiri sayəsində soyuq havanın aşağı qatları öz hərəkətlərində bəzən yuxarı qatlardan çox geridə qalır. Ona görə də bu hallarda isti cəbhənin profili uzanır və şəkl. 10.3 sağ yarısında təsvir olunmuş şəkili alır. Cəbhə səthinin aşağı hissəsi az meyillidir və əsas soyuq pəzin arxasında “sürüklənən” soyuq havanın çox nazik pərdəsini ayırır. Amma cəbhə xəttindən 100-

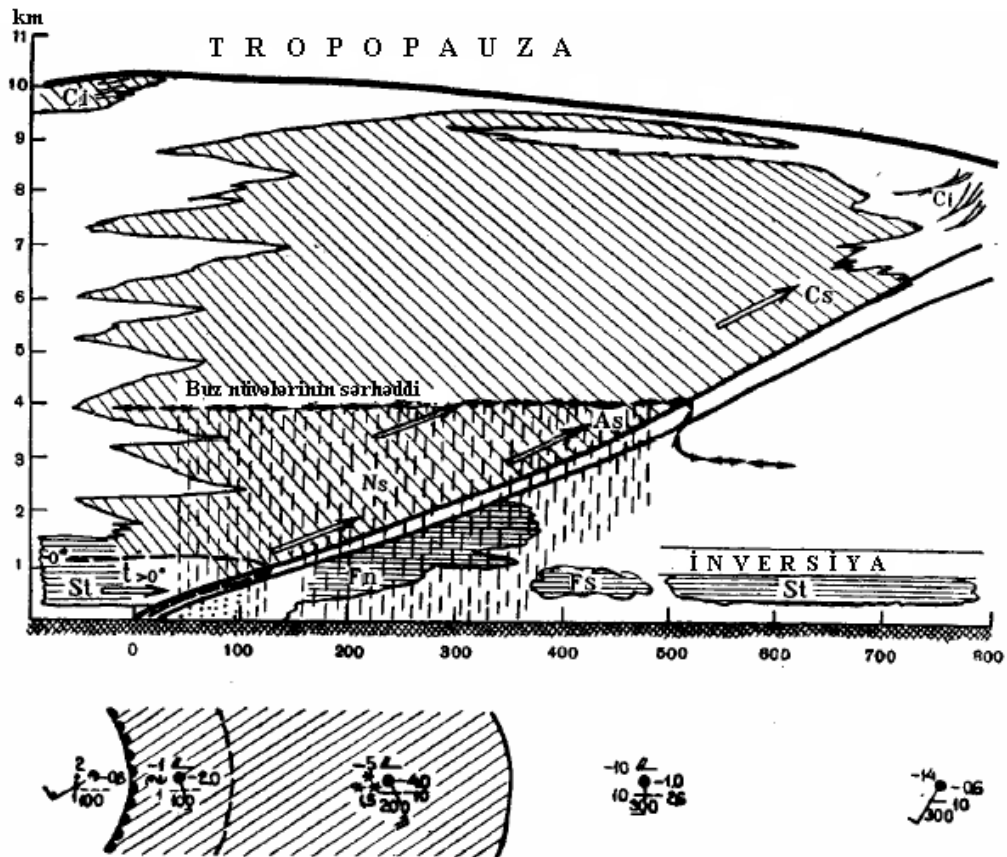


200 km təşkil edən müəyyən bir məsafədə cəbhə səthi normal əyilmə bucağını alır. Cəbhə səthinin yer səthinə normal əyilməyə keçid xəttinin proyeksiyası **yuxarı isti cəbhə** adlanır.



**Şəkil 10.3. Soyuq və isti cəbhələrin profilləri**

Şəkil 10.4-də isti cəbhənin bulud sistemi və yağıntıları ilə birlikdə şaquli kəsilişi verilib. İsti hava irəlilədikcə nəinki, əvvəl soyuq hava olan müəyyən məkanı tutur, o həm də frontal səth boyunca yuxarıya qalxır. O nizamlanmış şaquli qalxma vəziyyətində olur, sürəti adətən 5-10 sm/san təşkil edir. Yuxarı qalxdıqca isti havanın adiabatik olaraq soyuması və su buxarının kondensasiyası baş verir. Bunun nəticəsində isti cəbhə üçün tipik olan bulud sistemi yaranır, onun tərkibinə ardıcıl qaydada aşağıdakı buludlar: lələkli (Ci), lələkli-laylı (Cs), yüksək-laylı (As) və laylı-yağışlı (Ns) daxildir. Bulud sisteminin aşağı əsası cəbhə səthi ilə üst-üstə düşür,



**Şəkil 10.4. Tipik isti cəbhənin profili**

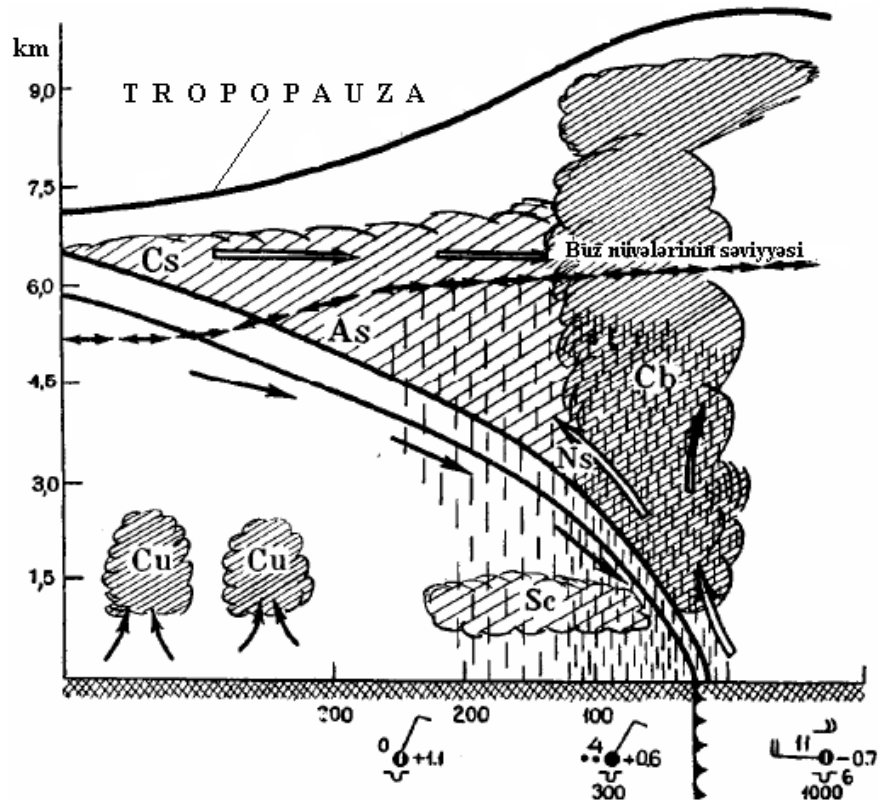
onun yuxarı sərhəddi isə demək olar ki, tropopauzaya qədər çatır. Qeyd edək ki, tropopauza bircins isti hava üzərində ən yüksək mövqe tutur və sonra cəbhə səthi üzərində müəyyən qədər enmə gedir. Şəkil 10.4-ün aşağı hissəsində sinoptik xəritədə olduğu kimi buludluğun, yağıntıların, küləyin və təzyiq dəyişmələrinin paylanması göstərilir. Beləliklə, isti cəbhə hər hansı bir məntəqəyə yaxınlaşdıqda və ya isti cəbhəyə doğru uçuşda biz əvvəlcə nazik lələkli bulud müşahidə edəcəyik. Bi zaman yer səthi yaxınlığında cəbhə xəttinə qədər olan məsafə 800 - 900 km təşkil edir. Qısa bir müddətdən sonra lələkli buludlar, artıq qalınlığı 2-3 km olan lələkli-laylı buludlarla əvəz olunur. Yuxarıda qeyd olunduğu kimi, bu buludlar üçün xarakterik halo hadisəsinin olmasıdır. Daha sonra, cəbhə səthi aşağı düşdükcə, buludlar sıxlaşır, əvvəlcə yüksək-laylı, sonra laylı-yağışlı buludlara keçir. Bu buludlar şaquli inkişaf etməsinə görə ən güclüdür. Yalnız cəbhə xəttində, ondan 100 km yaxın məsafədə, buludluğun qatlara ayrılması müşahidə edilir, həm də ən aşağı qatın yuxarı sərhəddi 1-2 km hündürlükdə ola bilər; bu qatın aşağı sərhəddi çox vaxt yer səthinə qədər aşağı enir, yəni dumana keçir. Cəbhənin bulud sistemində havanın temperaturu  $-10^{\circ}$ -dən aşağı olan yüksəkliklərdə yerləşən hissəsi buz kristallarından və çox kiçik, demək olar ki, görünməz su damcılarında ibarətdir. Bununla əlaqədar buludlar kolloid-qeyri-dayanıqlıdır və buna görə də yağıntı verir. İlk yağıntılar yüksək-laylı buludlardan, təxminən 5 km-ə yaxın hündürlükdən düşməyə başlayır. Lakin, yer səthinə adətən, yalnız o yağıntılar çatır ki, onlar 4-3 km və aşağı yüksəklikdən düşürlər. Belə ki, cəbhənin meyilliyi 1/100 olduğundan, bütün cəbhə yağıntıları zonası adətən 300-400 km təşkil edir. Bu - yayda yağış, qışda qar şəklində aramsız yağıntılardır.

Cəbhə xəttinin lap yaxınlığında, eni 50-100 km olan zonada, aramsız yağıntılar çox vaxt çiskin yağışa keçir, çünki, cəbhənin bu hissəsində buludun yuxarı sərhəddi aktiv kristallaşma səviyyəsinə çatmaya bilər. Məlum olduğu kimi bu yağış damcılarının və iri qar kristallarının əmələ gəlməsi üçün zəruridir. Lələkli buludların meydana gəlməsi ilə yer səthində təzyiq aşağı düşməyə başlayır, yəni, cəbhə qarşısında barik dəyişmə mənfəi olur. Bu aşağı düşmənin səbəblərindən biri yuxarıda yerləşən yüngül isti hava sütununun artması hesabına aşağıda olan soyuq hava sütununun tədricən azalmasıdır. Yüksəkliklərdə hava axımlarının diverqensiyası da təzyiqin belə aşağı düşməsində mühüm rol oynayır. Xəritədə izotendensiya keçirdikdə cəbhə boyunca uzanan təzyiqin düşmə sahəsi aşkarlanır. Cəbhəyə yaxınlaşdıqda külək güclənir, tez-tez şiddətli xarakter alır və qar yağma olduqda, bu hallarda biz görnüşlüyü güclü korlayan çovğun müşahidə edirik. Havanın temperaturu və rütubətliyi tədricən artır. Mülayim və şimal enliklərindən keçən isti cəbhələrin böyük əksəriyyəti üçün təhlükəli hava şəraitləri xarakterikdir, xüsusilə ilin soyuq yarısında. Belə şəraitlər troposferin aşağı yarısında hava nəqliyyatının uçuşları üçün olduqca əlverişsizdir, çünki burada yağıntıların geniş zonalarını və buzlaşma

yaradan ən sıx buludluğu keçmək lazım gəlir. Həmçinin buzlaşma üçün 1-2 km yüksəkliyə qədər uzanan və eni 100-200 km-ə qədər olan cəbhə zonasının ən aşağı hissəsi çox təhlükəlidir. Troposferin yuxarı yarısında isti cəbhənin buludlarında uçuş, əgər kor uçuşlarla əlaqədar yaranan ümumi çətinliklər nəzərə alınmasa, böyük problemlər yaratmır.

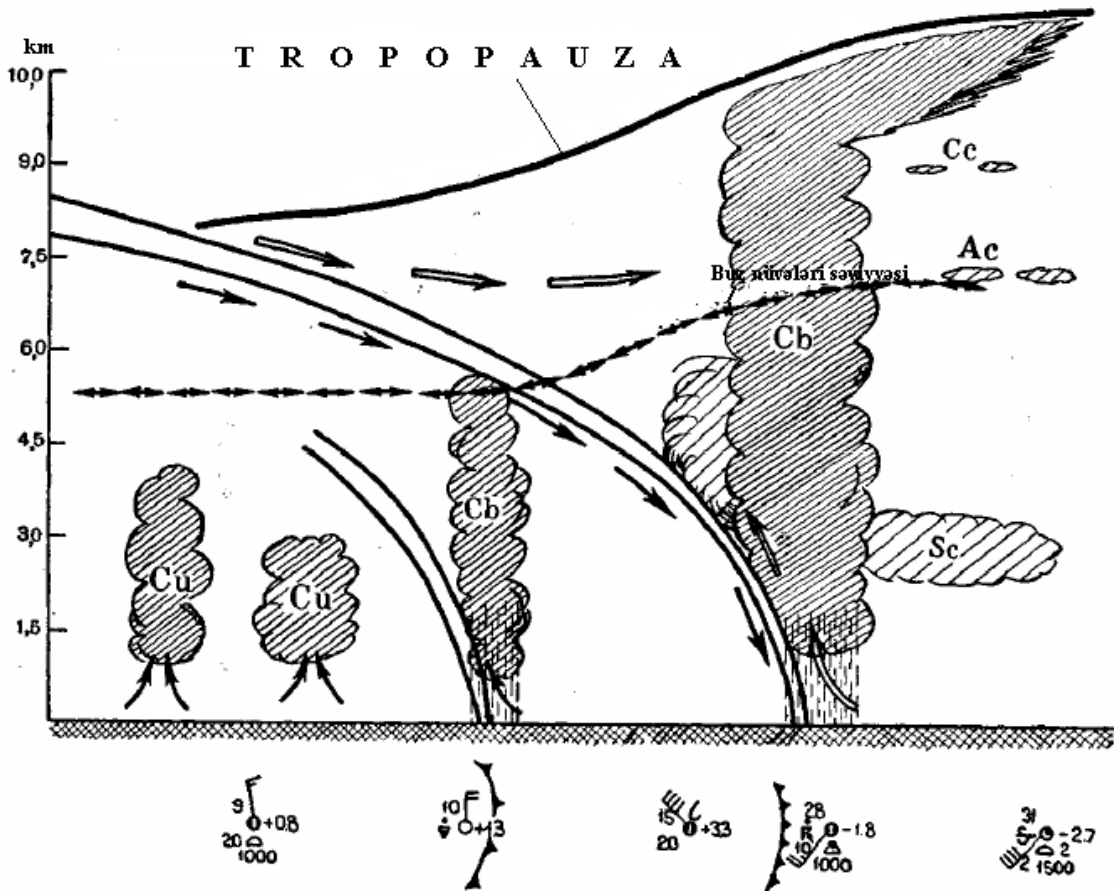
### 10.2. 3. Soyuq cəbhələr

Isti havaya doğru hərəkət edən cəbhə, **soyuq** adlanır. Bu cəbhənin keçməsi havanın soyumasına səbəb olur. Soyuq cəbhənin yerdəyişmə sürəti soyuq havada küləyin cəmlənəninin sürəti ilə, cəbhəyə normalla müəyyən edilir, bu da həmçinin soyuq havada izobarlar və cəbhə xətti arasında olan bucağın kəmiyyəti ilə uyğun gəlir. Soyuq cəbhələrin hərəkət sürəti cəbhə səthinin profilinə, eləcədə cəbhə zonasında buludluluq və yağıntıların xarakterinə əhəmiyyətli dərəcədə təsir göstərir. Səth örtüyünə sürtünmənin yavaşıcı təsiri aşağı yüz metrədə soyuq havanın öz hərəkətində yuxarı qatlardan çox geri qalmasına gətirib çıxarır. Bunun sayəsində, şəkil 10.5-in sol hissəsində göstərildiyi kimi, soyuq cəbhə səthinin əyilmə bucağı isti cəbhəyə nisbətən həmişə kəskin olur. Ümumiyyətlə, yavaş hərəkət edən soyuq cəbhənin əyilmə səthi həmişə tez hərəkət edən cəbhənin meyilliyindən az olur. Deyilənlərlə əlaqədar olaraq soyuq cəbhələri birinci və ikinci növə ayırırlar. Birinci növ soyuq cəbhəyə yavaş hərəkət edən cəbhə aid edilir. Bu halda isti hava onun aşağı hissəsinə soxulan soyuq hava boyunca yuxarıya yavaş qalxır (şək.10.5).



Şəkil 10.5. Birinci növ soyuq cəbhənin profili

Nəticədə, cəbhə səthi üzərində əvvəlcə, cəbhə xəttindən müəyyən məsafədə yüksək-laylı (As) və lələkli-laylı (Cs) buldlara keçən laylı-yağışlı (Ns) buludlar yaranır. Yağıntılar cəbhə xətti yaxınlığında başlayır və cəbhəni keçdikdən sonra, yəni gələn soyuq havadan sonra davam edir. Cəbhə arxasındakı yağıntılar zonasının eni 100 - 200 km təşkil edir. Beləliklə, öz strukturuna görə, birinci növ soyuq cəbhə isti cəbhə ilə uyğundur, lakin bütün hadisələr əks ardıcılıqla baş verir. Amma təsvir edilən sxemdən əhəmiyyətli fərqlər də var. Çünki, bu cəbhənin səthi aşağı hissəsində isti cəbhə səthinə nisbətən çox kəskin, ona görə də soyuq hava pəzinin yaxınlığında yuxarı hərəkətlər bəzi hallarda çox fəal olur. Bu cəbhə xətti boyunca tufan və leysan yağıntıları olan, soyuq gəldikdən sonra aramsız yağıntılara keçən, güclü topa-yağış buludlarının formalaşmasına gətirib çıxarır. Cəbhə səthi altında, yağıntılar zonasında demək olar ki, həmişə çox aşağı parçalanmış-yağış buludları yaranır. Cəbhə geri çəkildikcə buludluğun aşağı sərhəddi tədricən yüksəlir. Cəbhə keçdikdən sonra külək kəskin sağa döndür və cəbhə qabağı küləklə müqayisədə zəif olur. Cəbhənin qarşısında təzyiq düşür, cəbhənin arxasında rəvan artır. Şəkil 10.5-dən görüldüyü kimi, cəbhənin bu tipi siklonların kənarlarında müşahidə olunur. Birinci növ soyuq cəbhələr öz hərəkətlərini o qədər yavaşdırırlar ki, onlar bir müddət az hərəkətli olurlar, sonra isə əks istiqamətdə hərəkət edirlər, yəni isti cəbhələrə çevrilirlər.



Şəkil 10.6. İkinci növ soyuq cəbhənin profili

İkinci növ soyuq cəbhə - bu tez hərəkət edən cəbhədir. O aşağı qatında olduqca dik profilə malikdir, ona görə də soyuq hava pазının "başında" aşağı hərəkətlər hakimdir. Soyuq havanın tez hərəkəti cəbhə qabağı isti havanın çox güclü sıxışdırılmasına və bunun nəticəsində, xüsusilə ilin isti yarısında, topa-yağış buludlarının güclü inkişafına gətirib çıxarır (şək. 10.6). Topa-yağış buludları, adətən, böyük yüksəkliklərdə cəbhə xəttindən 100 - 300 km məsafədə, külək istiqaməti boyunca irəliyə düzülür. Bulud sisteminin bu ön hissəsi lələkli-laylı və lələkli-topa, eləcə də yüksək-topa buludlar şəklində özünü göstərir. Müxtəlif yüksəkliklərdə səmada çox müxtəlif formalı buludların meydana gəlməsi ona xaotik şəkil verir, bu sürətlə yaxınlaşan soyuq cəbhənin əlaməti ola bilər. Cəbhə xəttinin lap yaxınlığında isə topa-yağış buludları dağıdıcı külək sürəti və tufanlı qəfil fırtına ilə müşayiət olunur.

Qətiyyətlə demək olar ki, ikinci növ soyuq cəbhələr aviasiya üçün böyük təhlükə yaradır. Amma təhlükə zonasının eni adətən kiçikdir, təxminən 50 km.

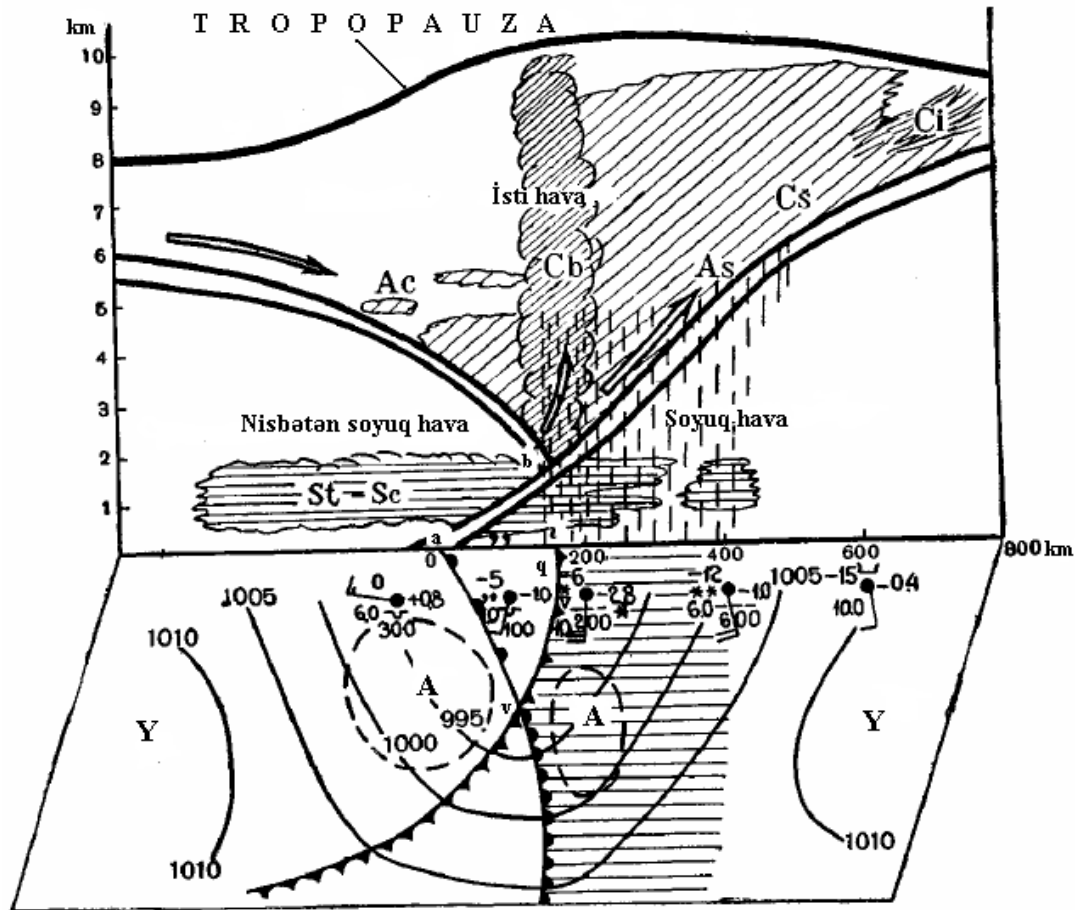
Cəbhənin qarşısında təzyiq düşür, lakin, adətən, fəal isti cəbhə qarşısında olduğundan zəif; cəbhənin keçməsi ilə təzyiq kəskin artır. Cəbhənin qarşısında yer səthi üzərində külək sola fırlanır. Cəbhə keçdikdən sonra küləyin kəskin sağa dönməsi və fırtına xarakterinə qədər onun güclənməsi baş verir. Cəbhə keçdikdən sonra soyuq havada aşağı hərəkətlər sayəsində havanın aydınlaşması başlanır. Amma müəyyən vaxtdan sonra təkrar soyuq cəbhələr keçirlər, onların ardınca daha böyük soyumalar olur. Bu cəbhələrdə Cu və Cb buludlarının formalaşmasına və leysan yağışların düşməsinə səbəb olur.

Soyuq cəbhələrdə buludların şaquli qalınlığı və onlarda tufan və leysan əmələ gəlməsi sutkanın vaxtından sıx asılıdır. Bu hadisələr yayda günün ikinci yarısı daha aydın görünür. Buna görə də, eyni bir cəbhə səhər saatlarında yalnız Sc tipli aşağı yarus buludluğun formalaşmasına səbəb olursa, gündüz o tufanlı qalın Cb buludu verir, gecə isə yenidən yalnız aşağı və orta yaruslu buludların qısamüddətli artımına səbəb olur. Lakin, bütün bunlar tez hərəkət edən buludlar üçün xarakterikdir. Əgər isti hava quruda uzunmüddətli quraq havada olduğu kimi rütubətlə çox kasıbdırsa, onda cəbhədə qalın topa-yağış buludlarının və leysan yağışlarının formalaşması baş vermir və yaxud yalnız onun ayrı-ayrı sahələrində meydana gəlirlər. Lakin belə hallarda soyuq cəbhənin yaxınlaşması əhəmiyyətli dərəcədə küləyin sürətinin artmasına və tozlu burulğanların yaranmasına səbəb olur. Qışda ikinci növ soyuq cəbhələr keçən zaman güclü qar yağması "boranlar", sıfır görünüşlüdə çovğunlar müşahidə edilir. Lakin davamiyyətinə görə belə hava yalnız bir saat həddində ola bilər, bundan sonra tam aydınlaşma və görünüşlünün əhəmiyyətli yaxşılaşması baş verir. İlin bu vaxtı quru üzərində soyuq cəbhələr tez-tez maskalanmış (gizli) olur və sinoptik xəritələrdə onları müəyyən etmək çətindir. Bu onunla əlaqədardır ki, cəbhə keçdikdə temperatur azalmır, əksinə yüksəlir. Bu o zaman baş verə bilər ki, soyuq hava dənizdən hərəkət etdikdə aşağıda, 100-200 m hündürlüyə qədər, quru üzərində səth

örtüyündən güclü soyumuş havaya nisbətən daha yüksək temperatura malik olsun. Amma dənizdən 500-1000 m yüksəklikdən gələn hava quru üzərindəki kontinental havadan çox soyuq olur və bunun üçün də buludlara və yağıntılara, habelə təzyiqin dəyişməsinə görə cəbhə özünü soyuq kimi göstərir.

#### 10.2.4. Okklyuziya cəbhələri

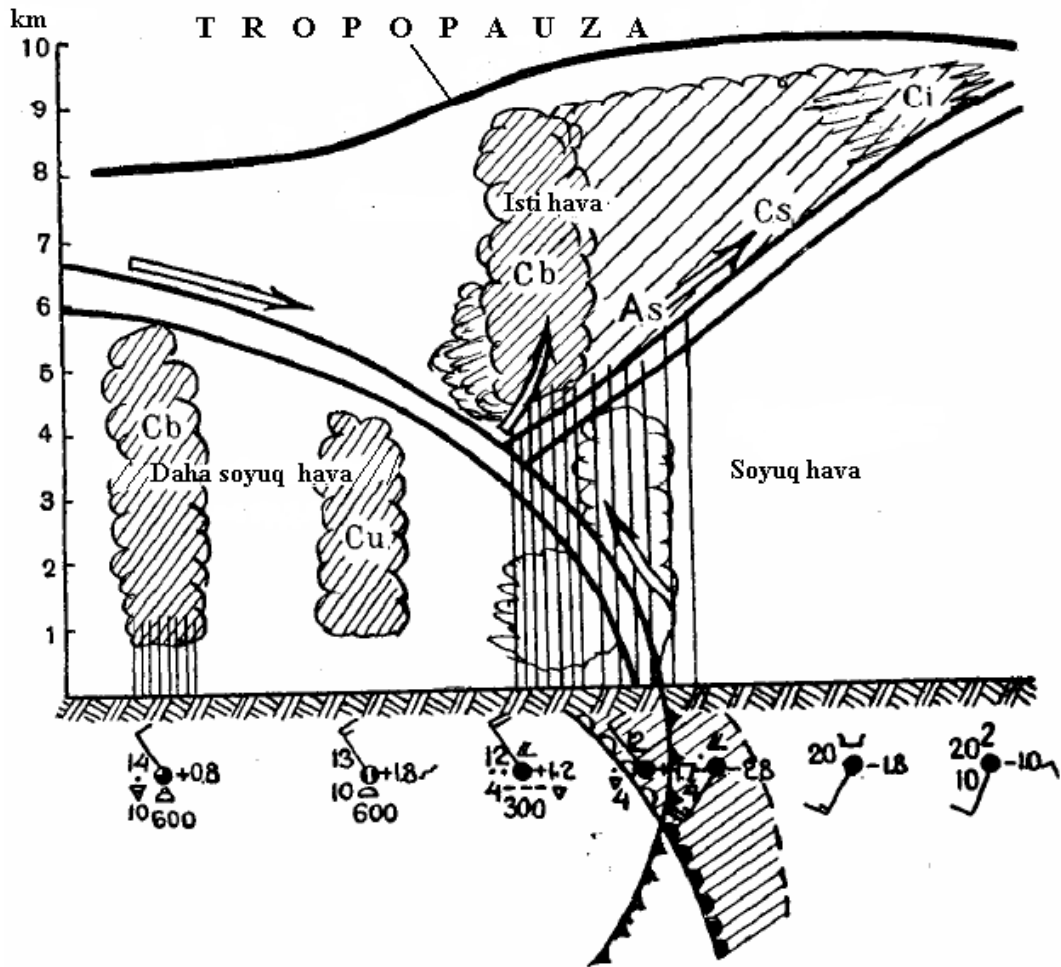
Soyuq və isti cəbhələrin qarışmasından ibarət kompleks cəbhə **okklyuziya cəbhəsi** adlanır. Belə cəbhənin yaranması siklonunun okklyuziyası ilə əlaqədardır, bu zaman siklonun arxa hissəsində tez hərəkət edən soyuq cəbhə siklonun ön hissəsindəki isti havaya çatır. Bu haqda aşağıda danışılacaq. Şəkil 10.7. verilən okklyuziya cəbhəsinin şaquli kəsilişini nəzərdən keçirək. Yalnız buna görə soyuq cəbhə səthi isti cəbhə səthi üzərində olur. Baxılan kompleks cəbhə isti cəbhənin xarakteri və ya **okklyuziyanın isti cəbhəsi** adlanır. Qovuşanda yaranan arxa və ön soyuq hava arasındakı ayrılma səthi **okklyuziya səthi** (şək.10.7-də ab sahəsi) adlanır.



Şəkil 10.7. İsti cəbhə xarakterinin okklyuziya profili

Onun yer səthi ilə kəsişmə xəttini **okklyuziyanın aşağı cəbhəsi** adlandırılır, sərbəst atmosferdə üç hava kütləsini ayıran xətt - **okklyuziyanın yuxarı cəbhəsi** adlandırılır; çox vaxt ona **yuxarı soyuq cəbhə də** deyirlər. Şəkilin aşağı hissəsi isti cəbhənin okklyuziya xarakterinin sinoptik xəritədə görünüşünü göstərir; okklyuziyanın aşağı cəbhəsi - av xətti, yuxarı soyuq cəbhə

- vq, v nöqtəsi - okklyuziya nöqtəsidir. Lakin, sinoptik xəritədə nadir hallarda yuxarı soyuq cəbhəni izləmək mümkündür, sinoptiklər adətən okklyuziyanın aşağı cəbhəsini keçirməklə məhdudlaşırlar. Həmin şəkildə buludların mövqeyi və xarakteri, eləcə də isti okklyuziya cəbhəsində həm şaquli kəsilişdə, həm də planda (sinoptik xəritədə) yağıntılar göstərilir. Bu cəbhənin ilkin yaranma mərhələsində onun bulud sistemi isti cəbhənin - Ci- Cs - As - Ns və soyuq cəbhənin — Cb buludlarının qarışığından ibarət olmasını görmək çətin deyil. Bu yuxarı soyuq cəbhədə “nov”da ən böyük qalınlığa malik olan kifayət qədər güclü bulud sistemidir. Okklyuziyanın aşağı cəbhəsində isə (ab sahəsi), St və Sc tipli ən aşağı qat buludların qalması ilə, buludluğun qatlara ayrılması baş verir. Buludluq qeyd edilən paylanmaya müvafiq olduqda fasiləsiz yağıntılar yuxarı soyuq cəbhənin qarşısından başlanır. Fasiləsiz yağıntılar qurtarmamışdan əvvəl yuxarı soyuq cəbhənin yaxınlığında leysan yağışlara keçir. Ən aşağı cəbhənin qarşısında yağıntılar çiskin xarakteri alır. Yuxarı soyuq cəbhənin qarşısında külək ən böyük sürətə çatır; bu cəbhə keçdikdən və leysan yağışlar düşdükdən sonra külək zəifləyir, lakin əvvəlki istiqamət, bu halda cənub istiqamət saxlanılır. Okklyuziyanın aşağı cəbhəsi keçdikdən sonra külək kəskin sağa çevrilir və güclənir. Təzyiqin ən çox aşağı düşməsi (mənfi barik tendensiya) yuxarı cəbhə qarşısında, xüsusilə okklyuziya nöqtəsi yaxınlığında müşahidə olunur.

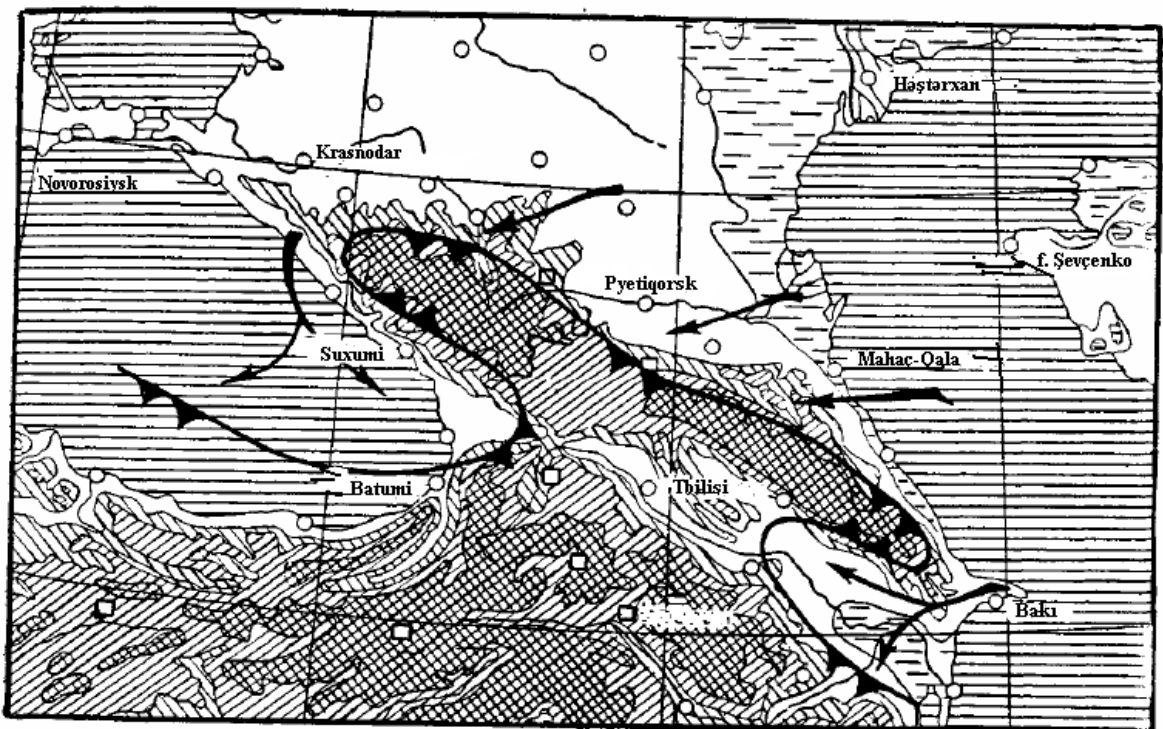


Şəkil 10.8. Soyuq cəbhə xarakterinin okklyuziya profili

Əgər soyuq havanın arxa pazının temperaturu ön pazın temperaturundan daha aşağı olarsa, onda bu soyuq cəbhə okklyuziya xarakteri daşıyır. Bu halda soyuq arxa pazı ön pazın aşağı hissəsinə soxulur və onu qaldırır, yəni isti cəbhə xətti sərbəst atmosfərə keçir (şək.10.8). Deməli, burada aşağı soyuq cəbhə və yuxarı isti cəbhə var. Bu zaman isti cəbhənin bulud sistemi aşağıdan başlayaraq yox olur. Amma soyuq paz isti cəbhə səthini daha yuxarı qatlara sıxışdırıb çıxardıqca, onun qarşısında fərdi topa-yağış buludları inkişaf edə bilər. Bu buludlar əvvəlki ön pazın soyuq havasının sıxışdırılıb çıxarılması sayəsində formalaşırlar, bu hava isti arxa pazından daha isti olur. Belə hallarda okklyuziya cəbhəsi leysan və göy gurultusu ilə müşayiət olunur. Soyuq cəbhə xarakterli okklyuziyalar bizim ərazilər üçün ilin isti dövrü üçün səciyyəvidir, bu zaman onlar əsas soyuq cəbhəyə müvafiq olan hava şəraitləri yaradır.

### 10.2.5. Oroqrafiyanın hava axınlarına və cəbhələrə təsiri

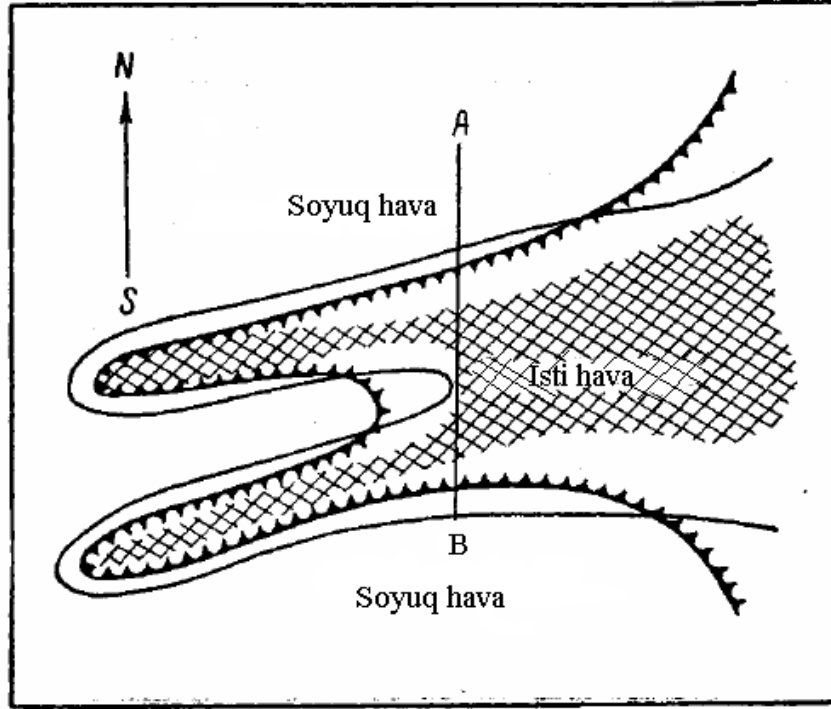
Ərazinin relyefinin hava cərəyanlarına və cəbhələrə və bununla əlaqədar hava şəraitinə təsiri çox müxtəlifdir. Ümumiyyətlə, hava dağ maneələrini üfüqi istiqamətdə keçməyə çalışır, bunun sayəsində cəbhənin bəzi sahələrində yerdəyişmə sürəti çox müxtəlif olur və cəbhə xətti əyri-üyrü xarakter daşıyır. Yüksəkliklərin külək tutan və əks tərəfində şaquli hərəkətlərin müxtəlif xarakterli olması isə cəbhənin profilini dəyişir. Bu isə öz növbəsində buludluğun və yağıntılarnın formalaşmasında özünü göstərir. Oroqrafiyanın cəbhələrə təsirlərinin əsas “növlərini nəzərdən keçirək. Soyuq cəbhələr yalnız nisbətən kiçik hündürlüklü dağları sərbəst sürətdə aşır. Əgər cəbhənin hərəkət etdiyi yolda yüksək dağlara rast gəlinirsə, onda cəbhə xətti onları hər iki tərəfdən dolanıb keçir.



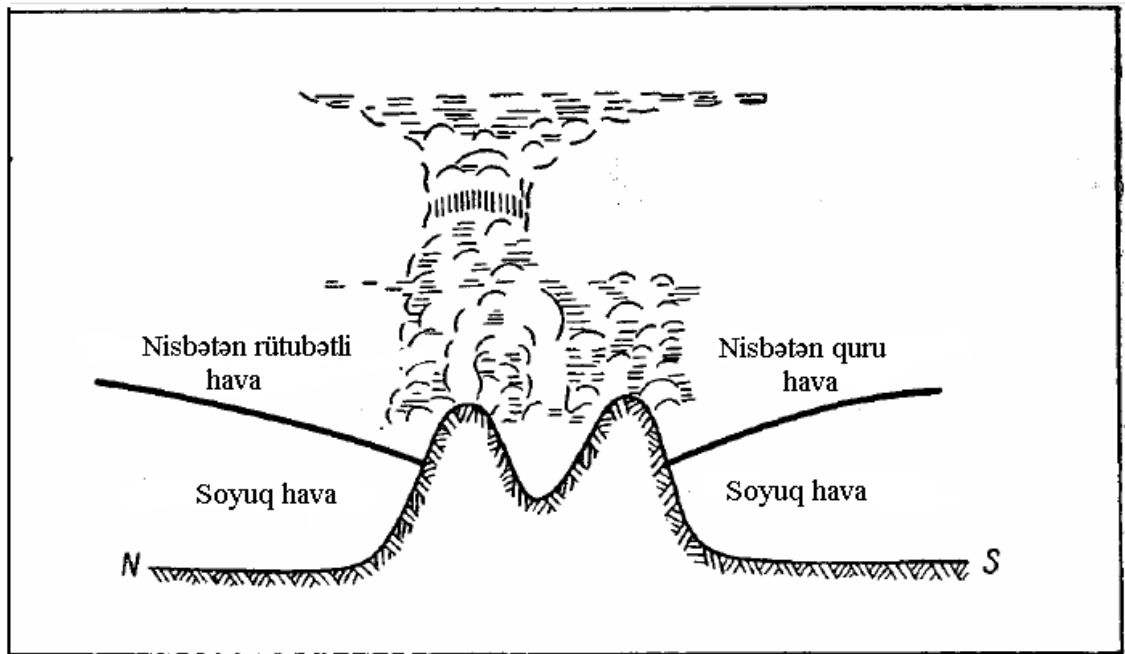
10.9. Qafqaz silsiləsinini dolanıb keçdikdə soyuq havanın deformasiyası



Cənubi Qafqazda soyuq cəbhənin hərəkəti buna misal ola bilər (şək.10.9). Bu halda soyuq hava Cənubi Qafqaza həm, Qara dəniz, həm də Xəzər dənizi tərəfdən yayılır. Soyuq cəbhənin ayrı-ayrı qolları tədricən qovuşur və isti hava yuxarı qatlara sıxışdırılır. Qovuşmadan yaranan yeni cəbhə **oroqrafik okklyuziya** adlanır.

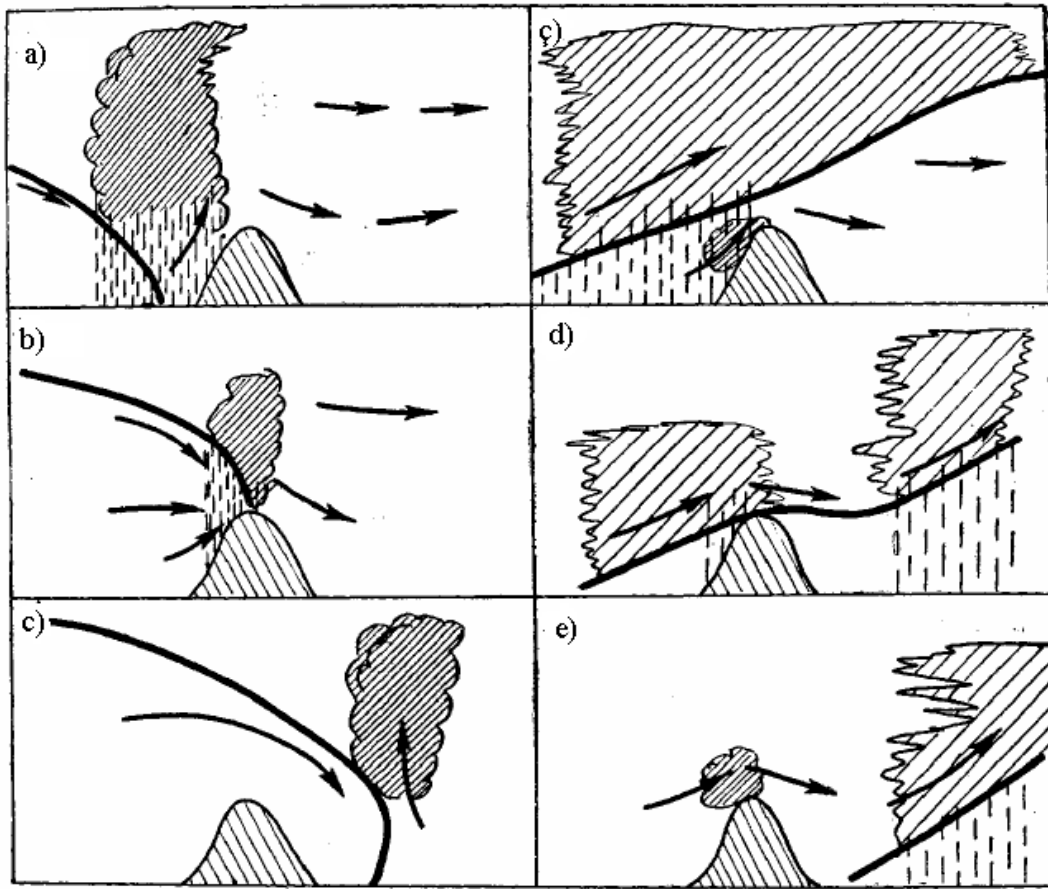


Şəkil 10.10. Mərkəzi Tacikistanda soyuq hava kütləsinin dağ silsilələrini dolanıb keçməsinin sxemi



Şəkil 10.11. Oroqrafik okklyuziyanın yaranması (şaqli kəsiliş)

Oroqrafik okklyuziyanın yaranması üçün çox əlverişli şərait Mərkəzi Tacikistanın güclü dağ silsilələri sistemi üzərində mövcuddur. Bu zaman soyuq cəbhə xətti təsvir edilən şəkl.10.10-da olduğu kimidir. Bu vəziyyətdə atmosferin şaquli kəsilişi şəkl.10.11-də təsvir edilmişdir. Soyuq hava dağ massivini dolanıb keçərək, onu sıxan soyuq hava pazu boyunca və dağ silsiləsinin yamacları ilə isti havanı yuxarıya qalxmağa məcbur edir. Əgər bu zaman isti hava kifayət qədər rütubətlidirsə, çox vaxt yazın əvvəlində və bəzən yayda olduğu kimi, onda təsvir edilən proses tufan və leysan yağışları ilə müşayiət olunur. Bu zaman tufanlar hərəkətsizliklə müşahidə edilir, onlar xüsusilə silsilənin yüksək və kifayət qədər dik yamaclarında qeyd edilir, həm də davamiyyətli olurlar. Soyuq cəbhə silsiləyə yaxınlaşdıqca və onu aşıb keçdikdən sonra buludluluq və yağıntılarla nə baş verdiyi şəkl.10.12-də sxematik olaraq göstərilir.



**Şəkil 10.12. Soyuq və isti cəbhələrin dağları aşma sxemləri**

Göründüyü kimi, cəbhə silsiləyə yaxınlaşdıqca isti havanın cəbhə və silsilə arasında sıxılması və onun yuxarıya sıxışdırılması ilə əlaqədar cəbhə qabağı yağıntılar zonasının genişlənməsi baş verir (şəkl.10.12<sup>a</sup>). Cəbhə xətti silsiləyə, sonra isə silsilə ilə yüksəkliyə hərəkət etdikcə yağıntılar zonası daralır, çünki, silsilənin külək tutmayan tərəfində aşağıya doğru hərəkətlərlə əlaqədar cəbhə buludluluğunun bir hissəsi yox olur (şəkl.10.12<sup>b</sup>). Soyuq hava silsiləni aşdıqdan sonra buludluluq və yağıntılar silsilədən yalnız müəyyən bir məsafədə bərpa olurlar (şəkl.10.12<sup>c</sup>). Silsiləyə paralel istiqamətlənmiş isti cəbhə yaxınlaşdıqca, bilavasitə silsilə

qarşısında yuxarı hərəkətlər güclənir. Bu buludların qalınlığının və yağıntıların intensivliyinin artmasına gətirib çıxarır (şək.10.12<sup>c</sup>). Külək tutan tərəfdə isti cəbhənin bulud sistemi tez-tez bir neçə ayrı-ayrı qatlara parçalanmış olur, onların arasında "quru" qatlar müşahidə edilir. Müəyyən edilmişdir ki, belə hadisə çox vaxt Ural dağlarının (Rusiya) şərq ərazilərində, yəni hakim olan qərb axınına nisbətən külək tutan tərəfdə müşahidə olunur. Belə hallarda külək tutan tərəfdə dalğalar meydana gəlir, onlar hündürlük boyu şaquli hərəkətlərin işarələrinin növbələşməsi ilə xarakterizə olunur. Yalnız bu vəziyyət Ns – As bulud sisteminin dağılmasına səbəb olur; bunun nəticəsində silsilə arxasında buludluğun bir neçə nazik qata ayrılması, bulud qatlarının və yağıntılar zonasının yox olması müşahidə edilir. Lakin, belə təbəqələşmə yalnız küləyin müəyyən istiqamətlərində baş verir. Bu cür vəziyyət, dağ silsiləsinə perpendikulyar və ya bu istiqamətdən 30°-dən çox olmayan meyl etmə istiqamətində, yəni, 240-300° istiqamətdə külək əsdikdə ən çox müşahidə edilə bilər. Bu halda, küləyin 3 km-ə yaxın hündürlükdə olan istiqaməti nəzərdə tutulur. Hava axınları silsiləyə paralel və ya onunla kiçik bucaq yaratdıqda, isti cəbhələrdə göy üzünü örtən tam buludluluq müşahidə edilir. Cəbhə dağ silsiləsinə yaxınlaşdıqda isti hava kütləsi zirvəni tutursa, onda adətən yağıntılar zonasında iki yerə parçalanma baş verir. Bu yağıntıların bir hissəsi dağların küləkdöyən tərəfində qalır. Küləktutmayan tərəfdə isə aşağıya hərəkətlərlə əlaqədar buludluluq yox olur və yağıntılar zonası silsilədən yalnız müəyyən məsafədə yaranır, burada cəbhə səthinin əyilmə normalığı bərpa olunur (şək. 10.12<sup>d</sup>). Sonrakı mərhələdə dağ silsiləsi qarşısında soyuq havanın pazu yox olur. Küləktutmayan tərəfdə buludluq ya tam olmur və ya ayrı-ayrı yüksək-topa buludlar müşahidə edilir. Silsilədən xeyli uzaq məsafədə çox vaxt cəbhənin tam bərpası baş verir və öz quruluşuna görə o adi isti cəbhədən əhəmiyyətli dərəcədə fərqlənir(şək. 10.12<sup>e</sup>).

### **10.3. Siklonlar və antisiklonlar.**

Sinoptik xəritələrin gündəlik təhlili göstərir ki, atmosferdə həmişə qarmaqarışıq hərəkətlər olur, xüsusilə mülayim enliklərdə. Bu siklon və antisiklon adlanan böyük burulğanların daima meydana gəlməsində, inkişafında və sönməsində (yox olmasında) özünü göstərir. Həm də məlum olduğu kimi, barik sahədə siklonik fəaliyyət mərkəzdə təzyiqin aşağı olması və havanın saat əqrəbinin əksi istiqamətində hərəkəti ilə özünü ifadə edir. Antisiklonik aktivlik əksinə, mərkəzdə təzyiqin yuxarı olması, külək sistemi isə saat əqrəbi istiqamətində hərəkət etməsi ilə xarakterizə olunur. Siklon və antisiklonların ölçüləri çox fərqli olur, bu hər bir hava sisteminin inkişaf mərhələsindən asılıdır. Mülayim enliklərdə yaxşı inkişaf etmiş siklonların diametrləri çox vaxt 1000 km-ə, antisiklonların isə 2000 km-ə yaxın ola bilər. Bu burulğanların hərəkət sürəti də çox müxtəlifdir, onların inkişaf mərhələsindən asılı olaraq 80-100 km/saata qədər, bəzən isə daha çox olur. Avropa və Asiya üzərində siklonlar orta hesabla 30

km/saata, Şimali Amerika üzərində 45 km/saata yaxın sürətlə hərəkət edirlər. Antisiklonlarında hərəkət sürəti təxminən eynidir, lakin onlar siklonlara nisbətən çox vaxt az hərəkətli olurlar. Ümumiyyətlə, ilin soyuq yarısında siklon və antisiklonların sürəti, bir qayda olaraq, isti dövrlə müqayisədə böyük olur. Onların qərbdən şərqə hərəkət istiqaməti üstünlük təşkil edir, həm də siklonlar üçün hərəkət trayektoriyasından şimala, antisiklonlar üçün - cənuba meyl etmə xarakterikdir.

Siklonlar özləri ilə ümumiyyətlə tutqun yağıntılı hava, antisiklonlar isə - aydın hava gətirdiyi üçün, onda yer kürəsində siklonların tez-tez keçdiyi yerlərdə tutqun yağıntılı hava; antisiklonlar tez-tez dayanan yerlərdə isə azbuludlu quru hava üstünlük təşkil edir. Müxtəlif burulğanlı havalər eyni təkrarlanmaya malik olan yerlərdə isə qeyri-sabit, dəyişkən hava üstünlük təşkil edir, bu mülayim enliklər üçün xarakterikdir.

### **10.3.1. Siklon və antisiklonların yaranması**

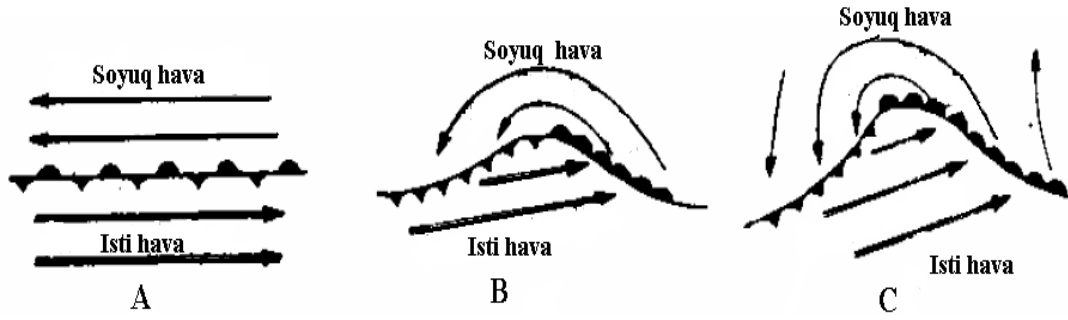
Tropikdən kənar enliklərdə siklon və antisiklonlar cəbhə səthi üzərində, yəni, müxtəlif sıxlıqları və sürətləri olan hava kütlələri ilə gətirilən, isti qərb və soyuq şərq axınları arasında ayrılma səthi üzərində yaranır. Bu cəbhənin əyilmə səthi üzərində dalğavari deformasiyalar meydana gəlir, bunun nəticəsində yer səthi üzərində cəbhə xətti də dalğavari xarakter alır. Şimalda cəbhə əyintiləri şimala soxulan isti hava dilləri, cənubdakı cəbhə əyintiləri isə cənuba soxulan soyuq hava dilləri şəklindədir.

Cəbhə səthində formalaşan dalğalar adətən qərbdən şərqə yerini dəyişirlər. Belə yerdəyişmədə, soyuq hava cəbhədən şimalda, isti – cənubda yerləşir.

Dalğanın yaranması ilə eyni zamanda isti hava dilinin şərq sərhədi boyunca isti cəbhə və onun qərb sərhədi boyunca soyuq cəbhə yaranır; yuxarı, isti dilin şimal hissəsində isə havanın hərəkəti siklonik xarakter almağa başlayır.

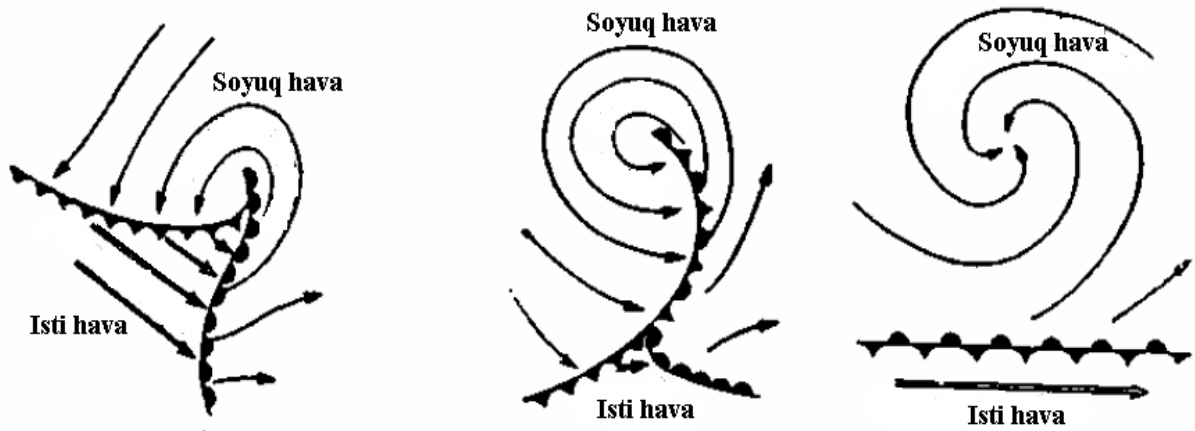
Beləliklə, ayrılma səthi üzərində dalğalanma coşqunluğu nəticəsində ayrılma səthində cəbhələrlə məhdudlaşan, isti sektoru olan tipik siklon yaranır.

Cəbhədə yaranmış, bir sıra ardıcıl inkişaf mərhələləri ilə yanaşı, siklonun inkişafının ümumi gedişi şəkl.10.13-də verilmişdir. Bu şəkildə soyuq havada cərəyan xətləri tam xətlərlə, istidə - ikili xətlərlə verilir. A sxemi – cəbhənin coşqunluq olmayan hissəsidir; B sxemi – isti havanın hərəkəti nəticəsində cəbhə xəttinin kiçik pozulması şəklində dalğalanma prosesinin başlanmasını göstərir; C sxemi isti axının istiqamətində şərqə yerini dəyişən dalğanın sonrakı inkişafını verir. Bu mərhələdə siklon artıq normal inkişaf alır; onun şərqdən isti, qərbdən soyuq cəbhə ilə məhdudlaşan yaxşı isti sektoru var. Siklonun sonrakı inkişafında (şəkl. 10.14) onun isti sektoru tədricən daralır, cəbhələr yaxınlaşır və nəhayət, qovuşurlar. Siklonun okklyuziya adlanan mərhələsi gəlir. Okklyuziya momentindən siklon zəifləyir və nəhayət sönür. Adətən cəbhədə bir dalğa deyil, bir-birinin ardınca formalaşan dörd və ya daha çox üzvdən – siklonlardan ibarət,



**Şəkil 10.13. Siklonun inkişafı**

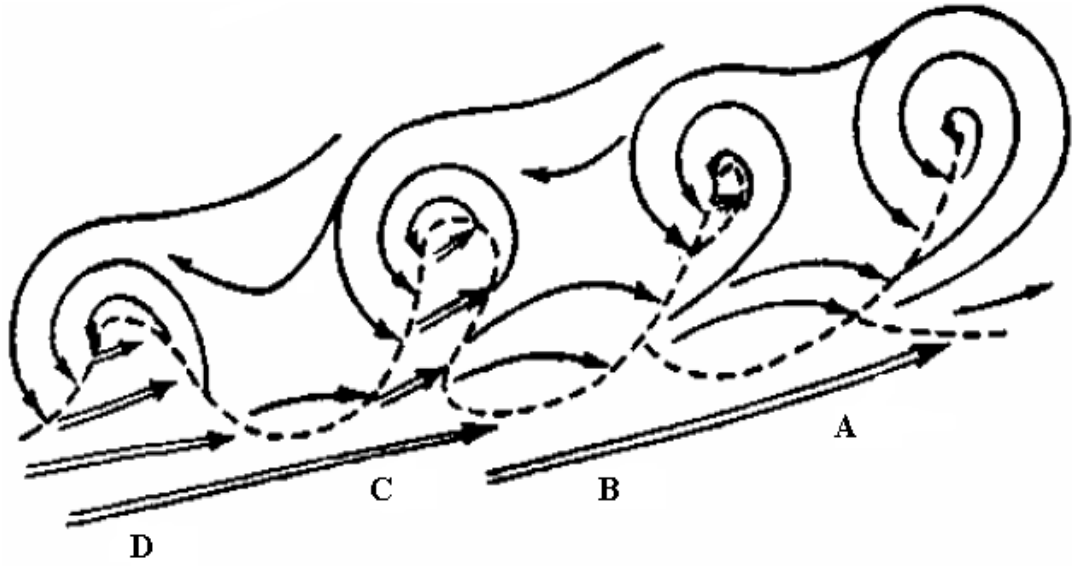
silsilə siklonların başlanğıcı olan bir sıra dalğalar yaranır (şək.10.15). Bu silsilədə ən böyüyü kənar şərq siklonudur. O artıq okklyuziya vəziyyətində olur və sönür. Ən cavanı sonuncu qərb siklonudur. Hər bir siklonun arxasında soyuq hava daha da uzağa cənuba soxulur. Bunun nəticəsində cəbhənin cənuba yerdəyişməsi baş verir. Verilən seriyanın hər bir yeni siklonu əvvəlkindən cənubda meydana gəlir. Onun da yerdəyişməsi daha da cənub istiqamətində baş verir. Əgər verilən seriyanın sonuncu siklonun arxasında hava subtropik enliklərə çatırsa, onda o tropik havaya çevrilir. Bu zaman cəbhə yox olur və verilən seriyada siklonların yaranması dayanır. Lakin bu yox olan cəbhədən şimalda yeni cəbhə yaranır və orada yeni silsilə siklonlar meydana gəlir.



**Şəkil 10.14. Siklonun inkişafında sonuncu mərhələlər**

II ərzində Atlantik okeanı tərəfdən Avropaya orta hesabla 60 seriyaya yaxın siklon gəlir. Antisiklonlar soyuq hava kütlələri soxulduğu, cəbhənin əyri olan hissələrindən cənuba, siklonların arxasında formalaşır. Burada əvvəlcə siklonlarla birlikdə yerini dəyişən, onların arasında yerləşən, yüksək təzyiqin yalı yaranır. Daha sonra orada havanın antisiklonik sirkulyasiyası meydana gəlir, aşağı hərəkətlər yaranır və qapalı izobarlar formalaşır. Bundan sonra antisiklonun hərəkəti yavaşlayır və o tədricən hərəkətlidən azhərəkətliyə çevrilir. Mülayim enliklərdə qışda materiklər üzərində geniş stasionar antisiklonlar formalaşır. Xüsusilə güclü antisiklon qışda Sibirdə meydana gəlir. Geniş stasionar antisiklonlar subtropik enliklərdə

okeanlarda yaranırlar (şimal yarımkürəsində azor və havay antisiklonları). Antisiklonlar yuxarı enliklərdə də meydana gəlir (şimal yarımkürəsində arktik və cənubda – antarktik antisiklonlar).



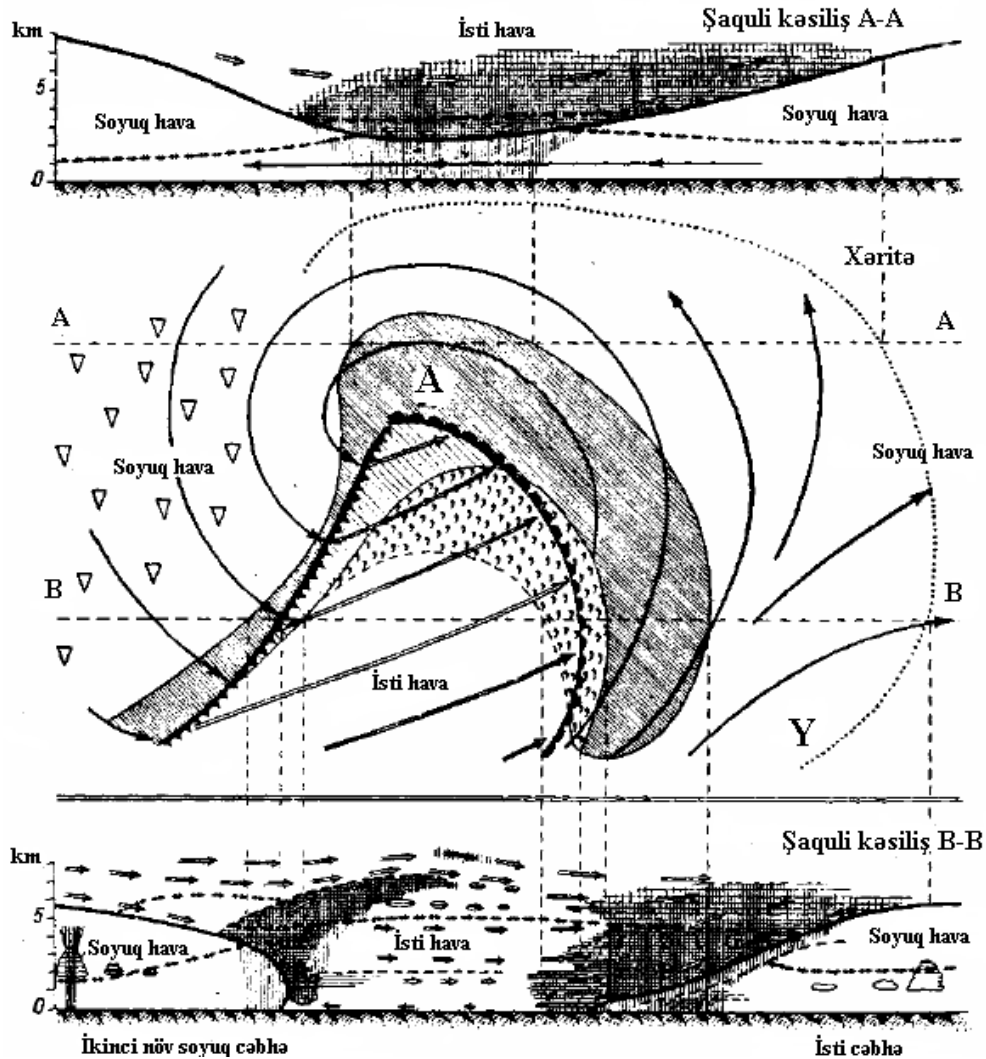
**Şəkil 10.15. Siklonların seriyası**

Siklonlar və antisiklonlar atmosfer dövranının həyata keçməsində mühüm rol oynayır. Mülayim enliklərin havasının aşağı enliklərə nəql edilməsi onlarla sıx bağlıdır, orada bu hava tropik havaya çevrilir; sonuncu isə aşağı enliklərdən yuxarı enliklərə daxil olaraq, orada onun mülayim enliklərin havasına çevrilməsi baş verir. Beləliklə, siklon və antisiklonların sayəsində yuxarı və aşağı enliklərin hava kütlələrinin mübadiləsi həyata keçir, bunun nəticəsində onların arasında istilik mübadiləsi baş verir.

### **10.3.2. Siklonda hava şəraiti**

Qeyd edildiyi kimi, siklon bu elə aşağı təzyiqli sahədir ki, burada hava kütlələri kənarlardan ən aşağı təzyiqli olan mərkəzə doğru axır və şimal yarımkürəsində saat əqrəbinin əksinə hərəkət edən burulğan hərəkəti yaranır. Çox vaxt belə sahələr qapalı izobarları olan dairəvi formaya malik olur. Onların diametri bir neçə min kilometrə çata bilər. Siklonun çox böyük kənarlardan müxtəlif coğrafi mənşəli hava kütlələri axır. Bu kütlələr isti və soyuq olurlar. Ona görə də siklonda cəbhələr mövcud olmalıdır. Fərz edək ki, siklonun yaranmasında mülayim enliklərin nisbətən soyuq havası və isti tropik hava iştirak edir, həm də sonuncu cənub-qərb istiqamətli küləklərlə gətirilir və dil şəklində mülayim enliklərin havasına soxularaq, siklonda isti sektor adlandırılan sahə yaradır. Belə şəraitlərdə siklonun cənub yarısında iki cəbhə: isti və soyuq, mövcud olacaq. Bunlardan birincisi isti sektoru sağdan, şərq tərəfdən, ikincisi – soldan, qərb tərəfdən məhdudlaşdırır. İsti cəbhədə isti hava soyuğun üzərinə axır. Bu zaman isti hava adiabatik olaraq soyuyur. Soyuma su buxarının kondensasiyasına və buludların və yağış və qar şəklində fasiləsiz xarakterli yağıntıların formalaşmasına gətirib çıxarır. Bu halda yağıntılar

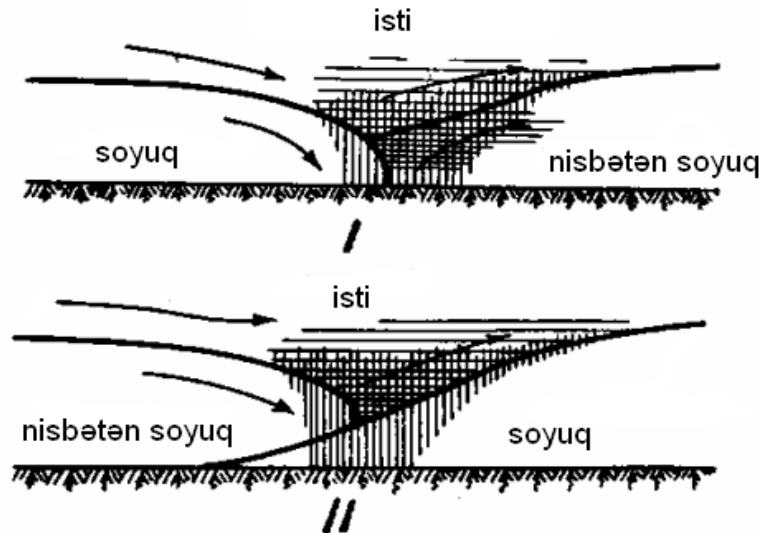
zonasının eni orta hesabla 300-400 km təşkil edir. Soyuq cəbhədə soyuq hava istinin altına girərək onu yuxarıya sıxışdırır. Soyuq cəbhə keçdikdə yağıntılar çox dar zolaqda düşür. Siklonun quruluş sxemi və onun müxtəlif yerlərində hava şəraitinin paylanması şək.10.16-da verilmişdir. Burada, mərkəzdə tipik siklonun ümumi sxemi verilir, yuxarıda – siklonun mərkəzdən şimala, AA xətti ilə, şaquli kəsilişi, aşağıda - siklonun mərkəzdən cənuba, BB xətti ilə, şaquli kəsilişi aparılmışdır.



Şəkil 10.16. Siklonun sxemi

Bu sxemlər, siklon hərəkət edərkən özünün şimal və ya cənub hissəsi ilə ərazini tutan halda hava şəraitində hansı xarakterik dəyişikliklər baş verə biləcəyini göstərirlər. Əgər siklon ərazini cənub hissəsi ilə tutursa, onda həmin ərazidə isti və soyuq cəbhələr keçən zaman yaranan xarakterik dəyişikliklərə uyğun hava şəraitləri müşahidə olunur. Əvvəlcə həmin ərazidən isti cəbhə, sonra siklonun isti sektoru və, nəhayət, soyuq cəbhə keçir. İsti cəbhə keçməmişdən əvvəl qərbdən və ya cənub-qərbdən sürətlə hərəkət edən lələkli buludlar (Ci) görünür. Sonra bu buludlar tədricən lələkli-laylı (Cs), sonuncular – yüksək-laylı (As) buludlara çevrilir və nəhayət,

laylı-yağış buludları (Ns) görünür, onlardan yağıntılar düşür. Külək tədricən güclənir, təzyiq aşağı düşür, temperatur yüksəlir. İsti cəbhə və siklonun isti sektoru keçdikdən sonra verilən ərazidən soyuq cəbhə keçir. Bu cəbhə keçməmişdən əvvəl ilkin olaraq, tez yüksək-topa buludlarla (Ac) əvəz olunan, lələkli-topa buludlar (Cc) görünür; sonra yüksək-laylı (As) buludlar, onların ardınca topa-yağış buludları (Cb) meydana gəlir. Sonunculardan, yayda göy gurultusu ilə müşayiət olunan leysan xarakterli yağıntılar, bəzən dolu düşür. Cəbhə keçməmişdən əvvəl külək güclənir, şiddətli olur, cəbhə keçdikdən sonra, çox vaxt şimal-qərbə, kəskin istiqamətini dəyişir. Cəbhənin qarşısında təzyiq aşağı düşür, cəbhə keçdikdən sonra sürətlə artır. Cəbhə keçdikdən sonra havanın temperaturu güclü azalır. Əgər siklonun mərkəzi verilən ərazidən cənubdan keçirsə, yəni siklon ərazini cəbhə olmayan şimal hissəsi ilə tutursa, onda hava şəraitində kəskin dəyişikliklər müşahidə olunmur, çünki, yer səthi üzərində həmişə soyuq hava qalır. Bu halda siklonun mərkəzi yaxınlaşdıqda aramsız xarakterli yağıntılar düşür. Siklonların hərəkəti 3 -5 km hündürlükdəki havanın ümumi yerdəyişmə istiqaməti ilə üst-üstə düşür. Çox vaxt siklonlar qərbdən şərqə, şimala və cənuba, bir qədər meyl etmə ilə hərəkət edir. Bəzən siklonun cənubdan şimala və ya şimaldan cənuba hərəkət etməsi halları da olur. Siklonların yerdəyişməsi müxtəlifdir. Orta hesabla hərəkət sürəti 30-40 km/saatdır. Qışda, yəni nisbətən siklonlar böyük sürətlə hərəkət edirlər. Siklonlarla yanaşı cəbhələrdə hərəkət edir. Lakin, soyuq cəbhə fasiləsiz olaraq soyuq havanın axını sayəsində isti cəbhədən daha sürətli hərəkət edir. Bu səbəbdən siklonun isti sektoru daralır, cəbhələr tədricən yaxınlaşır və nəhayət qovuşurlar. Həmçinin isti və soyuq cəbhələrin yağıntı zonaları da birləşirlər. Cəbhələrin qovuşması zamanı isti hava yuxarıya sıxışdırılır.



**Şəkil 10.17. Okklyuziya cəbhələrinin tipləri**

I – soyuq, II - isti

Siklonunda cəbhələrin qovuşması hadisəsi okklyuziya və ya siklonun bağlanması adlanır. İsti və soyuq cəbhələrin birləşmə xətti okklyuziya cəbhəsi adlandırılır. Okklyuziya həmişə



siklonun mərkəzindən başlayır, çünki, burada cəbhələr arasındakı məsafə çox kiçikdir, isti hava isə daha yüksək qatlarda yerləşir. Siklonun okklyuziyası zamanı isti cəbhə qarşısında yerləşən soyuq havanın temperaturu ilə soyuq cəbhənin arxasında olan soyuq havanın temperaturu adətən eyni olmur. Soyuq cəbhənin arxasındakı hava isti cəbhə qarşısında yerləşən havadan soyuq və ya isti ola bilər. Birinci halda okklyuziya soyuq cəbhə tipi kimi, ikinci halda – isti cəbhə tipi kimi yaranacaqdır (şək. 10.17). Soyuq cəbhə tipli okklyuziya zamanı soyuq cəbhənin arxasında yerləşən soyuq hava isti cəbhə qarşısındakı az soyuq havanın altına soxulur. Nəticədə, az soyuq hava, eləcə də əvvəl cəbhələr arasında yerləşən isti hava yuxarıya qalxır və adiabatik soyuyur. Soyuq cəbhə tipli okklyuziya zamanı bir qədər soyuma müşahidə edilir. İsti cəbhə tipli okklyuziya zamanı soyuq cəbhənin arxasındakı nisbətən az soyuq hava isti cəbhənin qarşısında olan daha soyuq havanın üzərinə axır. Belə halda nisbətən az soyuq hava yuxarıya sürüşür və həmçinin, əvvəldən soyuq və isti cəbhələr arasında yerləşən isti havanı qaldırır. İsti cəbhə tipli okklyuziyanın keçməsi yer səthi üzərində bir qədər istiləşməyə səbəb olur. Verilən ərazi üzərindən okklyuziya cəbhələrinin keçən zamanı buludluluq və yağıntılar, isti və soyuq cəbhələrin buludluluq və yağıntılarının birləşməsi ilə bağlıdır. Siklonun okklyuziyası onun sönməsinə gətirib çıxarır. Okklyuziyadan sonra və isti havanın yuxarıya sıxışdırılaraq, orada tədricən soyuması və seyrəlməsi ilə, siklon sahəsində hava bircins olur. Siklonun mərkəzində təzyiq artmağa başlayır, mərkəz və kənarlar arasında təzyiq fərqi azalır. Beləliklə, siklon zəifləyir. Nəhayət, siklonun hər yerində təzyiq eyni olduqda, siklon sönür. Atlantik okeanı tərəfdən keçmiş Sovet İttifaqına tərəf gələn siklonlar, adətən artıq okklyuziya vəziyyətində olurlar.

### **10.3.3. Antisiklonda hava şəraiti**

Antisiklon yüksək təzyiq sahəsidir ki, burada havanın təzyiqi kənarlardan mərkəzə doğru artır və sonda maksimuma çatır. Yüksək təzyiq sahəsində hava kütlələri mərkəzdən kənarlara axaraq, şimal yarımkürəsində saat əqrəbi istiqamətində hərəkət edən burulğan yaradır. Antisiklonlar izobarların qapalı sistemi ilə xarakterizə olunur. Antisiklonda təzyiqin üfüqi qradientləri kiçikdir, buna görə də onun mərkəzi hissəsində zəif küləklər meydana gəlir və ya hətta sakitlik müşahidə edilir. Əhəmiyyətli küləklər antisiklonun yalnız periferiyasında formalaşır.

Antisiklonların ölçüləri çox böyükdür. Onlar böyük sahələri tutur. Xüsusilə güclü antisiklonlar qışda mülayim və yüksək enliklərdə soyuq hava toplandıqda yaranır. Məsələn, qışda Sibirdə yaranan güclü antisiklon nəinki, Asiyanın böyük bir hissəsini, hətta Avropanı da tutur. Antisiklonlar aşağı enən hava cərəyanları ilə xarakterizə olunur. Belə ki, hava aşağı endikdə adiabatik olaraq qızdığı üçün onun daxilində olan su buxarı tədricən doymuş haldan uzaqlaşır.

Ona görə də antisiklonda yayda – aydın quru, isti hava, qışda – soyuq hava hakim olur. Aydın hava gecə saatlarında, xüsusilə, gecələri uzun olan qış aylarında, şüalanma və inversiyaların formalaşması zamanı yer səthinin əhəmiyyətli dərəcədə soyumasına səbəb olur. Bu halda antisiklonlarda dumanlar, laylı buludlar, inversiyaların səthində isə - dalğavari buludlar meydana gələ bilər.

Antisiklonlarda meteoroloji elementlərin sutkalıq gedişi özünü kəskin göstərir. Yer səthində antisiklonun daxili sahəsində cəbhələr olmur, çünki, bircins hava kütləsi ilə tutulmuş mərkəzi hissədən havanın seyrəlməsi gedir. Avropaya antisiklonlar çox vaxt yuxarı enliklərdən, eləcə də subtropik enliklərdə Atlantik okeanı üzərində yerləşən azor maksimumu tərəfdən gəlir. İlin soyuq dövründə antisiklonlar Şərqi Avropaya Sibirdən də gələ bilər. Avropada antisiklonların hərəkət sürəti təxminən orta hesabla 30 km/saatdır. Bəzən daha yüksək - 80 km/saat sürətlə hərəkət edən antisiklonlarda müşahidə edilir. Çox vaxt azhərəkətli, dayanıqlı, bir yerdə uzun müddət qalan antisiklonlar formalaşır. Belə antisiklonlar ilin isti dövründə quruda quraqlıq yaradır.

#### **10.4. Hava şəraitinin öyrənilməsi və qabaqcadan xəbər verilməsi üsulları.**

##### **Hava xidmətinin təşkil edilməsi.**

İnsanın təsərrüfat fəaliyyətində hava şəraiti böyük rolu vardır. Belə ki, müəyyən bir ərazidə müxtəlif işlərin uğurla aparılması hava şəraitindən asılıdır. Havanın əlverişsiz şəraitləri çox vaxt təsərrüfatlara böyük ziyan vurur. Bu halda hava şəraitinin qabaqcadan xəbər verilməsi, xüsusilə onun əlverişsiz şəraitlərinin proqnozu böyük əhəmiyyət kəsb edir. Bu əvvəlcədən ehtiyat tədbirləri görməyə və zərərli təsirlərinin azaldılması işlərini həyata keçirməyə imkan verir. Buna görə də müxtəlif təsərrüfat sahələri üçün cari hava şəraiti haqqında məlumat, eləcə də onun yaxın gələcək üçün proqnozlaşdırılması böyük əhəmiyyətə malikdir. Azərbaycanda bu işi meteoroloji stansiyalar şəbəkəsinə arxalanan **hava xidməti** həyata keçirir. Bu xidmət müəyyən vaxtlarda müşahidələr aparır, xüsusi beynəlxalq kod onları şifrələyir və sonra müşahidələtin nəticələrini telefonla, teleqrafla, radio və yaxud “İnternet” xidməti ilə proqnozlar tərtib etmək üçün ölkədə hava xidmətinə rəhbərlik edən Ekologiya və Təbii Sərvətlər Nazirliyinin Hidrometeorologiya Departamentinin proqnozlar bürosuna göndərilir. Orada meteoroloji stansiyalardan bu və ya digər vaxtlar üçün alınmış müşahidə məlumatlarının nəticələrinə görə sinoptik hava xəritələri tərtib edilir. Sonuncu coğrafi xəritədir, onun üzərinə müəyyən vaxtlarda stansiyalardan alınmış müşahidələrin nəticələri şərti işarələrlə qeyd edilir. Sinoptik xəritələrdə hər bir meteoroloji stansiya dairə ilə göstərilir. Bu dairənin qaralanma xarakteri verilən ərazidə göyün bulud ilə örtülmə dərəcəsinə uyğundur. Dairələrin ətrafındakı oxlar küləyin istiqamətini,

oxlarda olan xətlər - küləyin gücünü göstərir. Dairələrin yanındakı rəqəmlər, havanın temperaturunu, buludun hündürlüyünü və s. göstərir. Bundan başqa xüsusi nişanlarla buludların formaları və müxtəlif hadisələr işarə edilir. Xəritədə həmçinin izobarlar, cəbhələr keçirilir və yağıntıların düşdüyü sahələr ayrılır. Hal-hazırda sinoptik xəritələr nəinki, yer səthi üçün (yerüstü), həm də atmosferin müxtəlif qatları üçün (yüksəklik) də tərib edilir. Ayrı-ayrı ölkələr arasında meteoroloji məlumatların mübadiləsi radio və ya “ İnternet” şəbəkəsi vasitəsilə həyata keçirilir. Nəticədə böyük ərazilər üçün sinoptik xəritələrin tərtib edilməsi imkanı yaranır. Bütün şimal yarımkürəsi üçün sinoptik xəritələr tərtib edilir, 1953-cü ildən dünyanın sinoptik hava xəritələri də nəşr olunmağa başlanmışdır.

#### **10.4.1. Sinoptik üsul**

Hava şəraiti haqqında təlim, zaman və məkan daxilində onun dəyişiklikləri, və bu dəyişikliklərin səbəbləri aviasiya meteorologiyasının çox mühüm hissəsidir. Müxtəlif hava şəraitləri və onların dəyişikliklərinə səbəb olan atmosfer proseslərinin öyrənilməsi və eləcə də hava şəraitlərinin proqnozlarının tərtib edilməsi sinoptik üsulun köməkliyi ilə həyata keçirilir.

Bu üsulun mahiyyəti aşağıdakından ibarətdir. Adi coğrafi xəritənin üzərinə eyni zamanda stansiyalar şəbəkəsindən alınmış meteoroloji elementlərin qiymətləri rəqəm və şərti işarələrlə köçürülür. Belə xəritə müəyyən anda bir dəfəyə böyük ərazidə havanın vəziyyətini görməyə imkan verir. Müxtəlif vaxtların müşahidələrinə görə tərtib edilmiş bu xəritələrin vasitəsilə hava şəraitində bir vaxtdan digərinə baş verən dəyişiklikləri müəyyənləşdirmək olar. Atmosfer proseslərinin inkişafının ümumi qanunauyğunluqlarını və onların hava vəziyyətində necə əks olunduğunu bilməklə bizi maraqlandıran məntəqədə, rayonda və ya uçuş marşrutu boyunca yaxın vaxtlarda hava şəraiti necə olacağını söyləmək olar. Tərtib olunmuş hava şəraiti xəritələri sinoptik xəritələr adlanır; bu yunanca "sinoptikos" sözündən götürülüb, mənası “eyni zamanda görünən” deməkdir. Sinoptik xəritələr yer səthi üzərində və müxtəlif yüksəkliklərdə aeroloji müşahidələrə görə tərtib olunur. Birincilər yerüstü xəritələr və ya sadəcə hava xəritələri, ikincilər – yüksəklik və ya aeroloji xəritələr adlandırılır.

Sinoptik üsul XIX əsrin ortalarına yaxın meydana gəlmişdir. Lakin bir çox illər ərzində onun inkişafı çox yavaş gedirdi. Meteoroloji stansiyaların şəbəkəsi uzun müddət çox nadir idi, aeroloji müşahidələr demək olar ki, yox idi və atmosfer prosesləri haqqında bizim biliklərimiz yalnız dəqiqliyi kifayət qədər qanədici olmayan yerüstü hava xəritələrinə arxalanırdı. Sinoptik meteorologiyanın inkişafında mühüm irəliləyişlər XX əsrin otuzuncu illərinin əvvəllərində meydana çıxdı, bu zaman atmosfer proseslərinin fiziki mahiyyətini daha dərindən başa düşülməsinə imkan verən sinoptik xəritələrin təkmilləşdirilmiş analiz üsulları işlənilib hazırlanmışdı. Xüsusilə, həmin vaxtı hava kütlələri və troposfer cəbhələri haqqında təlim

işlənmişdi. Bu buludluluq, yağıntılar, duman və digər hava hadisələrinin qabaqcadan daha dəqiq xəbər verilməsinə imkan verdi. Sinoptik meteorologiyanın və ümumiyyətlə bütövlükdə hava xidmətinin inkişafı üçün böyük stimül güclü inkişaf edən aviasiyanın meteorologiyaya olan tələblərindən irəli gəlirdi. Bu tələbləri təmin etmək üçün geniş aeroloji şəbəkə yaradılmağa və onun sayəsində yerüstü hava xəritələrinə əlavə olaraq yüksəklik xəritələrinin tərtibinə və analizinə başlandı. Müxtəlif yüksəkliklərdə atmosferin vəziyyətinin tədqiqi aerozond, şarpilot, radiopilot və radioteodolit müşahidə üsulları ilə həyata keçirilir. Müxtəlif yüksəkliklərdə təzyiqi, temperaturu və rütubəti ölçmək üçün əsasən hidrogen ilə doldurulmuş şar vastəsilə radiozond və təyyarə ilə qaldırılan meteorograf tətbiq edilir. Radiozondun yerdəyişməsini müşahidə etmək üçün radiopelenqin köməkliyi ilə həyata keçirilir, bu buludun arxasında müxtəlif yüksəkliklərdə küləyin sürət və istiqamətin müəyyən etməyə imkan verir (radiokülək). Stratosfer və atmosferin daha yuxarı qatlarını tədqiq etmək üçün həm də xüsusi avadanlıqla təchiz olunmuş meteoroloji raketlər istifadə olunur. Adları çəkilən üsullardan istifadə edərək alınmış məlumatlar hal-hazırda nəinki bütün troposfer qatında, həm də stratosferdə uçuşların meteoroloji şəraitlərinin proqnozu üçün geniş istifadə olunur. İndiyə qədər sinoptik üsul ən geniş yayılmış üsuldur, o hava xidməti orqanlarının operativ işində istifadə edilir və təsərrüfat sahələrinin tələbatlarını ümumilikdə qənaətbəxş təmin edir. Bununla yanaşı, bir çox ölkələrdə müasir elektron hesablama maşınlarından istifadə etməklə hava proqnozunun ədədi üsullarının işləməsinə dair geniş tədqiqatlar aparılır. İndi artıq bir çox hesablanmış hava xəritələri proqnozların tərtibində sinoptiklər tərəfindən istifadə edilir. Meteoroloji peyklərin buraxılması ilə hava proqnozunun müxtəlif üsullarının inkişafı və təkmilləşdirilməsi üçün böyük imkanlar açılır. Belə peyklər adı müşahidələrin aparılmasında, xüsusilə, belə müşahidələr kifayət qədər olmadığı ərazilər üçün dəyərli vasitə ola bilər. Əhəmiyyətli olan odur ki, peyklərin meydana gəlməsilə atmosfer hadisələrinin müşahidə edilməsi üçün nəinki, aşağıdan, həm də yuxarıdan imkanlar yarandı. Bu baxımdan, ilk növbədə bir neçə yüz kilometr yüksəklikdə orbitdə fırlanan peyklərdən şəkilçəkmə yolu ilə buludluq haqqında alınan məlumatlar böyük əhəmiyyətə malikdir. Həm də istənilən zamanda şəkil çəkilməsi mümkün olan yer səthinin sahəsi fotokameranın növündən asılı olaraq, minlərlə və ya hətta milyonlarla kvadrat kilometr təşkil edə bilər. Müəyyən bir ardıcılıqla qəbul edilmiş bütün fotosəkilləri birləşdirərək, biz, ayrı-ayrı hissələri bulud sistemləri ilə örtülü olan, yer səthinin böyük bir ərazisinin təsvirini yarada bilərik. Bu şəkillərə görə hava kütlələrinin tiplərini, siklonların, cəbhələrin və hava axınlarının və digər obyektlərin mövqeyini və ölçülərini, ümumiyyətlə yer kürəsinin istənilən yerində hava şəraitini müəyyən etmək mümkündür. Artıq buludluq üzərində müşahidələrin sinoptik analizi və hava proqnozunun tərtib edilməsində, xüsusilə, Antarktida, Hindistan və Sakit okeanları, Atlantik okeanının mərkəzi və cənub hissəsinin rayonları üzrə praktiki istifadə halları vardır. Bu məlumatlar bilavasitə uzaq

məsafələrə uçuşların meteoroloji təminatı üçün əvəzolunmaz əhəmiyyət kəsb edə bilər. Böyük ərazilər üçün alınan buludluluq haqqında məlumatların təhlili, indi alimlərdə atmosfer proseslərinin təbiəti haqqında yeni fikrlərin yaranmasına səbəb olur. Buludluluq haqqında informasiyadan başqa, peyklərdən alınan fotosəkillər bizə qitələr üzərində qar örtüyünün, eləcə də dəniz və okeanlarda buzların coğrafi paylanması haqqında məlumatlar verə bilər. Bundan başqa peyklərdən aparılan Yerə gələn günəş radiasiyası və yer səthi tərəfindən şüalandırılan radiasiya üzərində müşahidələr də böyük əhəmiyyət kəsb edə bilər. Yer səthi ilə atmosferin qarşılıqlı münasibətindən yaranan iri miqyaslı proseslərin öyrənilməsində, mühüm amillərdən biri olan gələn və gedən radiasiya arasındakı fərq nəzərə alınmalıdır.

Sinoptik xəritələri tərtib etmək üçün ilkin material meteoroloji və aeroloji stansiyaların müşahidə materiallarıdır. Bütün yer kürəsində meteoroloji stansiyaların miqdarı yüz minlərlədir. Hava xidməti idarələrini vaxtlı-vaxtında təmin etmək üçün təhkim olunanlar **sinoptik stansiyalar** adlanır. Bu stansiyaların daha ixtisaslı müşahidəçiləri olmalıdır, yaxşı cihazlara və müşahidələrin nəticələrinin ötürülməsi üçün yaxşı əlaqə vasitələrinə malik olmalıdır. Bu zaman stansiyanın dəniz səviyyəsindən hündürlüyü haqda verilənlərin dəqiqliyi çox böyük əhəmiyyət kəsb edir, çünki, müşahidələrin müqayisəsi üçün dəniz səviyyəsinə gətirilmiş atmosfer təzyiqinin qiymətləri hava xəritələrinə qeyd edilir. Belə stansiyaların təşkil zamanı onların ərazi üzrə bərabər paylanması, eləcə də ucqar ərazilərin (dağlıq ərazilər, səhralar, adalar, və s.) hava haqqında məlumatlarla işıqlandırılması məsələsi nəzərə alınmalıdır. Beynəlxalq və yerli əhəmiyyətli stansiyaları fərqləndirirlər. Beynəlxalq əhəmiyyətli stansiyaların müşahidələri ümumi istifadəyə ötürülür və nəinki, həmin ölkənin, həm də digər ölkələrin sinoptik xəritələrində qeyd edilir. Hər bir belə stansiya beynəlxalq müqaviləyə görə təyin olunmuş müəyyən nömrəyə malikdir. Yerli əhəmiyyətli stansiyalar çox vaxt öz ölkələrinin aviasiya xətlərinə xidmət üçün cəlb olunur. 1947-ci ilin yanvar ayına qədər stansiyalarda müşahidələr müəyyən momentlərdə yerli (orta günəş) vaxta görə aparılırdı. Buna görə də, bütün stansiyalar sutkalıq gedişin eyni şəraitlərində idilər. 1947-ci ildən bütün ölkələrdə müşahidələrin vahid fiziki momentdə aparılması qəbul edilmişdir. Meteoroloji müşahidələr üçün 12 srok qəbul edilmişdir, hər 2 saatdan bir, yəni, saat 1, 3, 5, 7, 9, 11, 13, 15, 17, 19, 21 və 23. Kifayət qədər böyük sahələri əhatə edən ətraflı sinoptik xəritələrin tərtibi üçün istifadə edilən əsas sinoptik müşahidə vaxtları 3, 9, 15 və 21 saatları hesab olunur. 1, 7, 13 və 19 saatdakı müşahidə vaxtları əlavədir. Bu vaxtlarda aparılan müşahidələrə əsasən daha kiçik əraziləri əhatə edən xəritələr tərtib olunur. Onlar başlıca olaraq, aviasiyada hava proqnozlarının dəqiqləşdirilməsi üçün istifadə edilir və dairəvi xəritələr adını almışlar, çünki, buraya verilən aerodromu əhatə edən müəyyən dairənin ərazisindən daha ətraflı məlumatlar daxildir. Aeroloji müşahidələr üçün əsas vaxtlar 13 və 15, əlavə - 9 və 15 saatlarıdır.

**Hava şəraiti xəritələrinin tərtibi.** Sinoptik şəbəkəyə daxil edilən hər bir meteoroloji və aeroloji stansiya özünün müşahidələrinin nəticələrini yaxınlıqdakı hava bürosuna xəbər verməlidir; oradan bu müşahidələr teleqraf, radio və ya internet şəbəkəsi vasitəsi ilə məlumat şəklində proqnozlar Mərkəzinə ötürülür. Bu məlumatlar müşahidələrin istehsalı və emalından sonra kodlaşdırılmış teleqramlar şəklində dərhal ötürülür. Hal-hazırda qüvvədə olan beynəlxalq meteoroloji kod (quruda olan stansiyaları üçün) aşağıdakı sxemə malikdir:

0	1	2	3	4	5
YYOQ	Iiii	N ddfmfm	VVwwW	PPPTT	NCLhCMCH
6	7				
TdTdapp	7RRTeTe				

Sxemdən görüldüyü kimi, kod sıfır qrupu istisna olmaqla, beşrəqəmli qruplardan ibarətdir, buraya dörd işarə daxildir.

Aşağıdakı hər bir qrupun işarələrinin izahı verilir:

- |               |   |
|---------------|---|
| 0 qrupu       | YY – ayın tarixi;<br>GG – müşahidə saatları   |
| 1 sayılı qrup | İİ – stansiya yerləşən böyük rayonun nömrəsi;<br>iii – stansiyanın nömrəsi;   |
| 2 sayılı qrup | N – xüsusi şkala üzrə buludların ümumi miqdarı;<br>dd - küləyin istiqaməti (haradan əsir) onluq dərəcələrin onda biri;<br>fmfm – küləyin sürəti m/san ilə;  |
| 3 sayılı qrup | VV - xüsusi şkala üzrə üfüqi görünüşlük, km – lə;<br>ww - xüsusi şkala üzrə müşahidə zamanı hava şəraiti;<br>W – müşahidələr arası hava şəraiti;  |
| 4 sayılı qrup | PPP – dəniz səviyyəsinə gətirilmiş atmosfer təzyiqi (rəqəmlərsiz, yüz və minlərlə göstərilir)<br>TT – havanın temperaturu tam dərəcələrlə;  |
| 5 sayılı qrup | N <sub>h</sub> – aşağı yarus buludların miqdarı, ballarla, hündürlükləri h ilə göstərilir;<br>C <sub>L</sub> - xüsusi şkala üzrə aşağı yarus buludların xarakteristikası;<br>C <sub>M</sub> - orta yarus buludların xarakteristikası; C <sub>H</sub> – yuxarı yarus buludların xarakteristikası;<br>h - C <sub>L</sub> və ya C <sub>M</sub> buludların yer səthi üzərində hündürlüyü, metrle; |
| 6 sayılı qrup | TdTd – şəh nöqtəsi<br>a – barik tendensiyanın xarakteristikası;<br>pp - barik tendensiyanın kəmiyyəti, millibarlarla;   |

7 saylı qrup

7 – yeddinci qrupun fərqləndirici rəqəmi;

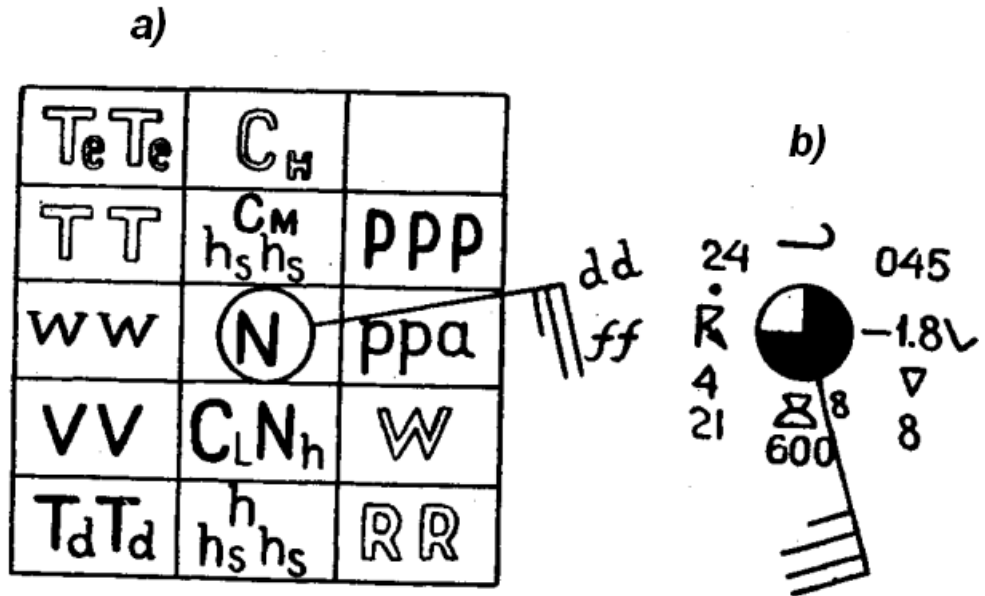
RR – 12 saatda yağıntıların millimetrlərlə miqdarı;

TeTe – havanın maksimal və ya minimal temperaturu tam dərəcələrlə.

Xəritəyə verilənlərin köçürülməsi ədədlər və şərti nişanlar (simvol) şəklində aparılır, şəkl. 10.18-də göstəriləyi kimi, onları stansiyasının dairəsi ətrafında ciddi müəyyən qaydada yerləşdirirlər. Ədədlərlə: havanın təzyiqi (PPP), barik tendensiya kəmiyyəti (pp), havanın temperaturu (TT), maksimal və ya minimal temperatur (TeTe), şəh nöqtəsi (TdTd), üfüqi görünüşlük (VV), aşağı yarus buludların miqdarı ( $N_h$ ), bu buludların hündürlüyü (h), yağıntıların miqdarı (RR) qeyd edilir.

Nişanlarla: buludların ümumi miqdarı (N), yuxarı ( $C_H$ ), orta ( $C_M$ ) və aşağı ( $C_L$ ) yarus buludların formaları, müşahidə zamanı və ya son saatda (ww) hava şəraiti, sroklar arası müşahidələrdə (W) hava şəraiti, barik tendensiyanın xarakteristikası (a) göstərilir.

Qeyd edilən meteoroloji elementlər və hadisələr üçün şərti işarələr (simvollar) xüsusi cədvəldə verilir. Küləyin istiqaməti (dd) stansiyanın dairəsinə toxunan oxla göstərilir. Küləyin sürəti (fmfm) düzbucaq altında (küləyə baxdıqda) sola istiqamətlənən lələklərlə işarələnir; uzun lələk 5 m/san, qısa – 2,5 m/san küləyin sürətinə müvafiqdir; küləyin sürəti 25 m/san-dən çox olan zaman əsas ox üzərində olan üç bucaq qoyulur.



Şəkil,10.18. Meteoroloji elementlərin stansiyasının dairəsi ətrafındayerləşdirilməsi (a) və yerüstü sinoptik xəritəyə verilənlərin köşürülməsi (b)

Simvollar cədvəlinə kifayət qədər böyük sayda, xüsusilə müşahidə vaxtlarında, hava şəraitini (ww) göstərmək üçün işarələr daxildir. Bütün bu simvolları ixtisaslı sinoptiklərin bilməsi lazımdır, pilotlar da bunlardan əsasları bilməlidir, xüsusən aşağıdakı hadisələr üçün:

tozlu burulğan, çovğun, duman, çiskin yağış, fasiləsiz yağış, sır-sıra, güclü qar, leysan yağışı və qar, ildırım, smerç və s. Bundan aşağıdakı bulud formalarının simvollarını da bilmək lazımdır: topa, güclü topa, topa-yağış, laylı, laylı-yağış, və lələkvəri-laylı.

Şəkil 10.18-də yerüstü sinoptik xəritə üzərinə verilənlərin köçürülməsinin ümumi sxemi və misal göstərilir. Bu misal göstərir ki, müşahidə anında stansiyada hündürlüyü 600 m olan 8 bal topa-yağış buludları, eləcə də lələkvəri buludlar; həmçinin 4 km görünüşlükdə yağışla tufan qeyd edilmişdir. Dəniz səviyyəsinə gətirilmiş atmosfer təzyiqi 1004,5 mb bərabər idi ( əgər təzyiq 1000 mb-dan böyükdürsə, onda köçürülmə zamanı ilk iki rəqəm atılır; 1000 mb-dan kiçik olarsa ilk doqquz atılır); barik tendensiyanın kəmiyyəti 1,8 mb-dır. Havanın temperaturu 24°, şəh nöqtəsi isə 21°-dir. Müşahidə vaxtları arasındakı dövrdə leysan yağışlar qeyd edilmişdir; son 12 saatda 8 mm yağıntı düşmüşdür. Müşahidə anında 17,5 m/san sürətində cənub-cənub-şərq istiqamətli külək olmuşdur.

Yüksəklik məlumatlarının ötürülməsi üçün kod sadədir və ona nisbətən kiçik miqdarda verilənlər daxildir. Onlardan əsasları aşağıdakılardır:

- 1) qeopotensial dekametrlərlə ifadə edilmiş müəyyən təzyiq qiymətinin (HHH) hündürlük səviyyəsi;
- 2) temperatur (TT),dərəcələrlə;
- 3) şəh nöqtəsi (TdTd), dərəcələrlə;
- 4) küləyin istiqaməti (dd) və sürəti (fmfm).

### **10.5. Hava şəraitinin yerli əlamətləri**

Havanın proqnozlaşdırılması nəinki, sinoptik xəritələrlə, həm də bir məntəqədən müşahidələr aparmaqla da həyata keçirmək olar. Bu halda havanın yerli əlamətləri tətbiq edilir. Bu əlamətlərdən istifadə yaxşı nəticələr verə bilər. Əgər verilən yerdə havanın qabaqcadan xəbər verilməsi radio ilə əldə edilirsə, bu qabaqcadan xəbər verilmə havanın vəziyyəti və onun ayrı-ayrı elementləri üzərində müşahidələr əsasında dəqiqləşdirilə bilər. İsti və soyuq cəbhələrin və okklyuziyanın yaxınlaşmasının, eləcə də siklonik xarakterli dayanıqsız və dayanıqlı antisiklonik hava şəraitinin yerli əlamətləri aşağıda verilir.

#### **1. İsti cəbhənin və ya isti cəbhə tipli okklyuziya cəbhəsinin yerli əlamətləri**

Cənub, cənub-qərb və qərbdən (nadir halda şimal-qərb və şimaldan) hərəkət edən, yəni çox vaxt isti cəbhə yaxınlaşan tərəfdən lələkli buludların görünməsi. Cəbhə yaxınlaşdıqca lələkli buludlar tədricən lələkli – laylı və yüksək-laylı buludlara keçir, sonuncular isə laylı-yağışlı buludlarla əvəz olunurlar. Lələkli - laylı buludlarda günəş və ya ayın ətrafında böyük dairə meydana gəlir. Bu buludlar yüksək-laylı buludlara keçdikdə dairə itir. Havanın təzyiqi aşağı düşür və cəbhə nə qədər tez yaxınlaşarsa bir o qədər çox azalır. Külək güclənir, gecə o zəifləmir.



Havanın temperaturu qışda yüksəlir və yayda bir qədər aşağı düşür. Bu buludluğun artması ilə əlaqədardır, buludluq uzun qış gecələrində yer səthinin şüalanmasından yaranan istilik itkisini və yayda uzun gündüz saatlarında gələn günəş radiyasını azaldır. Axşama temperaturun aşağı düşməsi dayanır və hətta artır. Havanın temperaturunun sutkalıq gedişi bərabərdir. Şeh olmur, əmələ gəldikdə isə günəş çıxmamışdan əvvəl yox olur.

#### 2. Soyuq cəbhənin və ya soyuq cəbhə tipli okklyuziya cəbhəsinin yerli əlamətləri

Adətən, şimaldan, şimal-qərbdən, qərbdən, bəzən isə şimal-şərqdən sürətlə gedən yüksək-topa buludlar görsənir. Bu buludlar adətən, yayda leysan yağışlar yağan, göy gurultusu, bəzən isə dolu ilə müşayət olunan topa-yağış buludlarının xəbərvericisidir. Cəbhə keçdikdən sonra buludluluq azalır, göy səmada buludlar arasından boşluqlar görünür, yağıntılar qısa müddətli, keçici xarakter daşıyır. Təzyiq sürətlə azalır, cəbhə keçdikdən sonra isə əhəmiyyətli artır. Külək güclənir; cəbhə keçən zaman o istiqamətini kəskin dəyişir (adətən, cənub-qərbdən şimal-qərbə) və şiddətli olur. Cəbhə keçdikdən sonra havanın temperaturu kəskin azalır, xüsusilə qışda.

#### 3. Dayanıqsız siklonik xarakterli havanın ümumi əlamətləri

Havanın yüksək rütubətliyi müşahidə edilir. Bu, aşağıdakı hadisələrlə özünü göstərir: günəş olan qara bulud arxasından şüa şəklində buludun parlaması; tünd qırmızı şəfəq; gündüz ağımtıl səma; üfüqdən hündürdə olan zaman günəş və ayın qırmızı rəngi; uzaq səslərin eşidilməsinin güclənməsi. Havanın yüksək rütubətliyində uzaqda olan əşyalar sanki yaxında görünür. Quşlar (qaranquşlar, uzunqanadlar və s.) yer səthinə yaxın uçurlar, çünki, onların qidalandığı həşəratlar yüksək rütubətdə yer səthinin yaxınlığında olurlar. Gecə qırmızı və mavi rənglərin üstünlüyü ilə ulduzların güclü sayrışması müşahidə edilir. Bu hadisə havanın sıxlığının qeyri-bərabər paylanmasında və su buxarının böyük bir miqdarında baş verir. Boruların və tonqalların tüstüsü yer üzərinə sərilir.

#### 4. Dayanlı antisiklonik xarakterli havanın ümumi əlamətləri

Təzyiq yüksəkdə qalır və bir neçə gün ərzində yavaş-yavaş və fasiləsiz artır. Havanın temperaturu və nisbi rütubətliyi özünü kəskin göstərən sutkalıq gedişə malikdir. Səma çox vaxt aydın qalır. Yayda topa buludlar müşahidə edilə bilər, onlar səhərlər meydana gəlir, saat 14-15-də ən böyük inkişafa çatır, axşama yox olurlar. Qışda axşama külək olmadıqda göyün üzü aşağı yarus laylı buludlarla örtülür. Külək yaxşı ifadə olunmuş sutkalıq gedişə malikdir, yəni o səhər meydana gəlir, gündüz saatlarında ən böyük sürətə çatır, axşama isə dayanır. Gündüz səma tünd göy rəngdə olur və göy qübbəsi sanki hündürdədir. Şəfəq qızılı, sarı və ya çəhrayı rəngə malik olur. Günəş batdıqdan sonra, yalnız günəş çıxdıqda yox olan, bol qırov və ya şəh əmələ gəlir. Alçaq yerlərdə səhər seyrələn duman yaranır. Meşədə axşam və gecə açıq sahələrə nisbətən isti olur. Dərələrdə təpə və yüksəkliklərə nisbətən geçə soyuq olur. Ulduzlar zəif sayrışır, bu zaman yaşıl rəng üstündür. Boruların və tonqalların tüstüsü yuxarıya qalxır.

## 10.6. Canlı təbiətin hava və mövsümi hadisələri

Hava şəraiti bitki və heyvanların həyatındakı müxtəlif hadisələrə böyük təsir göstərir. Bu hadisələrin ətraf mühitin şəraitindən asılılığını öyrənməklə **fenologiya** adlanan elmin xüsusi sahəsi məşğul olur. Bu elm fenoloji adlanan müşahidələr vasitəsilə heyvanların və bitkilərin həyatında mövsümi hadisələri öyrənir. Bu müşahidələr hər hansı bir cihaz tələb etmir və asanlıqla müəyyən yerdə təşkil edilə bilər. Lakin, bu müşahidələr xüsusi təlimatlara ciddi riayət edilməsini tələb edir. Çoxillik fenoloji müşahidələr verilən ərazi üçün təbiət təqvimini, yəni dövrü baş verən müxtəlif hadisələrin baş vermə vaxtlarının göstəricisini tərtib etməyə imkan verir. Bu orta vaxtlar uzun vaxt ərzində aparılan müşahidələrdən əldə edilir. Bu təqvimdən istifadə hər hansı bir mövsümdə bu və ya digər hadisələrin baş vermə vaxtlarını qabaqcadan müəyyən etməyə imkan verir, çünki, təbiətdə dövrü hadisələr müəyyən bir ardıcılıqla yerinə yetirilir. Məsələn, meşə gilası çiçəkləndikdən 5-6 gün sonra adətən sarı akasiyanın çiçəklənməsi və eyni zamanda palıd və alma ağaclarının, 2-3 gün sonra - bənövşəyi yasəməninin, 1–2 gün sonra isə quş armudu ağacının çiçəklənməsi müşahidə edilir; daha 2-3 gündən sonra şam, yemişan və digər bitkilər çiçəklənirlər. Qeyd etmək lazımdır ki, müxtəlif bitkilərdə başlanğıc və inkişaf fazaları arasındakı vaxt intervalları eyni bir yerdə olduqca daimi olması ilə səciyyələnir və məsələn, meşə gilasının çiçəkləndiyi vaxtı bilməklə, yasəməninin və digər bitkilərin çiçəklənməsi haqqında da əvvəlcədən fikir yürüdə bilərik.

Fenoloji müşahidələr böyük əhəmiyyət kəsb edir. Onlar şümləmə, əkin, ot biçini, taxıl yığılı və s. işlər gördükdə ən əlverişli vaxtları müəyyən etmək üçün çox faydalıdır. Məsələn, keçmiş SSRİ-nin Avropa ərazisinin qərb rayonlarında müəyyən edilmişdir ki, çöl noxudu və noxud əkini ağcaqayın ağacının qönçələrinin açılması, yulafın kütləvi əkini – zəncvirotunun çiçəklənməsinin başlanması, ot biçinin başlanması – pişikquyruğunun çiçəklənməsi vaxtı ilə üst-üstə düşür və s. Meşə ağaclarının və kolların çiçəklənməsi və barverməsi üzərində müşahidələrin aparılması müxtəlif növlərin barvermə dövrünü müəyyən etməyə imkan verir, bu isə toxum yığılı və tədarükün təşkilində böyük əhəmiyyət kəsb edir. Bu müşahidələr həm də bu və ya digər meşə mədəniyyəti işlərinin aparılması vaxtını da müəyyən etməyə imkan verir. Məsələn, iynəyarpaq meşə zonasında meşə mədəniyyəti işləri qızılağac çiçəkləndikdən dərhal sonra başlanır. Qarışıq meşələr zonasında meşə mədəniyyəti işləri fındıq çiçəkləndikdən becərilən növün qönçələrinin şişkinləşməsinə qədər olan dövr sayılır.

Heyvanlar, quşlar və həşəratlar üzərində fenoloji müşahidələr arı pətəklərinin çölə çıxarılıma, ovun başlanma vaxtını və s. müəyyən etməyə imkan verir. Fenoloji müşahidələr həm də əlaq otları, zərərvericiləri və kənd təsərrüfatında bitki və heyvanların xəstəliklərinə qarşı mübarizə aparmaq üçün vacibdir.

Fenoloji müşahidələr həmçinin hər hansı bir vaxt ərzində hava şəraiti haqda təsəvvür yaratmağa imkan verir. Bitkilər və eləcə də heyvanlar xarici mühitdə baş verən dəyişikliklərə çox həssas olan obyektlərdir. Çünki, bitkilərin və heyvanların həyatında müxtəlif hadisələrin baş verməsi və gedişi ayrı-ayrı meteoroloji amillərin deyil, onların məcmusunun təsiri altında gedir, ona görə də canlı təbiətin mövsümi hadisələri ümumi hava şəraitinin göstəricisi kimi xidmət edə bilər.

Ağac və kollar üzərində müşahidələr aparılarkən aşağıdakılar qeyd edilir: ağcaqayında şirə axınının başlanğıcı, qönçələrin şişkinliyi, yarpaqların açılması, yaşıllaşma, çiçəklənmə, çiçəklənmənin sonu, ilk yetkin meyvələrin və toxumların meydana gəlməsi, payız yarpaqlarının boyanmasının başlanğıcı və onların tam payız boyanması, yarpaq düşməsinin başlanğıcı və sonu. Ot bitkiləri üçün verilən yerdə çiçəklənməsini, toxumların yetişmə vaxtı qeyd edilir. Dənəvər bitkilər üzərində müşahidələr apardıqda əkin, cücərilərin üzə çıxması, üçüncü yarpağın inkişafı, kollaşma, sümbül bağlama, çiçəklənmə, süd, mum və tam yetkinlik vəziyyətlərinin başlanması qeyd edilir. Quşlar üzərində müşahidələr zamanı onların uçub gəlməsi və getməsi, həşəratların müşahidələrində - yazda meydana gəlmə vaxtı və onların həyatlarının xarakterik hadisələrinin qeydiyyatı aparılır. Fenoloji məlumatlar iqlimşünaslıq üçün böyük əhəmiyyət kəsb edir. Onlar iqlim məlumatlarını tamamlayır və bu və ya digər yerin tam və ətraflı iqlim xarakteristikasını verir; onlar həmçinin ərazinin iqlim rayonlaşdırılmasında da istifadə olunur.

# XI FƏSİL. İQLİM HAQQINDA ÜMUMİ TƏLİM

## 11.1. İqlim anlayışı

Verilən ərazidə günəş radiasiyası, atmosfer dövrəni və bu ərazi üçün xarakterik hava rejiminə səbəb olan, fiziki hadisələrin qarşılıqlı münasibəti nəticəsində yaranan atmosfer proseslərinin qanunauyğun ardıcılığı **iqlim** adlanır. Miqdarı tərəfdən iqlim adətən, iqlim elementlərinin çoxillik müşahidələrin əsasında əldə olunmuş havanın temperaturunun və rütubətinin, buludluluğun, yağışın, küləyin və s. orta kəmiyyətləri və ən böyük qiymətləri ilə xarakterizə olunur. İqlim xüsusiyyətlərinin müəyyən edilməsində verilən əraziyə soxulan hava kütlələri haqqında məlumatlar, yəni onların fiziki xassələrini, mənşəyini, daxzil olma tezliyini və s. xarakterizə edən verilənlər böyük əhəmiyyət kəsb edir. Çox tez-tez səhvən hava və iqlim anlayışlarını qarışdırırlar. Bu anlayışlar arasında böyük fərq var. **Hava** verilən ərazidə və verilən vaxt ərzində meteoroloji elementlərin müəyyən qarşılıqlı əlaqəsi ilə xarakterizə olunan atmosferin fiziki vəziyyətidir. İqlim isə havanın çoxillik rejimi ilə xarakterizə olunur, həm də çoxillik hava rejimi dedikdə nəinki, üstün olan, həm də verilən ərazidə ümumiyyətlə mümkün olan hava şəraitləri başa düşülür. İqlimin formalaşma şəraitlərini və müxtəlif ölkələrin və rayonların iqlim rejimini öyrənən elm sahəsi **iqlimşünaslıq** adlanır. Bu elm ayrı-ayrı iqliməmələgətirən amillər arasındakı qarşılıqlı mübadiləyə və onların səth örtüyü ilə qarşılıqlı təsirinə baxır. İqlimşünaslıq müxtəlif meteoroloji hadisələrin və iqlim tiplərinin yer kürəsinin səthində paylanması qanunauyğunluqlarının öyrənilməsi ilə məşğul olur. O, həmçinin insan fəaliyyətinin təsirindən yaranan iqlim dəyişiklikləri ilə bağlı məsələlərin həlli ilə məşğul olur. Rusiyada iqlimşünaslığın banisi böyük rus coğrafiyaçısı və iqlimşünası A.İ. Voeikov (1842 - 1916) olmuşdur. O, iqlimşünaslığın inkişafına böyük təsir göstərmişdir. Özünün “Yer kürəsinin, xüsusilə Rusiyanın iqlimi” klassik əsərində A.İ. Voeikov ilk dəfə yer kürəsinin iqlimlərinin məzmunca ətraflı və dərin təsvirini verilmişdir. A.İ. Voeikov bir sıra əsərlərində iqlimi dəyişmək məqsədi ilə insanın təbiətə fəal təsiri məsələlərini nəzərdən keçirmişdir. Onun bir çox əsərləri müasir zamanda da öz aktuallığını itirməmişdir.

## 11.2. İqlimə təsir edən amillər

İqlimə verilən anlayışından görünür ki, əsas iqliməmələgətirən amillər günəş radiasiyası, atmosferin dövrəni və yer səthidir. Onların birgə təsiri altında yer kürəsinin müxtəlif yerlərində iqlimin formalaşması baş verir. İqlimə həmçinin insanın təsərrüfat fəaliyyəti də böyük təsir göstərir, çünki o səth örtüyünün fiziki xassələrini dəyişə bilər. Günəş radiasiyası vacib iqliməmələgətirən amildir, belə ki, bu radiasiya hesabına yer səthində və atmosferdə müxtəlif fiziki proseslər gedir. Yer səthinə gələn günəş enerjisinin miqdarı coğrafi enlikdən asılıdır.

Sonuncu verilən ərazidə günəşin üfüq üzərində hündürlüyünü və gündüzün və gecənin davamiyyətini, deməli həm də, günəşin gəlib-gedən şüa enerjisini müəyyən edir. Çünki, coğrafi enlik yer səthinin günəşdən qəbul etdiyi günəş şüalarının meyillik kəmiyyətini və istiliyin miqdarını müəyyən edir, buna görə də qədim yunanlar orta hava şəraitini işarə etmək üçün iqlim, yəni meyillik, sözünü seçmişlər. Günəşdən ən böyük istilik miqdarını ekvatorial zona və tropik enliklər alır, bunun sayəsində həmin yerlərdə isti tropik iqlim yaranır. Ən az istilik miqdarını qütb əraziləri və qütbə yaxın rayonlar qəbul edir, bu isə həmin yerlərdə sərt soyuq iqlim yaradır.

Burada şimal yarımkürəsinin ayrı-ayrı enliklərində aydın səmada və gecə-gündüz bərabərliyi və gün dönümü üçün atmosferin şəffaflıq əmsalı 0,8 olduqda yer səthində günəş radiyasının ( $1\text{sm}^2$ -ə kalorilərlə) sutkalıq cəmini göstərək (cədvəl 11.1):

**Cədvəl 11.1**

	Enlik (dərəcələrlə)					
	0	10	30	50	70	90
20 mart	672	659	556	367	132	0
21 iyun	577	649	728	707	624	634
23 sentyabr	663	650	548	361	130	0
22 dekabr	616	519	286	66	0	0

Ekvatorada günəş radiyasının sutkalıq cəminin ən böyük qiymətləri gecə-gündüz bərabərliyi günlərində, bu zaman ekvatorada günorta saatlarında günəş zenitə çatır, ən kiçik - gün dönümü günlərində müşahidə edilir, bu zaman günorta saatlarında günəş ekvatorada ən aşağı yüksəklikdə olur.

Günəş radiyasının sutkalıq cəmləri yay ayları istisna olmaqla enlik artdıqca azalır. Yayda ən böyük cəmlər tropiklərdə müşahidə edilir, burada iyunda günorta saatlarında günəş zenitə çatır, mülayim və yüksək enliklərdə onlar bərabər paylanmışdır və hətta qütb yaxınlığında bir qədər artır. Mülayim və yüksək enliklərdə yay aylarında radiasiyanın belə paylanması günün davamiyyəti ilə bağlıdır, bu isə yayda yüksək enliklərə doğru getdikcə artır.

Cədvəl 11.2-də düz, səpələnən və cəm radiasiyanın 80-dan  $35^\circ$  enlik qurşayı zolağında orta ilik qiymətlərinin ( $\text{kkal}/\text{sm}^2\text{il}$ ) paylanması (T.Q. Berlyanda görə) verilmişdir. Göründüyü kimi, enlik azaldıqca düz günəş radiyasının illik cəmləri artır. Səpələnən radiasiyanın illik cəmləri isə əksinə, enliyin azalması ilə az dəyişir. Arktika və qütb enliklərində radiasiyanın ümumi axınında səpələnən radiasiya üstünlük təşkil edir. Lakin, digər enliklərdə də səpələnən radiasiyanın miqdarı əhəmiyyətlidir. Beləliklə, yer səthinə gələn ümumi istilikdə səpələnən radiasiya çox böyük rol oynayır və onun dəyəri iqlim amili kimi böyükdür.

İndi isə cəm radiasiyanın yer kürəsi səthində illik qiymətlərinin (M.İ. Budıkoya görə) paylanmasını nəzərdən keçirək. Cəm radiasiyanın orta illik qiymətləri enlik azaldıqca artır. Onun

**Cədvəl 11.2**

Radiasiya	Enlik (dərəcələrlə)					
	80	70	60	50	40	35
Düz...	10	27	42	60	83	97
Yayılan...	47	40	37	39	49	52
Cəm...	57	67	79	99	132	149

ən kiçik illik qiymətləri qütb dairəsindən kənarında müşahidə edilir, burada onlar 80 kkal/cm<sup>2</sup> ilə və daha azdır. Cənuba getdikcə onlar artır və tropik səhralarda ən yüksək qiymətlərə - 200 kkal/cm<sup>2</sup> ilə həddindədir. Cəm radiasiyanın maksimumu - 220 kkal/cm<sup>2</sup> ilə Şimal-Şərqi Afrikada müşahidə olunur. Burada o buludluluğun az olması ilə əlaqədardır. Ekvatorial zonada buludluluğun çox olması ilə burada cəm radiasiyanın illik qiymətləri aşağıdır. Yer səthinə gələn günəş enerjisi tam udulmur, onun müəyyən hissəsi əks olunur. Yer səthi tərəfindən udulan enerji onun albedosundan asılıdır. Yer səthi tərəfindən udulan radiasiyanın miqdarını təyin etmək üçün, cəm radiasiyanın qiymətini səthin udma qabiliyyətinə, yəni, 100% - lə arasındakı fərq və albedonun kəmiyyətinə vurmaq lazımdır. Udulan radiasiyanın ən kiçik qiyməti - 40 kkal/sm<sup>2</sup> ilə qütb dairəsindən kənarında müşahidə edilir. Cənuba getdikcə onun qiyməti artır və Aralıq dənizi sahillərində, Qafqazda, Mərkəzi Asiyada, Mongolustanda 100 kkal/sm<sup>2</sup> ilə çatır.

Yer səthi tərəfindən udulmuş enerjinin bir qismi effektiv şüalanma vasitəsilə itirilir. Bu şüalanmanın ən böyük qiymətləri tropik səhralarda müşahidə edilir, burada onlar 80 kkal/sm<sup>2</sup> ilə həddindədir. Ekvatorial zonada effektiv şüalanma təxminən 30 kkal/sm<sup>2</sup> ilə qədər azalır. Mülayim enliklərdə quruda şimala doğru temperaturun azalması və buludluluğun artması ilə onlar azalır. Udulmuş radiasiya və effektiv şüalanma arasındakı fərq **radiasiya balans** adlanır. Sonuncu çox əhəmiyyətli iqlim amilidir, çünki, ondan suyun, torpağın və onun üzərindəki hava qatının temperaturu, eləcə də buxarlanmanın intensivliyi asılıdır. M.İ. Budıkonun məlumatlarına görə, rütubətli tropik ərəzilərdə radiasiya balansının qiymətləri təxminən 100 kkal/sm<sup>2</sup> ilə qədərdir, maksimal qiymətlər isə - 140 kkal/sm<sup>2</sup> ilə çox - Ərəbistan dənizinin şimalında müəyyən edilmişdir. Eyni enliklərdə yerləşən ərəzilərdə, kifayət qədər və izafi rütubətli sahələr ilə müqayisədə səhralarda və quraq ərəzilərlə radiasiya balansının aşağı qiymətləri müşahidə edilir. Bu effektiv şüalanmaya əhəmiyyətli dərəcədə istilik enerjisinin sərf edilməsi ilə bağlıdır, burada havanın quru və buludluluğun az olması ilə əlaqədar onun qiyməti artır. Mülayim enliklərdə enlik artdıqca balansın qiymətlərinin sürətlə azalması baş verir. Yer kürəsinin bütün

səthi üçün radiasiya balansının cəmləri, daimi buz örtüyü olan, məsələn, Qrenlandiya və ya Antarktidanın mərkəzi hissəsindəki ərazilər istisna olmaqla, il ərzində orta hesabla müsbətdir. İqlimə atmosfer dövrünün xüsusiyyətləri çox böyük təsir göstərir, müxtəlif coğrafi mənşəli hava kütlələrinin yerdəyişməsi onunla bağlıdır. Bu amilin əhəmiyyətini izah etmək üçün, təxminən eyni enliklərdə və dəniz sahilində yerləşən iki məntəqə məlumatlarını göstərək. Onlardan biri - Bordo – Biskay körfəzinin sahilində, digəri – Vladivostok - Yapon dənizinin sahilində yerləşir. Belə yerləşməyə baxmayaraq, bu yerlərdə qış güclü fərqlənir, xüsusilə temperaturun xarakterinə görə. Bordoda yanvar ayında havanın orta temperaturu 5°-yə, Vladivostokda -13,5° -yə yaxındır, yəni 18,5° aşağı. Belə fərq qış vaxtı hava sirkulyasiyasının xüsusiyyətləri ilə izah olunur. Bordoda qışda okeandan isti hava kütlələrini gətirən cənub-qərb küləkləri üstünlük təşkil edir; Vladivostokda isə qışda qurudan - Şərqi Sibirdən soyuq hava kütlələrini gətirən şimal-qərb küləkləri əsir. Qərb istiqamətli küləklər üstünlük təşkil edən yerlərdə materiklərin qərb sahillərində çoxlu miqdarda yağıntılar yağır. Passatlar olan sahələrdə isə çoxlu miqdarda yağıntılar şərqdə yerləşən sahillərdə düşür. İqlimin formalaşmasında səth örtüyü böyük rolu oynayır, çünki, üzərində yerləşən hava kütlələrinin fiziki xassələri ondan asılıdır. Su və quru iqlimə müxtəlif cür təsir göstərir. Yüksəkliklərin və dağların iqlimi düzənliklərin iqlimindən fərqlənir. Həmçinin çılpaq torpağın və bitki örtüyü olan səthin iqlimə təsiri müxtəlifdir. Meşəyə nisbətən ot bitkilərinin iqlimə təsiri fərqlidir. Qar və buz örtüyünün təsiri də iqlimə böyük təsir göstərir. Dəniz və qurunun iqlimə təsir xarakterində fərqlər xüsusilə böyükdür. Su böyük istilik tutumuna malikdir və bu səbəbdən o yavaş qızır və soyuyur. Buna görə də okeanlar, dənizlər və iri göllər, həm sutkalıq, həm də illik temperaturların tərəddüdlərini azaldaraq, istilik tənzimləyiciləri rolunu oynayırlar. Lakin, bu halda daha əhəmiyyətli o faktıdır ki, istilik enerjisinin udulması və verilməsi ilə əlaqədar suyun qızması və soyuması turbulent qarışma sayəsində daha dərinliklərə və böyük su kütlələrinə yayılır. Bunun nəticəsində suyun temperaturunun dəyişməsi ümumiyyətlə kiçik olacaq. Həmçinin suyun səthi üzərində də havanın temperaturunun tərəddüdü kiçik olacaqdır. İlin soyuq dövründə tropiklərdən kənar enliklərdə okeanlar yay aylarında toplanan çoxlu istiliyi ayırır. Bu havanın temperaturuna böyük təsir göstərir. Sonuncu ilin soyuq dövrü ərzində okean üzərində quruya nisbətən daha yüksəkdir. Qurunun qızması və soyuması başqa cür baş verir. Bu halda istilik ötürülməsi yalnız istilikkeçirmə ilə gedir. Bu yolla qurunun qızması və soyuması su ilə müqayisədə daha kiçik dərinliklərə yayılır. Bu qurunun, həm də onun üzərində yerləşən havanın temperaturunun böyük tərəddüdlərinə səbəb olur. Su və qurunun istilik tutumunun müxtəlifliyi və xüsusilə istilik ötürmə (suda turbulent qarışma və torpaqda istilik keçiricilik yolu ilə) üsullarındakı müxtəliflik dənizlərdə və okeanlarda, adalarda və sahil ərazilərdə **dəniz və ya okeanik** adı almış xüsusi

İqlim tipinin yaranmasına səbəb olur. Quruda yaranmış iqlim **materik və ya kontinental** adı daşıyır.

İqlimin kontinentallıq dərəcəsi başlıca olaraq havanın sutkalıq və illik temperatur amplitudasının qiymətləri ilə, rütubətlik və buludluluğun kəmiyyəti ilə, eləcə də düşən yağıntıların miqdarı ilə təyin edilir. Böyük sutkalıq və illik amplitudalar, aşağı rütubət və buludluluq, eləcə də aşağı illik yağıntılar iqlimin əhəmiyyətli dərəcədə kontinentallığını xarakterizə edirlər. Əksinə, kiçik amplitudalar, yüksək rütubətlik və buludluluq, habelə yağıntıların böyük miqdarı dənizin iqlimə əhəmiyyətli dərəcədə təsirini göstərir. Buna görə də iqlimin kontinentallığı qurunun və suyun paylanma nisbətindən asılıdır. Sahil xəttinin çox girintili-çıxıntılı olması iqlimin kontinentallıq dərəcəsini azaldır. Sonuncu dənizlərin və okeanların sahillərindən uzaqlaşdıqca artır. İqlimin kontinentallığı həmçinin okeandan quruya soxulan hava axınlarının intensivliyi və təkrarlanması ilə də müəyyən edilir. Bu hava axınları quruya nə qədər intensiv və tez-tez gələrsə kontinentallıq bir o qədər aşağı olur. Okeanlardan gələn hava axınları qış vaxtı xüsusilə böyük əhəmiyyətə malik olur, bu zaman okeanlar güclü qızdırıcılara çevrilir və oradan quruya isti hava gəlir.V.V. Şuleikinın tədqiqatları göstərdi ki, mülayim iqlimi olan Rusiyada və digər ölkələrdə okeanların qış istilik axınları özünü çox kəskin ifadə edir. Bu tədqiqatlar Verxoyansk rayonunda soyuq qütbün mənşəyini izah etməyə imkan verdi. Aydın oldu ki, onun yaranması Atlantik, Sakit və Buzlu okeanlardan Verxoyansk rayonuna minimal istiliyin gəlməsi ilə bağlıdır. Buna görə də Verxoyansk rayonunda iqlimin kontinentallığı çox kəskin həddə çatır. Bəzi yerlərin iqlim şəraitləri böyük dərəcədə mussonlarla müəyyən edilir, məsələn, Hind okeanının sahillərində, Asiyanın şərq rayonlarında və s. Bu yerlərdə mussonlar yayda bol yağıntısı və quru qışı olan xüsusi musson iqlimi yaradırlar.

Okean cərəyanları iqlimə böyük təsir göstərir. Yüksək enliklərə yönəlmiş isti cərəyanlar, məsələn Holfstrim, onların yuduğu sahillərdə, çox isti qışı və temperatur tərəddüdünün illik amplitudu kiçik olan xüsusi iqlim yaradır. Holfstrim isti cərəyan sayəsində Murmanskda yanvarın orta aylıq temperaturu çox cənubda yerləşən Volqoqradda (Rusiya) olduğu kimidir. İsti cərəyanlar tərəfindən yuyulan sahillərdə çoxlu miqdarda yağıntılar düşür, həm də onlar tez-tez göy gurultusu və fırtına ilə müşayiət olunur. Ekvatora yönəlmiş soyuq cərəyanlar, məsələn Labrador və ya Kaliforniya, temperaturun azalmasına və sahillərdə tez-tez dumanların yaranmasına səbəb olur.

Reliefin iqlimə böyük təsiri var. İri relyef formaları - dağlar və yüksək yaylalar – iqlimə xüsusilə əhəmiyyətli dərəcədə təsir göstərir. Dağlıq ərazidə dağ iqlimi adı daşıyan xüsusi iqlim tipi yaranır. Bundan başqa, dağlar soyuq yerlərdən, məsələn şimaldan gələn hava kütlələrinin qarşısını alır. Bu halda dağ silsilələri müxtəlif iqlim şəraitlərə malik olan əraziləri ayıran sərhəd ola bilər. Belə ki, Krımda krım dağlarından şimalda yerləşən rayonların iqlimi Krımın



sahillərindəki iqlimdən fərqli olacaq. Böyük Qafqaz sıra dağları sayəsində Cənubi Qafqazın iqlimi Ön Qafqazdan əhəmiyyətli dərəcədə fərqlənir. Bundan başqa, dağlıq ərazilər hava axınlarının istiqamətini dəyişə bilər. Tibet dağlıq ərazisinin təsiri altında 3 km və daha böyük hündürlükdə üstünlük təşkil edən qərb hava cərəyanları iki axına bölünür - şimal və cənub – onlar Tibetdən şərqdə yenidən birləşirlər. Bu Çinin iqliminə və hava şəraitinə böyük təsir göstərir.

Hakim rütubətli küləklərə perpendikulyar yerləşən dağ silsilələri su buxarının kondensasiyası üçün əlverişli şərait yaradır. Buna görə də, rütubətli küləklərə doğru baxan yamaclarda əks tərəfdəki yamaclara nisbətən yağıntılar çox düşür.

Bitki örtüyü iqlimə gözəçarpaq təsir göstərir. Bitki örtüyü olduqda fəal səth bitki kütləsinin xarici sərhəddi olur. Bu səth torpaq səthinə nisbətən udma və şüalanmaya görə fərqlənir. Buna görə bu səthlə bilavasitə təmasda olan hava qatına təsiri də fərqli olacaq. Bundan başqa bitki çətiri altında olan hava açıq sahədə eyni hündürlükdəki havanın xüsusiyyətlərindən fərqlənir. Bu səbəbdən bitki olduğu ərazidə iqlimə əhəmiyyətli təsir göstərə bilər. Meşə bitkiləri iqlimə xüsusilə gözəçarpaq təsir göstərir. İnsanın təsərrüfat fəaliyyəti də iqlimə təsir edə bilər. Meşələrin qırılması, yeni meşələrin və meşə zolaqlarının salınması, bataqlıqların qurudulması, çölün şumlanması, böyük su anbarlarının yaradılması və s. – bütün bunlar iqlimə təsir göstərir.

### 11.3. Dəniz və kontinental iqlim arasındakı əsas fərqlər

Bu iqlim tipləri arasında böyük fərq var. Təxminən eyni enliklərdə, lakin müxtəlif iqlim şəraitlərində yerləşən bir sıra məntəqələr üçün götürülmüş havanın temperaturu və yağıntıları haqda məlumatları göstərək. Əvvəlcə Sibirin şimal-şərqində, Verxoyansk (67°33' şm.en) və Qrenlandiyanın cənub-şərq sahilində yerləşən Anqmaqsalik (65°37' şm.en) üçün məlumatları verək. Birinci məntəqə subarktik iqlimin kontinental tipi, ikinci – həmin iqlimin dəniz tipi şəraitində yerləşir.

	Verxoyansk	Anqmaqsalik
Ən isti ayın temperaturu ...	15,1	7,1
Ən soyuq ayın temperaturu... –	50,1	9,1
Orta illik .....	16,1	1,6
İllik amplituda .....	65,2	16,2
İllik yağıntıların cəmi.....	130	870

Orta Asiyada Akmolinsk (51°12'şm.en) və İrlandiyanın qərb sahilində yerləşən Killarney (52°04' şm.en) üçün də məlumatları verək. Bu məntəqələrdən birincisi mülayim enliklərin kontinental iqlim şəraitində, ikincisi - həmin enliklərin dəniz iqlim şəraitində yerləşir.

	Akmolinsk	Killarney
Ən isti ayın temperaturu ...	20,3	14,8
Ən soyuq ayın temperaturu... –	17,0	5,5
Orta illik .....	1,4	9,7
İllik amplituda .....	37,3	9,3
İllik yağıntıların cəmi.....	330	1440

Nəhayət İraqın paytaxtı – Bağdad (33°21' şm.en) və Atlantik okeanın sahilində yerləşən Kasablanka (33°35' şm.en) üçün məlumatları verək. Bu məntəqələrdən birincisi subtropik iqlimin kontinental şəraitində, ikincisi – dəniz subtropik iqlim şəraitində yerləşir.

	Bağdad	Kasablanka
Ən isti ayın temperaturu ...	33,6	22,9
Ən soyuq ayın temperaturu... –	9,3	11,9
Orta illik .....	21,8	17,3
İllik amplituda .....	24,3	11,0
İllik yağıntıların cəmi.....	230	420

Verilən məlumatlardan görüldüyü kimi, dəniz iqlimi şəraitlərində sərin yayı və isti qış müşahidə edilir, deməli, illik temperatur amplitudu kiçik olur. Kontinental iqlim şəraitində, əksinə, yay daha isti, qış isə daha soyuqdur. Dəniz iqlimi şəraitində sərin yaz və isti payız, kontinental iqlim şəraitində - yaz isti və payız daha soyuq keçir. Dəniz sahili ərazilərdə havanın temperatur dəyişməsinin sutkalıq amplitudu aşağıdır. Atlantik okeanda tropik enliklərdə o 1°,5-yə qütb enliklərində - 1° - yə yaxındır. Quruda sutkalıq amplitud böyükdür. Belə ki, Tulada (54° şm.en) dekabrda o 3°-yə yaxındır, iyunda isə 8°-dir. Sibirdə sutkalıq amplitud daha da böyükdür. İrkutskda (52° şm.en) dekabrda o 5°,5-yə bərabərdir, iyunda 13°,5-dir. Səhralarda sutkalıq amplitud xüsusilə böyükdür, burada o 40° və daha yüksək olur. Sutka ərzində üfüq üzərində günəşin hündürlüyünün kiçik dəyişiklikləri ilə əlaqədar qütb ərazilərində 1-2°-yə qədər kiçik amplitudalar müşahidə edilir. Qütblərdə havanın temperaturunun sutkalıq gedişi çox zəif ifadə olunur. Dəniz iqlimi şəraitində temperaturun illik amplitudu kiçikdir. Dəniz və okeanların sahillərindən uzaqlaşdıqca o artır və materiklərin daxilində böyük qiymətlərə çatır.

Dəniz iqlimi şəraitində havanın nisbi rütubətliyi kontinental şəraitlərə nisbətən daha yüksəkdir, xüsusən yayda. Lakin qış aylarında fərqlər böyük deyil. Dəniz iqlimində havanın nisbi rütubətliyinin dəyişməsinin illik amplitudu kiçikdir, kontinentalda yüksəkdir. Bu fərqlər Qlazqo (Böyük Britaniya) və Nukus (Amudəryanın deltası) üçün götürülmüş məlumatlara görə aşağıdakı kimi xarakterizə olunur.

	Nisbi rütubətlik (%)		Amplituda (%)
	ən böyük, dekabr	ən kiçik, may	
Qlazqo .....	85	74	11
Nukus .....	84	43	41

Dəniz iqlimi şəraitində buludluluq kontinentala nisbətən daha böyükdür. Dəniz iqlimi olan ərazilər tutqun günlərlə, kontinental iqlimi olan ərazilər - günəşli və aydın günlərlə zəngindir. Belə ki, Qara dəniz sahilində, Batumidə orta illik buludluluq 66%, Orta Asiyanın ucqar cənubunda yerləşən Termezdə isə cəmi 27% müəyyən edilmişdir. Yuxarıda verilən məlumatlara görə, kontinental iqlim şəraiti ilə müqayisədə dəniz iqlimi şəraitində yağıntılar daha çox düşür; quruda okeanların sahillərindən uzaqlaşdıqca yağıntıların miqdarı adətən azalır. Yağıntıların illik gedişində də fərqlər var. Mülayim enliklərdə adalarda və materiklərin qərb sahillərində yağıntıların ən böyük miqdarı payız və qışda düşür; kontinental iqlim şəraitində yağıntıların ən böyük miqdarı başlıca olaraq yay aylarında düşür. Amma heç də həmişə dəniz iqlimi şəraitində kontinental iqlimə nisbətən daha çox yağıntı düşür. Əgər hava soyumuş dəniz üzərindən nisbətən isti quru üzərinə gəlsə, onda bu halda quruda yağıntılar çox az düşür, çünki, belə havanın tərkibində ümumiyyətlə su buxarı azdır, materikin üzərinə gəldikdə isə qızmış hava doymuş haldan daha da uzaqlaşır. Musson olan ərazilərdə qışda yağıntılar az düşür, çünki, bu zaman qurudan əsən küləklər üstünlük təşkil edir və belə şəraitlərdə okeanlardan materikə su buxarı gəlməyir.

Quruda küləyin sürəti dənizlərin və okeanların üzərində olduğundan aşağıdır, bu onunla əlaqədardır ki, quruda hava kütlələri yer səthinə sürtünməyə məruz qalırlar. Belə ki, Barents dənizi sahillərində yanvar ayında küləyin orta sürəti 7 m/s, iyulda 5 m/s müəyyən edilmişdir; mərkəzi rayonlarda isə yanvarda sürət 4 m/s qədər, iyulda 3 m/s qədər azalır. Qara və Azov dənizləri sahillərində o yanvarda yenidən 5 m/s qədər, iyulda 4 m/s qədər artır. Küləyin sürətinin sutkalıq gedişi quruda özünü kəskin göstərir, xüsusilə çöl və səhralarda; dənizdə o özünü zəif göstərir. Okeanların, dənizin və göllərin sahillərində yaxşı hava şəraitində brizlər müşahidə edilir, yəni, gündüz dənizdən gecələr qurudan əsən küləklər.

Beləliklə, dəniz və kontinental iqlim arasında böyük fərqlər var, bunlar əhəmiyyətli dərəcədə bitki örtüyünün xarakterində əks edilir. Mülayim enliklərdə ilin soyuq dövründə bitkilər aşağı temperaturalara dözə bilirlər, lakin ilin isti aylarında vegetasiya dövrü ərzində onlar müəyyən miqdarda istilik tələb edirlər. Belə ki, bitkilər vegetasiya dövrü ərzində kontinental iqlim şəraitində dəniz iqlimi şəraitinə nisbətən daha çox istilik və işıq alırlar, onda mülayim enliklərdə quruda bitkilərin boyatması və inkişafı üçün daha əlverişli şərait var.

Kontinental iqlimdə dəniz iqliminə nisbətən meşə və kənd təsərrüfatı sahələrinin sərhədi daha da şimala çəkilir. Belə ki, Qərbi Avropada dəniz iqlimi şəraitində meşə bitkilərinin şimal

sərhədi 58° (Böyük Britaniya şimal ətrafı) çatır. Kontinental iqlimdə isə meşənin şimal sərhədi daha yüksək enliklərə gədər uzanır. Sibirdə, aşağı Xatanqa rayonunda o 72°40' şm.en. çatır. Soyuq cərəyanların təsiri altında meşənin şimal sərhədi çox aşağı düşür. Soyuq Labrador cərəyanının təsiri altında meşəsiz tundra Nyufaundlenddə 48° şm.en. görünür, yəni Zaporozhye enliyinə qədər yayılır. Daha şimala iqlimin kontinentallığı artdıqca, çöl və səhra zonalarının sərhədləri müşahidə edilir.

Dəniz və kontinental iqlim arasındakı fərqlər bitki maddələrinin kimyəvi tərkibində də əks olunur. Dəniz iqlim tipi olan yerlərdə bitkilərin inkişafı mülayim temperatur, havanın yüksək rütubətliyində və bütün vegetasiya dövrü ərzində yağıntıların çoxlu miqdarda olması şəraitində gedir. Bu yerlərdə torpaq əhəmiyyətli dərəcədə rütubətlidir. Belə şəraitlərdə bitki uzun müddət vegetasiya edir və onlarda yerüstü yaşıl kütlə güclü inkişaf edir. Bu halda yetişmə prosesi uzanır və taxıla zülal az verilir, çünki, o vegetativ toxumaların qurulmasına sərf edilir. Buna görə də, məsələn, rütubətli iqlim şəraitində yetişdirilən buğda taxılın aşağı zülallığı ilə xarakterizə olunur. Əksinə, kontinental iqlim şəraitində bitkinin inkişafı (xüsusilə, buğdanın) havanın yüksək temperaturunda və aşağı rütubətliyində baş verir. Belə bir şəraitdə buğdada böyük vegetativ kütlə inkişaf etmir. Bu halda onun boylu daha kiçik olur, yetişmə dövrü isə daha tez keçir. Plastik maddələr də sürətlə dənələrə yerini dəyişir. Buna görə də, kontinental iqlim şəraitində buğda dənələrinin tərkibində zülal artır. Zülali maddələrin ən böyük miqdarını çöl zonasının kontinental iqlim şəraitində yetişdirilən buğda dənələri verir, burada vegetasiya dövrü ərzində quru hava ilə eyni zamanda yüksək temperatur və bol işıq müşahidə edilir.

Keçmiş SSRİ-nin Avropa ərazisində iqlimin kontinentallığı şimal-qərbdən cənub-şərqə getdikcə artır. Eyni istiqamətdə də buğda dənələrində zülalın miqdarı artır. Zülalın ən böyük miqdarı Qazaxıstanın çöl ərazilərində yetişdirilən buğda dənələrinin tərkibindədir. Yüksək zülal çıxışı olan taxıl yetişdirilməsi üçün bu ərazilər ən yaxşısıdır. . Tərkibində zülalın miqdarına və buğdanın keyfiyyətinə görə Qazaxstan buğdası dünyada şöhrət qazanmışdır, o əvəz olunmazdır.

Rütubətli iqlim şəraitində yetişdirilən buğda az miqdarda zülal verir. Belə ki, Fransada buğdanın tərkibində orta hesabla 9-12%, Almaniyada - 12 % zülal olur. Kontinental iqlim şəraitində bitki köklərində, kök yumrularında və bitki barlarında çoxlu şəkər, dəniz iqlim şəraitində - nişasta yaranır.

#### **11. 4. Dağ iqlimi**

Dağların iqlimə təsiri çox böyükdür. Onların ayrı-ayrı iqlim elementlərinə təsirini nəzərdən keçirək

Hündürlük artdıqca atmosfer kütləsinin azalması və onun şəffaflığın artması ilə əlaqədar dağlarda günəş radiasiyasının intensivliyi də artır. Səpələnən radiasiya dağlarda əksinə hündürlük boyu azalır. Dağlıq ərazilərdə günəş işığı alçaq yerlərlə müqayisədə qısadalğalı - mavi,

bənövşəyi və ultrabənövşəyi şüalarla, xüsusilə qışda, zəngindir. Dağlarda istilik şüalanması əhəmiyyətli dərəcədə böyükdür və o yüksəklik artdıqca artır, çünki, hündürlük boyu atmosferdə su buxarının miqdarı azalır və hava daha şəffaf olur. Lakin hündürlük boyu günəş radiyasiyasının intensivliyinin artması dağlarda istilik şüalanması ilə əlaqədar sərfi kompensasiya etmir, çünki, bu sutka ərzində fasiləsiz gedir. Dağlarda istiliyin şüalanma ilə sərfi onun günəş radiyasiyası şəklində gələn hissəsini üstələyir, məntəqə nə qədər hündürdə yerləşərsə bu qiymət bir o qədər böyük olur. Bu səbəbdən dağlıq yerdə temperaturun hündürlük boyu aşağı düşməsi baş verir.

Dağlarda havanın temperaturu hər 100 m hündürlüyə qalxdıqda orta hesabla  $0,5 - 0,6^{\circ}$  aşağı düşür. Lakin, temperaturun bu azalması həmişə müşahidə olunmur. Aydın, sakit gecələrdə, qışda gündüz vaxtı da dağlarda temperatur müəyyən yüksəkliyə qədər artır, bu yüksəkliklərin dərələrə nisbətən isti olması ilə bağlıdır. Bu hadisə **temperatur inversiyası** adlanır. Buna səbəb, yüksək yerlərdə soyuq hava yamaclarla aşağı enir və yuxarıdan, atmosferdən gələn daha isti hava ilə əvəz olunmasıdır. Buna görə də, dağlarda yüksək yerlərdə qış alçaq sahələrə nisbətən çox vaxt isti olur. Belə ki, Alma-Atada qışın orta temperaturu  $-6^{\circ},5$ , Alma-Atadan 400 m aşağıda yerləşən İliyskda qışın orta temperaturu  $-7^{\circ},5$  müəyyən edilir, yəni, Alma-Atada İliyska nisbətən temperatur  $1^{\circ}$  istidir. Temperaturun sutkalıq tərəddüdlərinə gəldikdə, onlar dağlarda relyef şəraitindən asılı olaraq dəyişir. A.İ. Voeykova görə, digər bərabər şəraitlərdə sutkalıq tərəddüdlər təpə və dağlara nisbətən geniş vadilərdə və dərin hövzələrdə böyükdür. Temperaturun dəyişməsinin illik amplitudası başlıca olaraq yay aylarında temperaturun aşağı düşməsi hesabına hündürlük boyu azalır. Belə ki, Tbilisidə (dəniz səviyyəsindən 400 m hündürlükdə) illik amplituda  $24^{\circ},7$ , Qafqazda Mletaxda (1430 m)  $22^{\circ},7$ , Qudauridə (2200 m)  $20^{\circ},6$ -yə bərabərdir. Beləliklə, illik temperatur amplitudalarının dəyişmələrinin xarakterinə görə dağ iqlimi dəniz iqliminə yaxınlaşır.

Yüksək yaylalarda havanın temperaturunun həm sutkalıq, həm də illik dəyişiklikləri artır. Dağlarda illik maksimum və minimum temperaturlar gecikir. Belə ki, Qafqazda 800 m hündürlükdən başlayaraq ən isti ay avqustdur, ən aşağı temperaturlar fevralın əvvəllərində müşahidə edilir. Dağlarda havanın mütləq rütubətliyi azalır, nisbi rütubətlik isə hündürlük boyu az dəyişir, lakin buludların səviyyəsində yüksək qiymətlərə çata bilər. Ən yüksək mütləq rütubətlik adətən günortadan sonra, ən aşağı – günəş çıxana yaxın vaxtda müşahidə olunur. Nisbi rütubətliyin sutkalıq gedişinə gəldikdə isə dağlarda o yayda gecə və səhər enir, gündüzlər isə aşağıdan yuxarıya qalxan cərəyanlarla su buxarının nəql edilməsi sayəsində artır. Mülayim enliklərdə dağlarda nisbi rütubətliyin ən böyük qiymətləri yuxarıya qalxan cərəyanlar inkişaf edən yay aylarına düşür. Ən aşağı qiymətlər aşağı hərəkət edən cərəyanlar üstün olan qış aylarında müşahidə edilir. Dağlıq ərazidə buludluluq hündürlüklə sıx bağlıdır. Yayda ən böyük

buludluluq gündüzlər əmələ gəlir, xüsusilə günorta vaxtı, bu zaman külli miqdarda su buxarı qalxan cərəyanlarla yuxarı aparılır. Yayda ən az buludluluq adətən səhər yaranır. Qışda, əksinə, ən az buludluluq günortaya yaxın olur. İllik gedişdə ən az buludluluq qışda, ən böyük – yayda müşahidə edilir. Dağlarda qışda aydın günlərin sayı da ən böyükdür, yayda - ən kiçikdir. Bu onunla izah edilir ki, qışda su buxarının kondensasiya səviyyəsi yaya nisbətən aşağıda yerləşir, buna görə də bulud təbəqələrinin formalaşması da kiçik yüksəkliklərdə baş verir və beləliklə, qışda dağlarda yüksək yerlər bu təbəqələrdən yuxarıda olur. Dağlarda hündürlüyü artması ilə yağıntılar artır, lakin bu artım yalnız müəyyən həddə qədər gedir, bu hündürlük coğrafi şəraitdən, ilin müəyyən vaxtından və s. asılı olaraq dəyişir. Belə ki, Himalayda yayda bu hədd 1300 m yüksəklikdə, qışda daha yüksəkdir; Bavariya Alplərində qışda o 600-1000 m hündürlükdə, yayda – daha hündürdə yerləşir. Mərkəzi Qafqazda yağıntıların miqdarı 2500 m hündürlüyə qədər artır, sonra isə azalmağa başlayır. Dağlarda yağıntılar yamacların küləklərə qarşı mövqeyindən asılıdır. Yağıntılar ən çox rütubətli küləklərə doğru baxan yamaclarda düşür. Belə ki, Qərbi Qatın (Hindistan) külək tutan yamacında ildə 2000 - 3000 mm qədər, Maqabuleşvaredə isə hətta 6800 mm qədər yağıntı düşür. Bu dağların əks yamacında isə il ərzində cəmi 700 mm yağıntı olur. Çilinin cənubunda Sakit okean tərəfə baxan dağların yamacında il ərzində 3000-5500 mm, eyni enliklərdə olan Pataqoniyada 120-150 mm yağıntı düşür. Orta – Rusiya, Valday, Donesk sıra təpələri və s. yüksəkliklərində də çoxlu yağıntı düşür. Kuybişev – Saratov rayonunda Volganın sağ sahilində aşağı sol sahilə nisbətən 50-100 mm daha çox yağıntı olur. Keçmiş SSRİ-nin Avropa ərazisində meşə və meşə-çöl zonalarında hündürlüyün 100 m artması yağıntıların ildə orta hesabla 70-100 mm artmasına səbəb olur. Böyük yüksəkliklərdə yağıntılar başlıca olaraq qar şəklində düşür. Qar örtüyünün davamiyyəti hündürlük boyu artır. Yüksək dağlarda müəyyən bir yüksəklikdə qar xətti yerləşir, bundan yuxarıda il boyu qar olur. Qar xəttinin hündürlüyü coğrafi enlikdən, yamacın ekspozisiyasından, iqlimin kontinentallığından asılıdır. Qütb bölgələrində o aşağıda yerləşir; cənub enliklərə getdikcə qar xəttinin hündürlüyü yüksəlir və tropik enliklərdə 4.5-5.5 km hündürlüyə çatır. Qar xətti şimal yamaclarda aşağıda, cənub - yuxarıda yerləşir. Bu xətt rütubətli iqlim şəraitində quru iqlim şəraitinə nisbətən aşağıda yerləşir. Belə ki, Elbrusun (Qafqaz) rütubətli cənub yamacında qar xətti 3500-3600 m yüksəklikdə, yağıntıların miqdarı az olan şimal yamacında o yuxarıda - 3850 m yüksəklikdə yerləşir. İqlimin kontinentallıq dərəcəsi artdıqca qar xətti yüksəlir.

Dağlar küləklərə böyük təsir göstərir. Hava kütlələrinin qarşısını kəsir və onların hərəkət istiqamətini dəyişir. Bundan başqa dağlıq ərazilərdə dağ-dərə küləkləri, fyon, bora və s. şəklində yerli küləklər yaranır. Dağlarda hündürlük boyu küləyin sürəti artır. Küləyin ən yüksək sürəti gecə yarısı, ən aşağı - günorta saatlarında müşahidə edilir. Dağlarda meşənin sərhəddi ildə ən isti ay üçün olan 10° izotermdir. Onun yerləşmə hündürlüyü coğrafi enlikdən, iqlimin

kontinentallığından, ekspozisiyadan asılıdır. Yüksək enliklərdə o, çox aşağı düşür, tropiklərdə yüksəkdə yerləşir. Şimal yamaqlarda meşənin yuxarı sərhəddi aşağıda, cənub – yuxarıda yerləşir. İsti yayı olan kontinental iqlim şəraitində meşənin yuxarı sərhəddi, sərin yayı olan dəniz iqlim şəraitinə nisbətən yüksəyə qalxır. Qərbi rütubətli olan Cənubi Qafqazda meşənin yuxarı sərhəddi 1900 m hündürlüyə qədər qalxır, olduqca quru iqlimi olan Dağıstan dağlarında isə o, 2500 m hündürlüyə qədər gedir. Düzən ərazi şəraitində hətta kiçik yüksəkliklər də iqlimə böyük təsir göstərə bilər, məsələn, Orta Rus, Privoljjsk, Donetsk sıra təpələri və s. yüksəkliklərdə yaranan xüsusi iqlim şəraitləri bitki örtüyünün xarakterində müəyyən iz buraxır. Bu yüksəkliklərdə isti dövr ərzində bir qədər aşağı temperatur, qısalmış şaxtasız dövr və ətraf alçaq düzənliklər ilə müqayisədə artıq yağıntılar olur. E.E. Fyodorova görə, Orta Rus yüksəkliyinin cənub hissəsində, Oka-Don və Dnepryanı ətraf ovalıqlarına nisbətən yağıntılı hava tiplərinin təkrarlanması böyükdür. Sonuncularda yayda az buludlu, quraq və isti küləkli hava tipləri tez-tez müşahidə edilir. Buna görə də yüksəkliyin meşə-çöl və çöl zonalarında bitki örtüyünün meşə zonasının cənubuna hərəkəti üçün əlverişli şərait yaranır, alçaq düzənliklər isə bitki örtüyünün şimala hərəkətinə şərait yaradır. Donetsk sıra təpəliklərində yüksək rütubətlik sayəsində, yüksəkliyi əhatə edən çöldə rast gəlinməyən meşələr bitir. Donetsk sıra təpəlikləri çöl zonasının daxilində səpələnmiş meşə-çöldür. Meşə zolağında, əksinə, torpaq kifayət qədər rütubətli olduğundan bir sıra yerlərdə onun bataqlıqlaşmasına səbəb olur, bu isə torpağın aerasiyasını zəiflədərək, bitkilərin inkişafına zərərli təsir edir. Bundan başqa güclü rütubətlənmiş torpaq pis qızır, çünki, bu halda rütubətin buxarlanmasına çoxlu istilik sərf edilir. Buna görə də, meşə qurşağında, relyefin parçalanmasını və yaxşı drenaj yaradan yüksəkliklərdə, ovalıqlara nisbətən bitkilər üçün daha əlverişli şərait meydana gəlir. Bu səbəbdən meşə qurşağında yüksəkliklər çox vaxt bitkilərin cənub rayonlardan şimala hərəkətinə imkan yaradır.

### **11.5. Meşənin ərazinin iqliminə və su rejiminə təsiri**

Bütün meteoroloji hadisələrin və onların dəyişikliklərinin başlıca səbəbi torpaq tərəfindən udulan günəş şüasının enerjisidir. Meşə özünün örtüyü ilə günəş şüalarını saxlayır və buna görə də yer səthinə gələn enerji əhəmiyyətli dərəcədə çox zəifləmiş olacaqdır. Bu günəş enerjisinin zəifləməsi də meşənin örtüyü altında havanın fiziki xassələrinin dəyişməsinə səbəb olur. Meşənin tutduğu ərazidə açıq sahənin iqlimindən fərqli olan iqlim yaranır. Meşənin təsiri ona qonşu olan ərazilərə də yayılır, həm də bu təsir, meşə ada mövqeyi tutduğu meşə-çöl zonasında daha aydın dərəcə də özünü ifadə edir. Meşə tutduğu ərazidə havanın temperaturunu aşağı salır. Voronej bölgəsindəki (Rusiya) bu azalma həmçinin qonşu ərazilərdə də aşkar edilir. Belə ki, Şilov rayonunda ilin isti dövründə meşələrdə ondan şimalda yerləşən məntəqələrlə müqayisədə aşağı temperaturlar olur. May – sentyabr ayları ərzində fərq 0,3-1°,0-yə, iyulda 0,6-1°,4 çatır. Meşə ərzində temperaturun illik amplitudası da kiçikdir. Şilov meşə ərazisi

yaxınlığında sanki, aşağı temperatur adası meydana gəlir. Bu halda Şilov meşəsinin təsiri böyük su hövzəsinin təsiri ilə müqayisə oluna bilər. Sonuncuya müvafiq olaraq meşə ilin isti dövründə gözəçarpacaq dərəcədə temperaturu azaldır və havanın temperaturunun illik dəyişməsinə bir qədər mülayim edir. Belə ki, Voronej əyalətində Şilov meşə ərazisində meşə-çöl zonası şəraitində may – sentyabr ayları ərzində ona qonşu açıq ərazilərlə müqayisədə 10-14%, Usman meşə massivi rayonunda – 12% daha çox yağıntı düşür. Meşə tərəfindən tutulan ərazidə yağıntıların bol olması, onun üzərində, xüsusilə meşənin kənarında turbulentiyn daha çox inkişaf etməsi ilə izah olunur. Düzən çöl ərazi şəraitində meşə massivi şəklində maneə rast gələn hava axını meşə ilə qarşılaşdıqda, çöldə kiçik yüksəkliklə qarşılaşmaya uyğun olaraq, bir qədər qalxmağa məcbur olur, sonra hava axını meşə massivinin yuxarı səthindən keçib gedir. Hava bu səth üzərində olan çoxlu sayda kələ-kötürləri keçən zaman meşə üzərində turbulentiyni gücləndirən kütləvi burulğanlar yaranır. Meşə ilə qarşılaşdıqda havanın kiçik qalxması və meşə səthi üzərində turbulentiynin artması, xüsusilə onun kənarı üzərində, hava kütlələrinin daha fəal mübadiləsinə səbəb olur, bu isə meşə sahəsində su buxarının əlavə kondensasiyasına gətirib çıxarır. Çaylara ərimiş suyun axınının azalması meşə ərazilərində yaz daşqınları zamanı çaylarda suyun tez qalxmasına səbəb olmur. Meşə ərazilərində yazda çay daşqınları sakit, lakin daha davamlı olur. Meşə ərazilərində çaylarda yüksək səviyyə yayda da saxlanılır. Bu zaman çayların su toplayıcılarına görə meşələrin paylanma xarakteri böyük əhəmiyyət kəsb edir. Bu halda suayrıcılarda və sahil ərazilərdə meşələr xüsusilə mühüm rol oynayır. Meşələr həmçinin leysan və yağış sularının axınını azaldır. Bu suların axınını azaldmaqla torpağın və çayda qrunzun yuyulma məhsullarının çıxarılması üçün şərait yaratmır, nəticədə yuyulma məhsullarının məcrada toplanması üzündən çayın dayazlaşması baş verir. Bu məhsullar çaylara külli miqdarda çıxarılır. Belə ki, Voronej əyalətində Kalaç yüksəkliyi hüdudlarında ildə hər 1 hektardan 5-10 ton münbit torpaq yuyulur, Orta – Rus yüksəkliyi hüdudlarında 1 hektardan yuyulma çox vaxt 20-40 və hətta 50-60 tona çatır. Meşələrin qırılması ərazinin su rejimini güclü dərəcədə dəyişir. O, yazda qarın tez əriməsinə səbəb olur və əhəmiyyətli dərəcədə axını artırır, buna görə meşə qırıldıqdan sonra yaz daşqınları güclənir. Lakin bu daşqınlar adətən davamiyyətli olmur. Meşəsiz ərazilərdə yazda çaylara qısa müddət ərzində böyük miqdarda su gəlir, lakin bu suda tezliklə gedir. Ərazilərin meşəsizləşməsi yarıqların və qumsallıqların əhəmiyyətli inkişafına səbəb olur. Meşə qırıldıqdan sonra iri çaylar torpaq və qrunzun yuyulma məhsulları ilə güclü sürətdə dolacaq, kiçik çaylar isə yay aylarında quruyur və qum ilə örtülür. Yayda su onlarda yalnız alçaq yerlərdə - çökəkliklərdə durub qalır. Meşəsizləşdirilmiş ərazilərdə yarıqların inkişafı qrunzun drenajlığına gətirib çıxarır, bu isə qrunz sularının səviyyəsinin azalmasına və torpağın qurumasına səbəb olur. Bu ərazilərdə meşələrin bərpası və yarıqlı rayonlarda yuyulmaya məruz qalan yüksəkliklərin yamaclarında, eləcə də çayların sahilləri boyunca əlavə yaşıllıqların



salınması su axımını zəiflədər və bu dağıdıcı hadisələrin gücünü azalda bilər. Dayaz dərinlikdə yatan durğun qrunt suları olan yerlərdə meşələrin qırılması ərazinin bataqlaşmasına səbəb olur və əksinə, meşələrin bərpaı oranın qurumasına gətirib çıxarır. Buna görə də, belə yerlərdə tez boyatan və buxarlanmaya çoxlu su sərf edən ağacların, məsələn, rütubətli subtropiklərdə evkaliptin əkilməsi qrunt sularının səviyyəsini aşağı salar və bununla da ərazinin qurumasına səbəb ola bilər.

### **11.6. İnsanın iqlimə təsiri**

Ərazinin iqlim şəraitləri insanın təsərrüfat fəaliyyətinin təsiri altında da dəyişir, çünki, bu fəaliyyət səth örtüyünün fiziki xassələrində müəyyən dəyişikliklər edə bilər. İqlimin kontinentallığının artmasına tərəf gözcəcarpan təsiri meşələrin qırılması göstərdi. Bir neçə əsr əvvəl hazırkı vaxtla müqayisədə meşələr daha böyük əraziləri tuturdu. İnsanın təsərrüfat fəaliyyətinin təsiri altında meşələrin sahəsinin azalması xüsusilə güclü meşə-çöl zonasında baş vermişdi. Meşə örtüyünün belə azalması havanın temperaturu və yağıntıları hesabına əvvəllər inkişaf edən rayonların meşələrinin iqlim şəraitlərində daha əhəmiyyətli əks olunmuşdur. Yazda və yayda meşə tutduğu ərazilərdə havanın və torpağın qızmasını gecikdirirdi, çünki, ağacların çətirləri yer səthinə gəlib çatan günəş enerjisinin miqdarını azaldırdılar. Meşə qırıldıqdan sonra torpaq və hava yaz və yayda tez və əhəmiyyətli dərəcədə qızırdı. Payızda isə meşə qırıldıqdan sonra torpaq intensiv soyuyur, çünki, torpağın istilik verməsində artıq gecikmə yox idi.

Meşə yağıntıların miqdarını bir qədər artırır. Tam aydındır ki, meşələrin qırılması, onların əvvəllər tutduğu ərazidə yağıntıların miqdarını azaltmalıdır. Meşələrin qırılması su axımının artmasına, iri yarığanların və qumlu ərazilərin inkişaf etməsinə səbəb oldu. Böyük çaylar güclü dərəcədə torpağın yuyulma və qrunt məhsulları ilə zibillənməsinə, kiçik çaylar isə qurumağa başladı. Meşəsizləşdirilmiş sahələrdə yarığanların artması qrunt suyunun səviyyəsini aşağı düşməsinə və torpağın qurumasına səbəb oldu. Ərazinin hidroiqlim rejimində də insanın digər təsərrüfat fəaliyyəti - çöllərin şumlanması böyük dəyişikliklər etdi. Tarixi dövrlərdə və hətta çox yaxınlarda, hələ XVIII əsrdə, çöllər sıx ot bitkiləri ilə örtülmüş böyük ərazilərdə yayılmışdı. Hal-hazırda bu ilkin çöllərdən yalnız qoruq şəklində kiçik sahələr qalmışdır. İndi çöllər demək olar ki, tamamilə şumlanmışdır.

Çöllərin şumlanması iqlim şəraitində də öz əksini tapmışdır. Günəş enerjisinin güclü sürətdə qarşısını alan sıx ot örtüyünün məhvi, bu enerjinin böyük bir hissəsinin bilavasitə torpaq tərəfindən udulmasına səbəb oldu. Strukturda dəyişikliklərə səbəb olan şumlanma isə torpağın istilik və su rejimində əhəmiyyətli dərəcədə dəyişikliklərinə gətirib çıxardı. Şumlanmış torpaq istiliyi başqa cür udmağa və ötürməyə başladı. Atmosfer yağıntılarının udulması və buxarlanma vasitəsilə rütubətin sərfi də başqa cür oldu. Bütün bunlar çöllərdə yerüstü hava qatının iqlimində gözcəcarpacaq dərəcədə öz əksini tapmalı idi. Müşahidələr göstərir ki, çöllərin şumlanması

torpağın və yerüstü hava qatının istilik rejimini əhəmiyyətli dəyişmişinə səbəb oldu. Şumlanmış sahələrdə torpağın və havanın temperaturu ətraf sahələrə nisbətən daha yüksəkdir. Çöllərin şumlanması qar örtüyünün qalınlığında da güclü dərəcədə təsir göstərmişdir. İlk çöllər, qışa qalmış bitkilərin quru budaqları sayəsində böyük miqdarda qar toplayırdı. Şumlanmış torpaqlarda qışda qar güclü üfrülür, qar örtüyünün qalınlığı azalır, bəzi yerlərdə isə çılpaqlaşır. Keçən yüz illikdə çöllərin şumlanması su rejimini dəyişdirməli idi. Keçmişdə xam çöl torpaqları ərimiş və yağış sularını demək olar ki, tamamilə udurdu. Yağıntı axını demək olar ki, yox idi. Buna həmçinin çölün xüsusi mikrorelyefi kömək edirdi. Çöldə olan çoxlu miqdarda çökəkliklər, torpağı qazan heyvanlar tərəfindən yaranmış çoxsaylı təpələr – bütün bunlar su axımının və atmosfer yağıntılarının torpaq tərəfindən udulmasının azalmasına səbəb oldu. Çöl bitkilərinin məhv edilməsi sahələrdən qışda qarın güclü sovrulmasına gətirib çıxardı. Axının artması nəticəsində torpaq yazda ərimiş suyu az almağa başladı. Yağış suyunun axını da artdı. Axının bu artımına şumlanma nəticəsində çöl ərazilərinin mikrorelyefinin hamarlaşması da kömək etdi. Axının artması yağışların inkişafına gətirib çıxardı. Meşələrin qırılması və çöllərin şumlanması keçmişdə iqlim şəraitini və meşə-çöl və çöl zonalarında su rejimini korlamışdır, həm də bu korlanma kortəbii həyata keçirilən tədbirlərin təsiri altında baş verirdi. Rusiyada daimi donuşluq ərazilərində torpağın termiki rejiminə fəal təsir meşələrin qırılması ilə həyata keçir. Bu ərazilərdə ilin isti dövründə torpağın aşağı temperaturları, onun bataqlıqlaşması və hava keçirməməsi ilə olduqca əlverişsiz şərait yaranır. Daimi donuşluq ərazilərində meşə torpağın temperaturunu aşağı salır və ağacların çətirlərinin günəş enerjisini saxlaması ilə əlaqədar onun yuxarıdan az əriməsinə səbəb olur. Buna görə də daimi donuşluq ərazilərində meşələrin qırılması və sonradan torpağın şumlanması torpağın termik rejiminin yaxşılaşdırılması tədbiridir.

Meşələrin qırılması sayəsində meşəsiz sahələrdə yay temperaturları əhəmiyyətli dərəcədə qalxır. Amur tayqasında torpağın bataqlıqlaşması olmadıqda və 20-40 sm qar örtüyü şəraitində meşələrin qırılması torpağın orta illik temperaturunun  $0^{\circ},6$  artmasına imkan vermişdir, bu isə torpaqda istiliyin tədricən toplanmasına səbəb oldu. Orta Asiya səhra və yarımsəhralarında bitkilər inkişaf edən sahələrin suvarılması onlar üçün daha əlverişli şərait yaradır. Suvarılan sahələrdə udulan suyun böyük hissəsi buxarlanmaya və transpirasiyaya sərf olunur. Ona görə də sahələrin suvarılması havanın temperaturunu və rütubət çatışmamazlığını əhəmiyyətli dərəcədə aşağı salır. P.I. Koloskovun müşahidələrinə görə, bu dəyişikliklər yalnız suvarılan ərazilərdə deyil, həm də onlardan kənarında aşkar edilir.

Iqlim şəraitləri böyük su anbarları yaradıldıqda da dəyişilir. Moskva, Rıbinsk, Tsimlyanskiy (Rusiya) və başqaları kimi su anbarları yerləşən ərazilərdə şəraitlər onların yaradılmasından əvvəl mövcud olandan fərqlidir. Bu su anbarlarının sahillərində havanın

sutkalıq və illik temperatur amplitudalarının dəyişiklikləri aşağı düşmüşdür. Şaxtasız dövr 10-20 gün uzanmışdır, küləyin sürəti artmışdır, havanın briz dövrünü meydana gəlmişdir.

Bataqlıqların qurudulması iqlimə böyük təsir göstərir. Kolxida ovalığının qurudulması orada havanın rütubətliyini aşağı saldı. Kolxidada dumanlar nadir hallarda meydana gəldi; torpaq güclü qızmağa başladı. Bataqlıqların qurudulması indi Kolxida ovalığını sağlam iqlimi olan əraziyə çevrildi. Bundan başqa bu tədbir düyü tarlalarının və subtropik mədəni bitki sahələrinin genişlənməsinə imkan verdi. Çöllərinin su rejiminin yaxşılaşdırılması üçün aqrotexniki işlər böyük əhəmiyyət kəsb edir. Yüksək aqrotexniki işlər aparılan zaman şumlanmış çöllərin su xüsusiyyətləri qorunan ərazilərə nisbətən dəyişmiş, Voronej əyalətində yerləşən Mərkəzi Qaratorpaq zolağının kənd təsərrüfatı Elmi-tədqiqat institutunun sahələrində yayda aparılan kompleks tədbirlərin həyata keçirilməsi sayəsində qorunan ərazilərə nisbətən torpağın münbitliyi və məhsudarı artırılmışdır. Çöllərin şumlanmış sahələrində aparılan yüksək aqrotexniki işlər, düzgün səpin, meşəqoruyucu zolaqların salınması, qarın sahələrdə saxlanması torpaq rütubətinin toplanmasına və qorunmasına yardım edir, deməli, çöllərin şumlanmasının təsiri altında onların susuzlaşmasına qarşı görülən mübarizə tədbirləri effektivdir.

### 11.7. Mikroiklim

Hər hansı bir rayonun iqlim şəraiti onun bütün ərazisində bircins qalmır. Relyefdən, ekspozisiyadan, torpaq-qrunut şəraitindən, torpağın səthinin vəziyyətindən, bitki örtüyünün xarakterindən asılı olaraq müəyyən rayonun ərazisində ayrı-ayrı yerlərdə həmin yerin ümumi iqlim şəraitindən fərqlənən xüsusi şəraitlər yaranır. Belə şəraitlər adətən kiçik sahələrdə yaranırlar və müəyyən yerlərə aid edilirlər, ona görə də onlar yerli xarakter daşıyırlar. Böyük ərazilərin iqlimindən və ya makroiqlimindən fərqli olaraq, yerli amillərin təsiri altında kiçik ərazilərdə yaranan iqlim **mikroiqlim** adı daşır.

Mikroiqlim fərqləri aydın sakit havada özünü daha kəskin göstərir. Lakin, qaryatması və fırtına ilə əlaqədar hadisələr küləkli havada özünü daha güclü göstərir. Havanın fiziki xassələrində böyük dəyişikliklər bitkilərin inkişaf etdiyi yerüstü qatda yaranır. Gündüz bu qat güclü qızır, gecə isə əhəmiyyətli soyuyur. Bunun üçün temperaturun sutkalıq dəyişkənliyi bu qatda böyükdür. Torpağın səthi üzərində hündürlük artdıqca bu dəyişkənlik azalır. Belə ki, yerüstü qatda 1-1,5 m-ə qədər hündürlükdə küləyin sürəti kiçik olduğundan, turbulent qarışmada böyük deyil. Bütün bunlar hava durğunluğuna və onun su buxarı ilə zənginləşdirilməsinə gətirib çıxarır. Bu qatda karbon dioksid də boldur. Yerüstü qatda havanın turbulent qarışmasının zəifləməsi onda böyük temperatur qradientlərinin yaranmasına səbəb olur. Belə ki, Voronej ərazisində boş sahədə bir saatdan bir aparılan müşahidələrlə müəyyən edilmişdir ki, 1950-ci ilin iyulunda günorta saatlarında havanın temperaturu 25 sm hündürlükdə 125 sm hündürlüyə nisbətən orta hesabla  $1^{\circ}$  yüksək idi, bəzi günlərdə isə fərq  $2-3^{\circ}$  çatırdı. Bəzi hallarda yayda

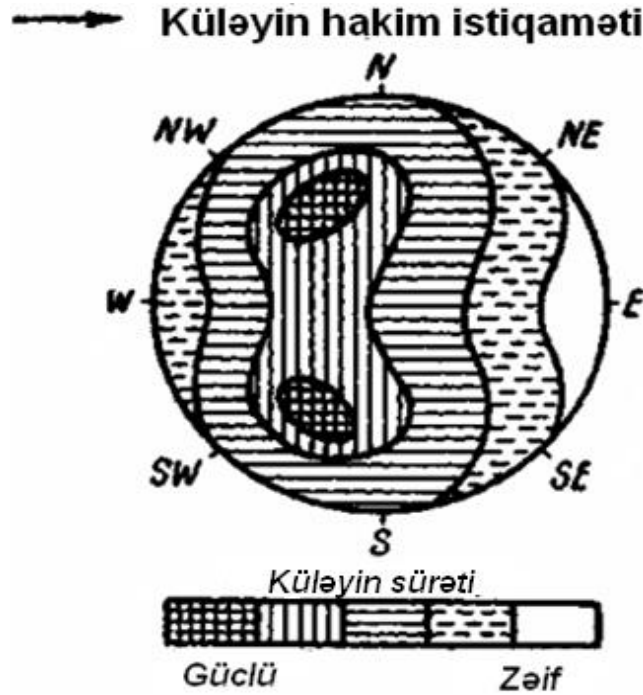
yerüstü hava qatında günorta saatlarında 1m yüksəklikdə temperaturun 5-8° və daha artıq aşağı düşməsi müşahidə edilə bilər. Yayda gündüz saatlarında havanın yerüstü qatında yüksək temperaturlar yaranır. Omskda (Rusiya) aparılan müşahidələrə görə, yay vaxtı gündüz 30 sm hündürlükdə 200 sm hündürlüyə nisbətən temperatur 2-3° yuxarıdır, 25° temperaturlu günlərin sayı isə 55-60 çadır; 200 sm hündürlükdə isə yalnız 35 belə gün olur.

Yerüstü qatda ilin isti dövründə temperaturun yüksəlməsi bu qatda inkişaf edən bitki orqanizmlərində fizioloji proseslərin sürətlənməsinə səbəb olur, bu isə onların barvermə mərhələsinə çox erkən keçməsinə kömək edir. Yerüstü hava qatının belə mikroiqlim şəraitləri sərilən bağların yaradılmasında uğurla istifadə edilir. Bu bağlarda barverən ağacların yerüstü hissələri üfüqi istiqamətdə formalaşır. Belə forma sayəsində onlar daha əlverişli istilik şəraitində olurlar. Bu halda ağaclar quraqlıqdan az əziyyət çəkirlər, çünki, yerüstü hava qatında küləyin zəifləməsi üzündən bitkilərin rütubəti buxarlandırması kəskin azalır. Bundan başqa, qışda sərilən barverən ağaclar tamamilə qarla örtülür, bu isə onları güclü şaxtaların təsirindən qoruyur. Belə sərilən bağlar 1930-1931-ci illərdə A.D. Kizyurin tərəfindən Omskda yaradılmışdır. Hal-hazırda onlar meyvə ağaclarının əkilməsi üçün əlverişsiz iqlim şəraiti olan, xüsusilə sərt qışı olan Sibir və Uralda geniş yayılmışdır. Yamacların relyefi və ekspozisiyası da mikroiqlim şəraitlərinə böyük təsir göstərir. Vadilərdə gündüz yüksəkliklərə nisbətən daha yüksək, gecə isə daha aşağı temperatur müşahidə edilə bilər. Vadilərdə tez-tez duman, şəh, sırsıra və ayazlar olur. Ən çox istilik və işıq cənub yamacları alır. Bu yamaclarda əhəmiyyətli işıqlanma, yüksək temperatur və torpağın aşağı rütubətliyi müşahidə edilir. Qərb yamacları şərqdən bir qədər istidir. Bu onunla izah edilir ki, günün birinci yarısında işıqlanan şərq yamaclarında istilik şəhin buxarlanmasına sərf edilir. Bu proses qərb yamaclarında da gedir, lakin günəş enerjisi qərb yamaclarına gəlib çatan vaxtı artıq onlar kifayət qədər quru olacaq və bu səbəbdən istilik enerjisi buxarlanmaya az sərf olunacaq, deməli, bu yamaclar güclü qızacaq. Ekspozisiyanın yamacların qızmasına təsiri o qədər böyük ola bilər ki, bu zaman yüksəkliklərin şimal yamaclarında, qobu, çökəkliklərdə şimal rayonlarının, cənub yamaclarında – daha cənub rayonlarının iqlim xüsusiyyətləri müşahidə edilə bilər. Buna görə də çox vaxt cənub yamaclarda daha çox cənub rayonların bitkiləri və əksinə, şimal yamaclarda isə əsasən şimal rayonların bitkiləri məskunlaşır. Belə ki, Voronej əyalətində çöl zonasında təpəliklərin cənub yamaclarında yarımşəhra üçün tipik olan bitkilərə (kermək, koxiya və s.) rast gəlinir. Yüksək temperatur və daha intensiv işıq şəraitində inkişaf edən bu cənub bitkiləri uzaq şimal enliklərdə cənub yamaclarda məskunlaşmışlar. Burada onlar bir tərəfdən bu yamacların yaxşı istiləşməsindən və digər tərəfdən daha güclü işıqlanmasından əhəmiyyətli dərəcədə istifadə edirlər.

Təpəliklər və yüksəkliklər küləyin sürətinə böyük təsir göstərir. Hava axını ayrıca dayanan tərəni ötür keçdikdə küləyin yüksək sürəti onun zirvəsində deyil, küləkdöyən tərəfdə

yanlarda, kiçik sürətlər - əks tərəfdə, külək tutmayan tərəfdə müşahidə edilir. Şəkil 11.1.-də konus şəkilli təpənin ətrafında küləyin müxtəlif sürətli sahələri göstərilir. Təpənin ətrafında küləyin sürətlərinin belə paylanması onun yamaclarında qarın qeyri-bərabər yatmasına səbəb olur. Küləkdöyən tərəfdə qarın sovrulması səbəbindən qar örtüyünün qalınlığı kiçik olur, küləyin sürəti az olan yamacın ən yuxarı hissəsində isə o bir qədər artır.

Külək tutmayan yamacda qar örtüyünün qalınlığı əhəmiyyətli dərəcədə böyük olur, xüsusilə küləyin sürəti az olan yamacın aşağı hissəsində. Buna görə də, yazda qar əriyən zaman külək tutan yamacın üst hissəsi onun orta hissəsinə nisbətən qardan bir qədər gec azad olur.



**Şəkil 11.1. Təpənin ətrafında küləyin sürətlərinin paylanması**

Çayların subasarında xüsusi mikroiqlim şəraiti formalaşır. Su, torpaq-qrunut şəraiti, sahillərin müxtəlif ekspozisiyası çayların subasarında verilən ərazidə meteoroloji elementlərin ümumi vəziyyətdən əhəmiyyətli dərəcədə meyl etmələrinə səbəb olur. Don çayının subasarında Voronej əyalətində aparılan müşahidələr göstərdi ki, burada yayda orta sutkalıq temperatur yüksək sahələ nisbətən təxminən  $1^{\circ}$  aşağıdır, nisbi rütubətlik isə orta hesabla sutka ərzində təxminən 10% yüksəkdir. A.K. Denisova görə Mari Respublikasında İleti və Kokşaqi çaylarının çaybasar və subasardan hündür terraslarında subasar torpaqlar 1,5 m dərinliyə qədər ətraf torpaqlara nisbətən qışda daha isti, yayda isə daha soyuq idi. Yanvar və avqustda fərqlər  $2^{\circ}$ -yə çatırdı. Subasarda torpaqların qışda temperaturunun artması bir tərəfdən burada qrunut sularının dayazda olması, digər tərəfdən qonşu olan terraslardan subasara qarın üfürülüb gətirilməsindən qar örtüyünün çox qalın olması ilə əlaqədardır. Subasarda torpaq kiçik dərinliyə qədər donur. Böyük çayların vadilərində hündür sahillərə nisbətən yazda ayazlar vaxtından əvvəl qurtarır, payızda isə gec başlayır, buna görə də vadilərdə şaxtasız dövr daha davamiyyətlidir (I.A.

Goltsbergə görə 15 gün). Çay dərələrində çox vaxt dumanlar və bol şəhlər yaranır. Çöl çaylarının subasarında alçaq temperatur və torpaq havasının yüksək rütubətliyi ilin isti fəsilərində bu subasarlarda mikroiqlim şəraitini uzaq şimal əraziləri ilə uyğun edir. Voronej çayının dərəsində (Voronej yaxınlığında) şam meşələri ilə birlikdə şimal bitkilərindən quşüzümü, qaragilə və s. bitir. Voronej çayının aşağılarında sfagnum bataqlıqlarında quşüzümü, şahçıçəyi, plaun bitkilərinə rast gəlinir. Beləliklə, keçmiş SSRİ-nin Avropa ərazisində çöl-meşə və çöl zonalarının çay subasarlarda alçaq düzənliklərində yaranan mikroiqlim şəraiti bitkilərin şimal zonasına hərəkətinə səbəb olur. Təbaşir süxurları olduğu yerlərdə xarakterik mikroiqlim şəraitləri formalaşır. N.F. Komarov Orta-Rus yüksəkliyinin cənub hissəsində, təbaşir süxurları üzə çıxan yerlərdə apardığı müşahidələr nəticəsində yayda günorta saatlarında tündrəngli torpaq və təbaşirin temperaturları, eləcə də onların üzərindəki hava qatının temperaturları arasında aşağıdakı fərqləri əldə etmişdir:

	Tündrəngli torpaq	Təbaşir
10 sm hündürlükdə havanın temperaturu	27	26,2
32 – 36 sm dərinlikdə torpağın temperaturu	22,2	13,8

Göründüyü kimi, təbaşir və onun üzərindəki havanın temperaturu tündrəngli torpağın və onun üzərindəki havanın temperaturundan aşağıdır. Bu təbaşirin böyük əks etmə qabiliyyətinə malik olması ilə əlaqədardır, o 40-45%-ə çatır. Buna görə də, təbaşir süxurları üzərində bitən bitkilər aşağıdan gələn işıq hesabına əhəmiyyətli dərəcədə əlavə işıqlanma alırlar. Qeyd etmək lazımdır ki, təbaşirdən əks olunan işıq qısalıq şüalarla zəngindir, onlar bitkilərin orqanizmində müxtəlif biokimyəvi proseslərin getməsinə böyük təsir göstərir. Təbaşir böyük rütubət tutumuna malikdir. O, öz çəkisindən 22,5%-ə qədər artıq suyu saxlaya bilər. Bununla əlaqədar təbaşir yüksək rütubətliyə malikdir. Beləliklə, təbaşir substratı rütubətli və soyuqdur. Təbaşirliklərdə yaranan mikroiqlim və qrunut şəraitləri müəyyən dərəcədə dağlıq şəraitlərə yaxınlaşır. Voronej və Kursk (Rusiya) əyalətlərində dağlıq meşələr (dağ şamları) adlanan təbaşir meşələrinə, eləcə də aşağı alpları – dağ meşə çəmənliklərini xatırladan ot bitki qruplaşmalarına rast gəlinir.

Həmçinin qumların mikroiqlimi də xarakterikdir. Termiki rejim güclü dərəcədə rəngdən, rütubətlikdən, strukturdan və s. asılıdır. Qumların xüsusiyyəti ondan ibarətdir ki, onların yuxarı qatdakı temperaturu dərinliyə doğru çox tez azalır. Qumun üst qatı adətən quru olur. Belə qum aşağı istilik tutumuna və istilik keçiriciliyinə malikdir. Əgər quru torpağın istilik tutumu 0,4 - 0,6 kal/sm<sup>3</sup>dər.-dirsə, quru qum üçün bu 0,35 kal/sm<sup>3</sup>dər. təşkil edir. Quru torpağın istilik keçiriciliyi təxminən 0,0003-0,0005 kal/sm san dər., quru qumun - 0,00026 kal/sm san dər. müəyyən edilir. Qumun yuxarı qatının quruluğu onun səthindən suyun buxarlanması üçün istiliyin sərf olunmasına səbəb olmur. Bu baxımından qum tərəfindən udulmuş günəş enerjisi başlıca olaraq

onun qızmasına gedir. Belə şəraitdə gündüz qum əhəmiyyətli dərəcədə qızır. Buna həm də onun üst qatından daha dərin qatlara istiliyin getməsinin qarşısını alan quru qumun kiçik istilik keçiriciliyi də kömək edir. Gecə isə qumun üst qatı xeyli soyuyur. Yayda Orta Asiyanın səhralarında gündüz qumun səthi 80° qədər qıza bilər, gecə isə bu səthdə aşağı temperaturlar olur. Böyük səhrada qışda qumun səthində temperatur tez-tez 0°-dən aşağı düşür və qumda qırov yaranır. Qumun temperaturunun belə böyük tərəddüdü yerüstü hava qatının temperaturunda da əks olunur. Oış vaxtı qumlar tez soyuyur və dərinədə donur. Xəzərətrafi ovalıqda yerləşən Hoşeutov stansiyasının məlumatlarına görə Volga çayının aşağı axarında (Xarabalı şəhərindən cənub-şərqə) qumlar 100-110 sm dərinliyə qədər, onun yaxınlıqda yerləşən qumsal torpaq isə yalnız 60 sm qədər donur. Qumlar yüksək su keçiriciliyinə malikdir. Onlar demək olar ki, tamamilə düşən yağıntıları udur, sonuncular hətta kiçik miqdarda düşdükdə belə qumu böyük dərinliyi qədər isladır. Qumlarda suyun səth axını yoxdur. Quma daxil olan su üst qatda az qalır. Onun böyük hissəsi qumun dərin qatlarına sızır, orada o, gil və ya digər az su buraxan qatda saxlanılır. Bu saxlanan su yer səthinə yaxın olan yerdə, xüsusilə boşluqlarda, müvəqqəti qrunt suların yaradır. Qeyd etmək lazımdır ki, yaxşı su keçiricilikdən başqa, qumlar aşağı su qaldırma qabiliyyətinə malikdirlər, bu baxımdan onların səthindən suyun buxarlanması çox zəifdir. Qumlarda narın torpağın və üzvi maddələrin olmaması buxarlanmanı daha da azaldır. Bundan başqa qumlar su buxarını özündə kondensasiya etmək qabiliyyətinə malikdirlər. A.F. Lebedevə görə, Odessa ərazisində qumlarda kondensasiya yolu ilə alınmış suyun miqdarı il ərzində 68 mm təşkil etmişdir. Beləliklə, qumlar əlverişli su xüsusiyyətlərinə malikdirlər. Onlar nəinki, yağıntılar şəklində əldə etdiyi rütubəti saxlayırlar, həm də toplamaq qabiliyyətinə (xüsusilə bitkilər olmadıqda) malikdirlər, Bu böyük axıncı qum sahələri yerləşən quraq ərazilər üçün xüsusilə böyük əhəmiyyətə malikdir. Q.N. Vısotskiy belə hesab edir ki, quru iqlimdə qumlar yüksək dəyər – şirin su ehtiyatı yaradır. B.A. Keller göstərir ki, qumlar quraq ərazilərdə şimalda bitən bitki tiplərinin cənuba hərəkətinə və rütubət sevən xarakterli bitkilərin əlverişli inkişafına yardım göstərir. Beləki, qumlarla daha cənuba, çöl zonasına, şam meşələri daxil olmuşlar, yarımsəhrada isə qumlarla qumlu çöl ot bitkiləri yayılmışdır. Orta Asiyada suvarılan sahələrdə səhra mikroiklimindən fərqlənən xüsusi mikroiklim yaranır. Bu sahələrdə buxarlanmaya sərf edilən böyük istilik itkiləri sayəsində torpağın və havanın temperaturunun azalması müşahidə edilir.

S.A.Sapojnikovanın məlumatlarına görə, Orta Asiyanın suvarılan sahələrində səhra ilə müqayisədə iyul ayında orta temperatur 2,5-3°,0 aşağıdır. Qeyd etmək lazımdır ki, suvarılan ərazilərdə aşağı temperaturlar nəinki gündüz, həm də gecə müşahidə olunur. Belə ki, havanın quru olması sayəsində bu sahələrdə buxarlanma yüksək intensivliklə yalnız gündüz saatlarında deyil, gecə saatlarında da gedir. Müşahidələr zamanı torpağın səthinin temperatur fərqləri

xüsusilə böyük idi. Belə ki, iyul ayında səhrada yer səthinin orta temperaturu  $65^{\circ}$ , suvarılan sahədə  $35^{\circ}$  təşkil edirdi, yəni, sonuncuda  $30^{\circ}$  aşağı idi. Suvarılan sahədə havanın mütləq və nisbi rütubətliyi də yüksəkdir. İyul ayında suvarılan sahələrdə havanın mütləq rütubətliyi səhraya nisbətən orta hesabla 3,5 mb, nisbi rütubətlik isə saat 13-də orta hesabla 8% böyükdür. Suvarılan sahələrlə və səhra arasındakı havanın temperaturunun fərqləri suvarılan sahələrdən daha soyuq havanın səhraya axmasına səbəb olur. Həm də belə axın sutka ərzində baş verir, çünki, suvarılan sahələrdə aşağı temperatur nəinki gündüz, gecə də müşahidə edilir.

Ətraf sahələrə nisbətən şəhərlərdə də fərqli mikroiqlim şəraiti yaranır. İki stansiyanın, onlardan biri Voronej şəhərinin (Voronej Dövlət Universitetinin nəzdində), digəri - şəhərdən kənardə (Voronej Kənd Təsərrüfatı İnstitutunun nəzdindəki sahədə) yerləşirlər, müşahidələrinin müqayisəsi göstərdi ki, ilin bütün aylarında Voronej şəhərində havanın orta aylıq temperaturu şəhərdən kənara nisbətən yüksəkdir, həm də yayda fərq  $0^{\circ},5$  çatır. İlin isti dövründə (may - sentyabr) yağıntılar 26 mm çox düşür. Şəhər kənarına nisbətən il ərzində şəhərdə yağıntılı günlərin sayı 14 gün, dumanlı günlərin sayı 30 gün çoxdur. Şəhərdə yağıntılı günlərin sayının çoxluğu havanın həddən artıq qızması (konveksiyanın yaranması) və eləcə də şəhər ərazisində havanın tikintilər şəklində maneələrə rast gəldikdə turbulent hərəkətlərin daha da intensivləşməsi ilə əlaqədardır. Şəhər havasının tərkibində su buxarının kondensasiya nüvələrinin böyük olması da əhəmiyyət kəsb edir. Ətraf ərazilərə nisbətən şəhərlərdə nisbi rütubətlik aşağı, ayazlar nadir halda olur. Yaxşı hava şəraitində ətraf ərazilərdən şəhərə istiqamətlənən zəif hava axınları yaranır. Şəhərlərdə atmosfer çox tozludur, bu düz günəş radiasiyasını və effektiv şüalanmanı azaldır. Q.A. Lyuboslavskinin məlumatlarına əsasən Sankt-Peterburqda, bu şəhərdən 25 km cənubda yerləşən Pavlovsk ilə müqayisədə günəş radiasiyasının gərginliyi orta hesabla 17% azdır.

Meşə talalarında xarakterik mikroiqlim şəraitləri yaranır. Bu şəraitlər hər tərəfdən meşə ilə əhatə olan talada havanın qarışmasının zəif olması ilə əlaqədardır. Yayda talada gündüz isti, gecə isə soyuq havanın durğunluğu müşahidə edilir. Əgər tala yarpaqlanmış meşə ilə əhatə edilibsə, bu halda, xüsusilə gecə, talada aşağı temperaturlar müşahidə edilir. Buna görə də meşə talalarında temperatur dəyişməsinin yüksək amplitudası olur. Talalarda ayazlar açıq sahəyə nisbətən tez-tez və intensiv ola bilər. Tala və meşə arasındakı bu kəskin fərqlər yalnız ilin isti vaxtında, aydın, sakit havada müşahidə olunur. İlin soyuq dövründə, xüsusilə yarpaqlı meşədə onlar xeyli hamarlaşır. Kiçik çəmənliklərdə mikroiqlim fərqləri özünü kəskin göstərir, çünki onlarda havanın əhəmiyyətli dərəcədə qarışması baş verir. Böyük talalarda ayazların intensivliyi bir qədər azdır. Xüsusilə kəskin mikroiqlim fərqləri kiçik meşə talalarının kölgə və işıqlanan hissələri arasında yaranır. Bu halda ən kölgəli hissə, talanın şimala açıq cənub tərəfi olur, çünki, günün böyük hissəsini onu meşə kölgələndirir. Talanın cənuba açıq şimal hissəsi isə günün



böyük hissəsini düz günəş radiasiyası ilə işıqlandırılır. Bu səbəbdən talanın şimal hissəsində torpaq çox qızır və onun əhəmiyyətli dərəcədə quruluğu olur. Talanın bu hissəsində uzaq cənub rayonlarının açıq sahələrinə oxşar mikroiqlim şəraiti yaranır. Talanın cənub, kölgəli hissəsində torpağın temperaturu çox aşağıdır, rütubətlik isə yüksəkdir. Burada şimal rayonlarının açıq sahələrinin şəraitinə oxşar mikroiqlim şəraitləri yaranır. Talaların kölgəli və işıqlanan hissələrinin mikroiqlim şəraitləri arasındakı fərqlər o qədər böyükdür ki, onlar bitki örtüyünün xarakterində kəskin əks olunur. Voronej əyalətinin meşə-çölündə şam ağacı sahələrinin talalarının işıqlanan şimal hissələrində elə mikroiqlim şəraiti yaranır ki, buna yalnız çöl bitkiləri dözə bilər. Sonuncular da talanın bu hissəsində məskunlaşır. Ağac bitki növlərinin inkişafı üçün bu sahələr əlverişsizdir. Əksinə, meşə-çöl zonasının talalarının kölgəli cənub hissələrində, şimal tayqa meşələrində xarakterik olan bitkilərin inkişafı üçün əlverişli mikroiqlim şəraiti yaranır. Bu şərait həmçinin ağac bitki növlərinin inkişafı üçün də əlverişlidir.

Yuxarıda yalnız yerli amillərin təsiri altında yaranan bəzi mikroiqlim tipləri nəzərdən keçirilmişdir. Bu təhlil davam etdirilə bilər. Belə ki, bataqlığın, bağın, göllərin və s. mikroiqlimi, haqqında danışmaq olar. Lakin, yuxarıda göstərilən misallar kiçik sahələrin iqlim şəraitlərinin verilən ərazinin ümumi iqlim şəraitindən əhəmiyyətli dərəcədə fərqləndiyi haqda fikir yürütməyə kifayət edər. Müxtəlif tədbirlər – şəhərlərin yaşıllaşdırılması zamanı, meşəmədəniyyəti işləri görüldükdə, digər sahələrdən gətirilmiş yeni bitki növləri hər hansı bir ərazidə əkildikdə və s. həyata keçirilən zaman bu şəraitlərlə hesablaşmaq lazımdır. Mikroiqlim xüsusiyyətlərini nəzərə alaraq, bitkilərin boyatması və inkişafı üçün daha əlverişli şərait yaradıla bilər. Məsələn, meşə bitki sahələrinin işıq, istilik və su rejimini dəyişməklə, onların boyatma və inkişaf proseslərini daha əlverişli istiqamətə yönəltmək olar.

### **11.8. İqlimin dəyişkənliyi**

Yer kürəsinin landşaftları sabit qalmır. Onlar fasiləsiz dəyişmə və inkişaf prosesindədirlər. Bununla əlaqədar landşaftın elementlərindən biri olan iqlim də dəyişikliklərə məruz qalır, həm də onun dəyişiklikləri təcrid olunmuş şəkildə deyil, landşaftın digər elementləri - relyef, torpaq və bitki örtüyü, heyvanlar aləmi və s. ilə sıx əlaqədə və qarşılıqlı münasibətdə baş verir.

Iqlimin xüsusilə böyük tərəddüdü dördüncü dövrdə baş verdi. Bu dövr ərzində buzlaqların təkrar-təkrar daxil olması Avropa ərazisində landşaftların və iqlim şəraitlərinin güclü dəyişikliklərinə səbəb oldu. Ayrı-ayrı geoloji dövrlərdə iqlim şəraitləri haqqında yalnız dolaylı məlumatlara - üzvi qalıqlara görə (bitki və heyvan), eləcə də duz yataqları şəklində - daş, kalium, gips, moren şəklində və s. mineral çöküntülərə görə mühakimə edə bilərik. Duz çöküntüləri quru isti iqlimin, morenlər isə soyuq iqlimin əlamətidir. Təqribən 1920-ci ildə

üçüncü dövr və başlıca olaraq dördüncü dövrdə bitki örtüyünün tərkibinin öyrənilməsinin yeni bir üsulu – tozcuq analiz üsulu meydana gəldi.

Tozcuq torfluqlarda, gillərdə yaxşı qalmaq xüsusiyyətinə malikdir. Bundan başqa hər bir bitkinin tozcuğu müəyyən xarici əlamətlərlə xarakterizə olunur, bunlara görə onu digər bitkilərin tozcuqlarından fərqləndirmək olar. Tədqiqatlar göstərir ki, bitki örtüyünün inkişafı güclü dərəcədə iqlim şəraiti ilə müəyyən edildiyinə görə, tozcuğun analiz metodu iqlim dəyişikliyinə xarakterini nəinki dördüncü dövr üçün, hətta ondan əvvəlki dövrlər üçün də müəyyən etməyə imkan verir. Son zamanlar tozcuğun analiz metodu çox geniş yayılmışdır. Üçüncü dövrdə iqlim olduqca isti idi, xüsusilə erkən üçüncü dövrdə - paleosen və eosendə. Bu zaman Şpisberqəndə bataqlıq sərvi ağacı, sekvoya, maqnoliya və s. bitkilər bitirdi; Şimali Qrenlandiyada bu bitkilərdən başqa həmçinin çinar, şabalıd, üzüm yetişirdi. Yakutiyanın şimalında və Novosibir adalarında eosendə qovaq, sekvoya, şam və digər bitkilər inkişaf edirdi. Erkən üçüncü dövrdə keçmiş SSRİ-nin cənub hissəsində - Ukraynada və cənub-şərqdə - Kamışın şəhərinə qədər Volga çayında tropik və subtropik flora var idi. Üçüncü dövrün ikinci yarısında - miosen və pliosendə - iqlim şəraiti pisləşdi, bu mülayim enliklərdən tropik floranın sıxışdırılıb çıxarılmasına səbəb oldu.

Bu temperaturun azalması ilə əlaqədar idi. Güman ediliyi kimi, dördüncü dövrdə bir neçə buzlaşma - oka, dneper və valday – olmuşdur. Bu buzlaşmalar, yəqin ki, havanın temperaturunun ümumi azalması zamanı, əsasən yay aylarının temperaturunun hesabına baş vermişdi. Azalmış yay temperaturu buz şəklində bərk çöküntülərin toplanmasına imkan verdi. Buzlaşma dövrləri daha isti buzlaşma arası epoxalarla bir-birindən ayrılırdılar. Sonuncu Valday buzlaşmasından sonra iqlim şəraitləri tədricən yaxşılaşmağa başladı. Havanın temperaturu yüksəldi, yağıntıların miqdarı artdı. İqlim şəraitinin yaxşılaşmasının təsiri altında meşə sahələri meydana gəlməyə başladı. Meşələrin yayılma mərkəzləri buzlaşma zamanı ağac növləri üçün sığınacaq olan yerlər idi. Meşələrdə şam hakim mövqə tuturdu. İqlim şəraitlərinin sonrakı yaxşılaşması meşə-çöl və meşə zonasında enliyarpaqlı meşələrin sahələrinin artmasına səbəb oldu, həm də keçmiş SSRİ-nin Avropa ərazisində palıd, fındıq və qaraağac geniş yer aldı. Bu dövr iqlim optimumu adı aldı. Bu zaman orta illik temperatur müasir dövrdəkindən ən azı 3°C yuxarı idi. Temperaturun artması şimal tayqa rayonlarına da yayılmışdı. İqlim optimumu ərzində Şpisberqəndə bataqlıq bitkiləri güclü torf yataqları yaratdılar. İqlim optimundan sonra temperaturun ümumi azalması başladı və iqlim şəraitləri müasir vəziyyətə yaxınlaşmağa başladı. Lakin, bu tədricən baş vermirdi.

Elə dövrlər olmuşdu ki, onlarda iqlim şəraitləri gah soymağa tərəf, gah da istiləşməyə doğru dəyişirdi. İqlimin sonuncu dəyişməsi 1919-cu ildən Arktikada müşahidə edilməyə başladı. O, özünü suyun temperaturunun Barents dənizində və havanın temperaturunun qütb

ərazilərində qalxmasında göstərdi. Sonrakı zamanlarda istiləşmə mülayim enlikləri və dağlıq əraziləri əhatə etdi, sonra isə cənub yarımkürəsinə daxil oldu.

İqlimin köklü dəyişməsinə izah edən bir sıra fərziyyələr mövcuddur. Bu fərziyyələrə görə iqlimlər kosmik, astronomik və geoloji amillərin təsiri altında dəyişə bilər. Kosmik amillərin təsirinə əsaslanan fərziyyələr iqlim dəyişməsinə günəş sabitinin tərəddüdü ilə izah edirlər. Bu kəmiyyətin tərəddüdünə, ya günəşin təkamülü ilə əlaqədar günəş şüalanmasının intensivliyinin və onun spektral tərkibinin bilavasitə dəyişməsi, ya da günəş sistemi kosmik fəzada hərəkəti zamanı bu fəzanın müxtəlif şəffaflığı olan sahələri keçməsi səbəb ola bilər. Kainatın şəffaflığı az olan sahələrini keçən zaman günəş sabiti azalır və əksinə, daha şəffaf olan sahələri keçdikdə artır. Əsasında astronomik amillər olan fərziyyələrdə güman edilir ki, iqlimin tərəddüdləri bəzi astronomik kəmiyyətlərin dəyişməsinin, başlıca olaraq ekliptika müstəvisinin və ya yer orbiti müstəvisinin yer ekvatoru müstəvisinə meyilliyinin, yer orbiti eksentrisetinin dəyişməsi və s. təsiri altında həyata keçir. Astronomik amilləri inkar etmədən, lakin A.İ. Voeikov hesab edirdi ki, ayrıca geoloji epoxa və dövrlərdə iqlim dəyişmələrinə səbəb olan əsas amil səth örtüyünün xarakterində - dəniz və qurunun paylanmasıdakı dəyişikliklər, dəniz səviyyəsindən qurunun hündürlüyündə, sahil xəttinin cizgilərində, relyefdə, bitki örtüyündə bitki, və s. olan dəyişikliklər idi.

Havanın tərkibində karbon qazının dəyişməsi ilə iqlimin tərəddüdünü izah edən fərziyyə də mövcuddur. Bu qaz Günəşin şüalandırdığı enerjini yaxşı buraxır və Yerə uzundalğa şüalarını saxlayır. Havada karbon qazının miqdarının artması havanın temperatur artmasına, onun miqdarının azalması isə əksinə, azalmasına səbəb ola bilər. İqlimin tərəddüdünü izah edən digər fərziyyələr də var. İqlim köklü dəyişikliklərdən başqa müvəqqəti xarakter daşıyan dəyişikliklərə də məruz qalır. Belə ki, yüksək temperaturlu quru illər aşağı temperaturlu rütubətli illərlə növbələşir. İqlimin belə tərəddüdlərinin səbəbi atmosfer sirkulyasiyasının xarakterinin dəyişkənliyindədir.

Tədqiqatlar göstərir ki, sirkulyasiyanın intensivliyinə və onun tipinə günəş aktivliyinin böyük təsiri var. Bu aktivliyin artması ilə havanın meridional sirkulyasiyası da güclənir, bu zaman hava kütlələrinin nəql edilməsi əsasən meridionallar boyunca baş verir. Bu sirkulyasiya zəiflədikdə isə zonal sirkulyasiyanın rolu artır, bu zaman havanın hərəkəti əsasən qərbdən şərqə, yəni enlik dairələr boyunca olur. Bununla əlaqədar, B.M. Rubaşevin məlumatlarına görə, arktik hava kütlələri mülayim enliklərdə çox vaxt günəş ləkələrinin fəaliyyəti böyük olan vaxtlarda müşahidə edilir.

Belə kütlələrin tərkibində su buxarı az olur, isti vaxtı onlar quruya daxil olduqda qızırlar və doymuş haldan daha da uzaqlaşır. Bu günəş aktivliyi güclənən illərdə yağıntılardan azalmasına, bəzi illərdə isə şiddətli quraqlıqların formalaşmasına gətirib çıxarır. Belə hallarda

Atlantik okeanından dəniz havasının gəlməsi ilə əlaqədar olan qərbdən-şərqə hava axını zəif olur. Meridional sirkulyasiya zəif olan illərdə isə qərbdən-şərqə havanın nəql edilməsi güclənir, bununla okeandan rütubətli havanın gəlməsi bağlıdır. Bu zaman yağıntıların artması müşahidə edilir. Günəş fəaliyyəti ilə temperatur və yağıntıların arasında əlaqənin olmasını ağaclarda illik həlqələrin qalınlığı da göstərir. Temperatur və yağıntıların əlverişli olduğu şəraitlərdə illik həlqələr qalın, əlverişsiz şəraitlərdə - nazik olur. Şam ağacında bu həlqələr təxminən hər 11 ildən bir dəyişir, yəni bu dəyişikliklər sanki günəş aktivliyinin 11 illik dövrülüyünü təkrarlayır.

Müvəqqəti iqlim tərəddüdlərində günəşin ultrabənövşəyi radiasiyası böyük rol oynaya bilər. O, kəskin dəyişir və bu dəyişmə müxtəlif atmosfer hadisələrinə böyük təsir göstərə bilər. Ultrabənövşəyi radiasiyanın intensivliyinin belə dəyişiklikləri uzundalğalı radiasiyadan fərqli olaraq, günəşin şüalanma səthinin temperaturunun hətta kiçik tərəddüdlərində belə baş verir. Əgər uzundalğalı radiasiyanın intensivliyinin iki dəfə artması üçün günəşin şüalanma səthinin temperaturunun  $1300^{\circ}$  artması tələb olunursa, ultrabənövşəyi radiasiyanın intensivliyinin iki dəfə artması üçün yalnız  $88^{\circ}$  lazımdır. Günəşin ultrabənövşəyi radiasiyası atmosferin yuxarı qatlarında ozon təbəqəsinin formalaşmasında böyük rol oynayır. Bundan başqa, bu radiasiya oksigen və azot molekullarına təsir etdikdə azot oksidinin formalaşması üçün şərait yaradır, o, oksigenin iştirakı ilə azot dioksid, ozon iştirakı ilə azot anhidridi verir. Sonuncuların hissəcikləri böyük hiqroskopikliyə malik olduqları üçün su buxarının kondensasiyanın aktiv nüvələridir. Beləliklə, günəşin ultrabənövşəyi şüalanmasının intensivliyinin artması sayəsində kondensasiyanın intensivliyi artır, bu isə atmosfer proseslərini gücləndirən əlavə istilik enerjisinin ayrılmasına səbəb olur.

## XII FƏSİL. YER KÜRƏSİNİN İQLİM ZONALARI

### 12. 1. İqlimlərin təsnifatı

Yer səthində iqlimin böyük müxtəlifliyi müşahidə edilir. Yer kürəsinin iqlimlərini müəyyən sistemə gətirən və ayrı-ayrı iqlim tiplərinin yayılma sərhədlərini verən müxtəlif təsnifatlar mövcuddur. Bu böyük praktiki əhəmiyyət kəsb edir, çünki, heyvan və bitki orqanizmlərin həyat fəaliyyəti, torpaq örtüyünün xarakteri və eləcə də insanın təsərrüfat fəaliyyəti iqlimlə sıx bağlıdır. Yerin müxtəlif rayonlarında meteoroloji elementlər (temperatur, yağıntılar, külək, havanın rütubəti) xarakteristikalarına və sutkalara, ilin fəsilinə, onilliklərə görə bir-birindən fərqlənirlər. Bu elementlərin xarakteristikaları 20 ildən böyük dövr üçün ortalaşdırılır və Yerin verilən rayonunun iqlimi sayılırlar. Meteoroloji elementlərin fərqləri tropik və mülayim enliklərdə, qütb rayonlarında, xüsusilə aydın özünü göstərir. Buna görə də, iqlimi bu enlik qurşaqları ilə bağlayırlar. Üzərində iqlim göstəriciləri qeyd edilən xəritələr iqlim xəritələri (izoterm xəritəsi, yağıntının paylanması - izoqiyet xəritəsi) adlanır. İqlim xəritələri üzərində əsas iqlim göstəriciləri nisbətən az dəyişən sahələr ayrılır. Bütün meteoroloji elementlər kimi iqlimdə zonal paylanır. B.P. Alisova görə hər bir yarımkürədə yeddi iqlim qurşağı ayrılır. Qurşağın əsas əlaməti – bu və ya digər hava kütlələrinin hakim olmasıdır. İqlim qurşaqları - iqlim şəraitlərinə görə yer səthinin ən iri zonal bölmələridir (şək.12.1). Onların daxilində müxtəlif iqlim tipləri olan iqlim bölgələri (iki və ya dörd) ayrılır: materik və ya okean iqlim tipi ( hər bir qurşaqda var, ilk növbədə yer səthinin - qurunun və ya okeanın xüsusiyyətləri ilə əlaqədardır); materiklərin qərb və şərq sahillərinin iqlim tipləri (tropik, subtropik, mülayim qurşaqlarda) atmosfer dövrünü və okean cərəyanlarının eyni olmayan şəraitləri ilə bağlıdırlar.

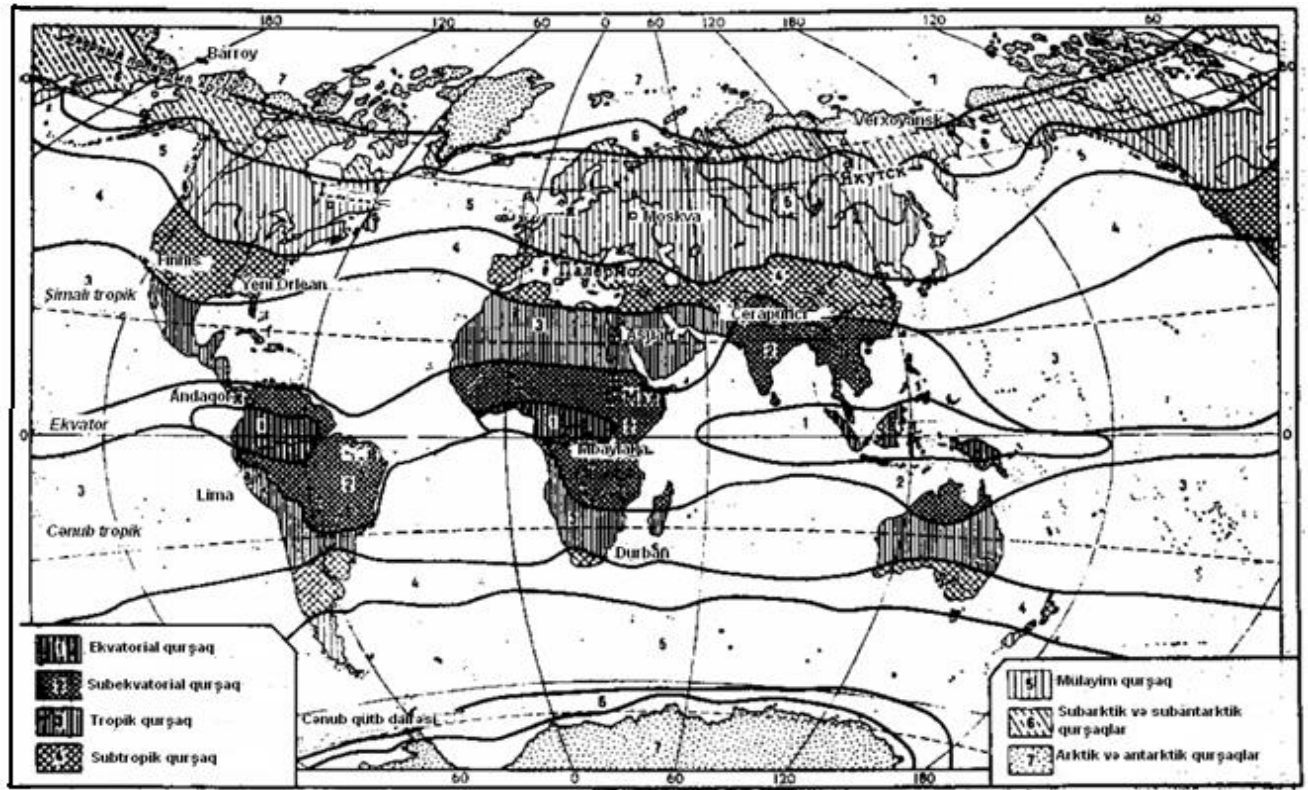
Bu və ya digər hava kütlələrinin hakim olmasından asılı olaraq aşağıdakı iqlim qurşaqları: əsaslar – ekvatorial, 2 - tropik, 2 – mülayim, arktik və antarktik; keçid – 2 subekvatorial, 2 subtropik, subarktik və subantarktik qurşaq ayrırırlar. Əsas qurşaqlarda iqlim bütün il ərzində eyni tip hava kütləsindən formalaşır; keçidlərdə - “qonşu” iqlim qurşaqlarından daxil olan hava kütlələrindən asılı olaraq fəsillər üzrə dəyişir.

Ekvatorial qurşaq il ərzində havanın yüksək temperaturu (+26°C... (+28°C) və rütubətliyi ilə xarakterizə olunur, Bu – aşağı təzyiq, zəif küləklər zonasıdır. Yaxşı qızmış yer səthi üzərindən yuxarıya qalxan hava yaranır, güclü yağışlar verən topa – yağış buludları formalaşır.

Subekvatorial qurşaqlarda yayda ekvatorial hava kütlələri (nəm və isti hava), qışda - kontinental tropik hava (isti və quru hava) hakim olur.

Tropik qurşaqlar yüksək təzyiq qurşaqları (20-30 ° şm.və cən. enl.) boyunca yerləşir. Burada havanın çox yüksək temperaturları (yayda +35 ° C, qışda +20 ° C) olur. Materiklərin

qərbində və daxili hissələrində tropik səhra iqlimi (soyuq cərəyanların və kontinental passat küləklərin təsiri), materiklərin şərqində - rütubətli tropik iqlim (isti cərəyanların və okeandan



**Şək.12.1. İqlim qurşaqlarının sxematik xəritəsi (B.P. Alisova görə)**

küləklərin təsiri) sahələri formalaşmışdır. Subtropik qurşaqlar yayda tropik və qışda bitərəf hava kütlələrinin hakim olması ilə səciyyələnir. Keçid qurşaqlar mülayim enliklərin hava kütlələrinin hakim olması, onların qərb axınları ilə, tez-tez siklon və antisiklonların müşahidə edilməsi, il ərzində iqlim dəyişkənliyini ilə xarakterizə olunur. Belə iqlim ərazilərini də ayırırlar:

1) dəniz iqlim tipi olan ərazilər – okeanların və materiklərin qərb sahilləri üzərində (mülayim qış, isti yay, temperaturların bir illik kiçik amplitudası, yağıntıların böyük miqdarı - ildə 1000 mm-dən çox);

2) mülayim və kəskin kontinental iqlimi olan ərazilər, onlar materiklərin daxili hissələrini tutur (yay və qış arasında temperaturların böyük amplitudası, yağıntıların miqdarı kiçikdir);

3) musson iqlimi olan ərazilər - materiklərin şərq sahillərindədir (isti rütubətli və soyuq quru mövsümlərin növbələşməsi, yağıntıların miqdarı böyükdür, temperatur amplitudası böyükdür).

Arktik və Antarktik qurşaqlarda quru soyuq hava kütlələri hakimdir (il ərzində temperaturlar mənfidir, yağıntılar - ildə 200 mm-dən azdır). Yer üzərində iqlim qurşaqlarının zonal paylanması onun səthinin qızma xüsusiyyətləri ilə müəyyən olunur.

L.S. Berg tərəfindən təklif edilən iqlimlərin təsnifatı daha geniş yayılmışdır. O, coğrafi prinsipə əsaslanaraq qurulmuşdur. Bu təsnifatın əsasında landşaft zonaları - tundra, tayqa, yarpaqlı meşələr və s. qoyulmuşdur. Berg tərəfindən ayrılan iqlim zonaları landşaft zonalarına uyğun gəlir.

Bergin təsnifatına görə aşağıdakı iqlim zonalarını ayırırlar:

- 1) daimi şaxta,
- 2) tundra,
- 3) tayqa,
- 4) mülayim zonanın yarpaqlı meşələri,
- 5) mülayim enliklərin musson iqlimi,
- 6) çöllər,
- 7) aralıqdənizi,
- 8) subtropik meşələr,
- 9) tropikdən kənar səhralar,
- 10) subtropik səhralar,
- 11) savannalar,
- 12) rütubətli tropik meşə.

Bergin iqlim təsnifatı çox asan və rahatdır. Bundan başqa o müxtəlif zonaların iqlim şəraitlərini, onların fiziki-coğrafi şəraitləri, xüsusilə torpaq və bitki örtüyü ilə əlaqələndirir. L.S. Bergin təsnifatı göstərir ki, iqlim, relyef, torpaq və bitki örtüyü arasında çox sıx əlaqə və qarşılıqlı münasibət mövcuddur. Bütün bu amillərin məcmusu müxtəlif ərazilərdə müəyyən və xarakterik landşaft yaradır, onların yaradılmasında iqlim böyük rol oynayır.

### **12. 1. 1. Daimi donuşluğun iqlimi**

Bu iqlim yuxarı enliklərdə Qrelandiyanın buz yaylasında (cənub-qərb, cənub dar sahil zolağı və şərq sahilin bəzi yerləri istisna olmaqla), Frans-İosif Torpağında Novaya Zemlyanın şimal hissəsində, Severnaya Zemlyada, Antarktidada yaranır. Bu yerlərin iqlimi çox sərtidir. Burada hakim hava kütləsi çox soyuq arktik havadır (Antarktikada – antarktik). Mərkəzi Qrelandiyada fevralın orta temperaturu - 47°, iyulun -11° yaxındır. Daha soyuq iqlim Antarktida da yaranır. Cənub qütbü ərazisində il ərzində ən soyuq ayın (iyul) orta temperaturu - 45°, ən isti ayın (yanvar) - 25°-yə yaxındır. Burada hətta yayın ortasında - 40°-yə qədər şaxtalar ola bilər.

Bu zona Şimali Amerika, Avropa və Asiya materiklərinin ucqar şimal hissəsini tutur. Tundra iqlimi həmçinin Şimal Buzlu okeanın adalarında da – Vayqach, Kolguyev, Novaya Zemlyanın cənub hissəsi, Novosibirsk adaları, Vrangel adası, Baffin torpağı və s. yerlərdə müşahidə olunur. Tundranın cənub sərhədi il ərzində isti ayın 10 -12° izotermləri ilə üst-üstə düşən, meşələrinin yayıldığı şimal həddləri qəbul edilmişdir. Beləki, tundrada çox aşağı

temperaturlar olur, buna görə də burada meşə üçün əlverişli şərait yoxdur. Tundra meşəsizdir. Meşələr tundraya kütləvi topa şəklində deyil, seyrək bitki örtüyü kimi yaxınlaşır. Belə bitki örtüklərinin zolağı, meşələrin sahəsi və tundra arasında keçid zonaya bənzəyir və **meşə-tundra** adlanır.

Tundranın iqlimi soyuqdur, uzun sərt qışı və qısa sərin yayı ilə səciyyələnir. Qışda Sibir tundrasında -50, - 55°-yə çatan çox aşağı temperaturlar müşahidə edilir. Ən isti ayın orta temperaturu 10-12°-ni keçmir. Hətta yayda tundrada qar düşə bilər, gecə isə qırov yaranmaqla ayazlar olur. Lakin, yayda isti günlərdə 25°-yə qədər və hətta 30° temperatur ola bilər. Tundrada belə günlər cənubdan isti hava daxil olan zaman olur.

Aşağı temperaturların olması ilə əlaqədar tundrada buxarlanma prosesi zəif gedir. Yağıntılardan ümumi miqdarından burada buxarlanmaya yalnız 20-30% rütubətlik sərf edilir, suyun qalan böyük hissəsi torpağa gedir. Bu torpağın artıq rütubətlənməsinə və onun səthində suyun toplanmasına gətirib çıxarır. Havanın mütləq rütubətliyi tundrada aşağıdır. Nisbi rütubətlik isə tundrada böyükdür, çünki, aşağı temperaturlar sayəsində burada su buxarı doymuş vəziyyətə yaxındır. Hətta ən isti yay aylarında (iyun və iyul) tundrada nisbi rütubətləyin orta sutkalıq qiymətləri 75-dən 90%-ə qədər təbəddüd edir.

Tundrada buludluluq çox böyükdür. Ən böyük buludluluq payızda, ən kiçik – yazda olur. Şərqi Sibir tundrasında ən böyük buludluluq yayda, ən kiçik – qışda və yazda müşahidə edilir. Tundrada buludlar günəş radiasiyasını yaxşı səpələdiklərinə görə əsasən sıx olmayan formalarla təmsil olunurlar. Burada tez-tez dumanlar yaranır.

Tundrada il ərzində yağıntılar az düşür - 200-300 mm, bəzi yerlərdə isə 150 mm-ə qədər. Yağıntılardan ən böyük miqdarı avqust ayına, bəzi yerlərdə isə - sentyabr, ən kiçik - fevral və marta düşür. Yağıntılar tundrada çox tez-tez düşür, lakin onların intensivliyi kiçikdir. Burada qar örtüyünün qalınlığı böyük deyil, çünki, qış vaxtı yağıntılar az – illik miqdarın 10-15% qədəri düşür. Külək qışda qarı güclü sovurur.

Tundrada müxtəlif qalınlıqlı daimi donuşluq geniş yayılmışdır. Daimi donuşluq ərazisində yayda torpağın yalnız üst hissəsi, 1-2 m dərinliyədək əriyir. Daimi donuşluq donmuş qat üzərində yatan torpağın istilik rejiminə böyük təsir göstərir. Bu donmuş qat yayda üst hissədən əriyən torpağın qızmasını saxlayır və bundan başqa suyu pis keçirən qat olaraq, ərazinin bataqlaşmasına səbəb olur. Nəticədə bitkilərin boy artımı və inkişafı üçün əlverişli olmayan soyuq və çox rütubətli torpaqlar yaranır.

Tundrada qışda hakim küləklər qurudan, yayda dənizdən əsən küləklərdir. Burada ərazinin düzən xarakterli olması və dənizin yaxınlığı sayəsində küləyin sürəti çox böyükdür. Kara dənizinin sahillərində küləyin sürəti orta hesabla il ərzində 7-8 m/s çatır. Qışda küləklər xüsusilə güclü olur.



Tundrada işıqlanma şəraiti xüsusi xarakter daşıyır. Burada ilin isti aylarında günəşin üfük üzərində kiçik hündürlüyündə çox davamiyyətli işıqlanma müşahidə edilir. Buludluluğun böyük və tez-tez dumanların olması sayəsində burada şüa enerjisinin əsas növü səpələnən radiasiyadır. İşığı yaxşı səpələyən buludların sıx olmaması hesabına onun intensivliyi böyük qiymətlərə çata bilər. Həmçinin qeyd etmək lazımdır ki, mülayim enliklərə nisbətən tundrada işıq ultrabənövşəyi şüalarla daha zəngindir. Belə ki, qütb zonasında yayda səpələnən radiasiya qütb günü ərzində fasiləsiz daxil olduğu üçün tundrada səpələnən radiasiyanın sutkalıq cəmi böyük alınır.

Tundrada vegetasiya dövrü cəmi 2-3 ay davam edir. Bu müddət ərzində bitkilər olduqca kifayət miqdarda işıq və rütubət alır. Amma tundrada bitkilər istilik çatışmamazlığına məruz qalır. Bu çatışmamazlıqlar həyati prosesləri gecikdirir və bitkilərin boyartımını ləngidir.

### **12. 1. 3. Tayqanın iqlimi**

Bu iqlim zonası şimal yarımkürəsində böyük yer tutur. Şimali Amerikada o, Alyaskada, Kanadada və Labrador yarımadasında geniş əraziləri əhatə edir. Şimali Amerikada tayqanın cənub sərhədi 50° şm.en. paraleli boyunca gedir. Avrasiyada tayqa iqlim zonasına Skandinaviya yarımadasında, onun cənub hissəsi istisna olmaqla, Finlandiyada, keçmiş SSRİ-nin Avropa hissəsində, burada tayqanın cənub sərhədi Sankt-Peterburq - Nijniy Novqorod – Ekaterinburq (Rusiya) sərhədi boyunca gedir, Qərbi Sibirdə, onun cənub rayonları istisna olmaqla, Şərqi Sibirdə, orta Amur və Ussuri bölgəsi istisna olmaqla, Kamçatka və Saxalində, cənub hissəsi istisna olmaqla rast gəlinir. Cənub yarımkürəsində düzənliklərdə iqlimin bu tipinə rast gəlinmir.

Tayqanın iqlim şəraiti bitki örtüyü üçün əlverişlidir. Bu zonada yayda mülayim temperatur, havanın xeyli rütubətli, kifayət qədər yağıntılı olması müşahidə edilir; burada vegetasiya dövrü tundraya nisbətən daha uzundur. Bütün bu şəraitlər meşə bitkilərinin boyatmasına və inkişafına kömək edir. Tayqa sıx iynəyarpaqlı meşə olmaqla küknar, pıxta və sirdən ibarətdir. Şərqi Sibir (Rusiya) tayqasında daur yarpaqlı ağaclar yayılmışdır. Tayqada həmçinin yarpaqlı - ağcaqayın, ağcaqovaq, qızılağac, qovaq ağac növlərinin qarışığı da vardır.

Tayqanın iqlimi başlıca olaraq mülayim enliklərin dəniz və kontinental havasının təsiri altında yaranır. İqlimə həmçinin arktik havada böyük təsir göstərir, onun tayqaya daxil olması xüsusilə ilin soyuq dövründə çox tez-tez baş verir. Yayda tayqaya cənubdan kontinental tropik hava da daxil ola bilər. Oxot dənizinin sahillərində havanın musson sirkulyasiyası olur. Tayqanın iqlimi böyük kontinentallıqla xarakterizə olunur. Avrasiya tayqasında bu kontinentallıq qərbdən şərqə artır. Tayqada qış çox sərtir. Şimali Amerika tayqasında yanvarın orta temperaturu bəzi yerlərdə -28, - 30° C və aşağı olur, mütləq minimumlar isə - 45, -50° çatır. Şərqi Sibir tayqasında qış daha da sərtir. Verxoyanskda yanvarın orta temperaturu -50°-ə çatır, mütləq minimum isə

- 65, - 68°-dir. Tayqada yay nisbətən istidir. Ümumiyyətlə, iyulun orta temperaturu 10-12°-dən yuxarıdır; zonanın cənub hissəsində orta temperatur 18-20°-ə çatır. Yay aylarında bəzi günlərdə temperatur 30-35°-yə, bəzi yerlərdə - 38° çatır.

Tayqada yağıntılar ildə 300-600 mm qədər düşür. Ən böyük miqdarı yayda olur. Şimali Amerika, Avropa və Qərbi Sibirin tayqasında torpağın dərin donmadan, bitkilərin isə saxta vurmada mühafizəsi üçün qar örtüyünün qalınlığı kifayət edir, lakin Şərqi Sibirdə qalınlıq kiçikdir. Burada daimi donuşluq geniş yayılmışdır. Tayqada torpaq örtüyü başlıca olaraq küllü torpaqlarla təmsil olunur. Burada bataqlıq torpaqları böyük əraziləri tutur. Tayqa zonasında çovdar, yulaf, arpa, kətan becərilir. Yakutiya (Rusiya) arpa, çovdar buğda, kartof əkilir.

#### **12.1.4. Mülayim zonanın yarpaqlı meşələrinin iqlimi**

Bu iqlim Şimali Amerikada 50° paraleldən cənuba və 100° meridianın şərqində, cənub-şərq ştatları istisna olmaqla Böyük Britaniyada, İrlandiyada, Skandinaviya yarımadasının cənub hissəsində, Qərbi Avropada, Aralıq dənizi ölkələri istisna olmaqla, keçmiş SSRİ –nin (Rusiya) Avropa ərazisində, mərkəzi zolaqda, Qərbi Sibirin (Rusiya) cənub rayonlarında yayılmışdır.

Cənubi yarımkürəsində yarpaqlı meşələr iqliminə Cənubi Amerikada - Parana çayının aşağı axınında və Uruqvay çayının axını boyunca, Avstraliyanın cənub-şərq sahilində, Yeni Zelandiyada rast gəlinir.

Yarpaqlı meşələr zonasına L.S. Berg meşə-çölü, yəni meşə sahəsi ilə çöl arasındakı keçid zonanı da daxil edir. Yarpaqlı meşələr zonasının iqlim şəraiti başlıca olaraq mülayim enliklərin dəniz və kontinental havasının təsiri altında yaranır; sonuncu dəniz və arktik havanın transformasiyasından formalaşır. Yarpaqlı meşələr zonasının iqlimi tayqanın iqliminə nisbətən bitkilər üçün daha əlverişlidir. Burada yay daha isti, qış az soyuqdur. Ən isti ayın temperaturu 22°-dən böyük deyil. Dəniz havası hakim hava kütləsi olan zonalarda, məsələn, Qərbi Avropada, intensiv siklonik fəaliyyətli çox mülayim qış olur. Bu ərazilərdə ən soyuq ayın orta temperaturu 0°-dən yuxarı və ya birqədər aşağıdır. İllik amplituda 15-25° müəyyən edilib. Yağıntılar il ərzində az və ya çox bərabər paylanmışdır; onların illik cəmi 500 - 600 mm-ə ifadə olunur. Dağlıq ərazilərdə isti rütubətli küləklərə doğru baxan yamaclarda yağıntıların illik cəmi 1000 mm-ə qədər, bəzi yerlərdə hətta 2000 mm qədər artır. Xüsusən mülayim qış İrlandiyanın cənubunda, İngiltərənin cənub-qərbində, Bretanda, Avstraliyanın cənub-şərq hissəsində, Yeni Zelandiyada müşahidə edilir. İl ərzində ən soyuq ayın temperaturu burada 7° qədər çatır. Lakin bu yerlərdə yayda sərin olur. Yarpaqlı meşələr zonasında kontinental hava kütləsi hakim olan ərazilərdə, məsələn, Şərqi Avropada, Sibirdə və s. yerlərdə qış soyuqdur, temperatur amplitudu böyükdür. Bu yerlərdə yağıntılar il ərzində qeyri-bərabər paylanır. Onların ən böyük miqdarı yay aylarında il ərzində 500 - 600 mm yağıntı düşür, bəzi yerlərdə relyefdən asılı olaraq, illik cəm

1000 mm və daha çox olur. Qar örtüyü bütün ərazidə olur, lakin bəzi yerlərdə isti qışın olması ilə əlaqədar dayanıqsızdır.

Iqlim yarpaqlı meşələrin inkişafı üçün çox əlverişlidir. Qərbi Avropada o fıstığın, Şərqi Avropada – palıdın bitməsi üçün əlverişlidir. Yarpaqlı meşələr zonasında torpaqlar küllüdür. Zonanın cənub rayonlarında – meşə-çöldə - meşə gillicə və qaratorpağa rast gəlinir. Yarpaqlı meşələr zonasında iqlim şəraiti çovdar, buğda, yulaf, arpa, kətan, kartof, cənub rayonlarında - darı, çətənə və digər mədəniyyətlərin becərilməsinə imkan verir.

#### **12.1.5. Çöllərin iqlimi**

Çöl zonası quraq iqlim ilə xarakterizə olunur. Çöl zonasının böyük hissəsində yağıntılar ildə 450 mm-dən çox düşmür və yalnız bəzi yerlərdə bu miqdar 500-550 mm qədər çatır. Buxarlanma olduqca böyükdür.

Çöllərdə yay isti, qurudur. Yay vaxtı yağıntılar əsasən leysan şəklində düşür. Yağıntıların maksimal miqdarı yay aylarına təsadüf edilir. Çöllər iki kateqoriyaya bölünür: - sərin və ya soyuq qışı olan mülayim enliklərin çölləri və isti qışı olan subtropik və tropik enliklərin çölləri. Birinci kateqoriyaya keçmiş SSRİ-nin çöllərinin cənub zolağı (Azov-Qara dəniz, Orta Volqaboyu, Şimali Qafqaz), Şimali Qazaxıstanın, Zabaykalyenin, Monqolustanın, Qayalı dağlara şərqdən qovuşan Şimali Amerika qərb ştatlarının çölləri aiddir. İstiqışı olan çöllər tropik və subtropik enliklərdə, səhraların kənarlarında yerləşir.

Çöl zonasında üstün hava kütləsi yayda kontinental tropik havaya transformasiya edən mülayim enliklərin kontinental havasıdır. Sonuncu, ümumiyyətlə, subtropik və tropik çöllərdə üstünlük təşkil edən hava kütləsidir. Bu hava quru və çox istidir. Buna görə də yay vaxtı çöllərdə yüksək temperatur, nisbi rütubətliyin aşağı qiymətləri, tez-tez quraqlıq və quru küləklər müşahidə edilir.

Mülayim enliklərin çöllərində ilin ən isti ayının orta temperaturu 22-24°-yə çatır, yağıntıların illik miqdarı 200-450 mm-dir. Qışda qar örtüyünün orta qalınlığı 20-30 sm-ə yaxındır. Çöl zonasının torpaqları qaratorpaqlarla təmsil olunur. Mülayim enliklərin çöllərinin cənub ərazilərində şabalıdı torpaqlara rast gəlinir. Çöl zonasında qış və yazlıq buğda, darı, qarğıdalı, günəbaxan, suvarılmayan pambıq, şəkər çuğunduru və digər mədəniyyətlər yetişdirilir.

#### **12. 1. 6. Aralıq dənizi iqlimi**

Bu iqlim Aralıq dənizi sahilində yerləşən ölkələrdə, Krımın cənub sahilində, Qafqazın Qara dəniz sahilində - Novorossiyskdən Tuapseyə qədər, Kaliforniya ştatının (ABŞ) Sakit okean sahilində, Santiyaqodan cənuba Çili sahilində, Avstraliya və Afrika cənub sahilində müşahidə edilir.

Kifayət qədər yağıntılar olmaqla isti iqlimdir. Qışı mülayim, rütubətli, dayanıqsız qar örtüyü ilə səciyyələnir. Yay isti və qurudur. Bu ölkələrdə yağıntılar başlıca olaraq qışda,

siklonik fəaliyyət inkişaf edən zaman düşür. Yağıntılardan illik miqdarı güclü dərəcədə relyefdən asılıdır və 300-dən 1000 mm və daha çox arasında dəyişir. İl ərzində ən soyuq ayın orta temperaturu 0°-dən yuxarıdır, ən isti ayın 22-28°-dir. Bitki örtüyü həmişəyaşıl qabayarpaqlı ağaclarla və kolluqlarla qarışıq meşə və kollarla təmsil olunur. Mesopotamiyada, Türkiyənin mərkəzi hissəsində və İranın cənubunda çox isti, quru yayı olan bu iqlimin bir növü mövcuddur. Bu yerlərdə iyulun orta temperaturu 28-30°-yə qədər olur. Bitki örtüyü - kolluqlu çöldür.

Kaliforniya və Çili (cənub Santiyaqo) sahillərində, eləcə də Afrikada – Ümid burnu ərazisində - Aralıq dənizi iqliminin başqa bir növü var. Bu yerlərdə ən isti ayın orta temperaturu 14-22° arasında dəyişən sərin yay müşahidə edilir. Lakin qış çox istidir. İllik temperatur amplitudu kiçikdir. Yağıntılar kifayət miqdarda düşür, həm də Aralıq dənizi ölkələrində olduğu kimi onların maksimumu qış aylarında müşahidə edilir. Bu yerlərdə temperaturun aşağı olmasına səbəb - Kaliforniya, Peru və Benquela soyuq cərəyanlardır. Aralıq dənizi iqlimi şəraitində buğda, qarğıdalı, tütün, tərəvəz, bəzi yerlərdə düyü və pambıq becərilir; həmçinin üzüm, əncir, sitrus, nar və digər bitkilər də yetişdirilir.

#### **12.1.7. Mülayim enliklərin musson iqlimi**

İqlimin bu tipi Amur çayının orta axımını, Ussuri vilayətini, Manjuriyanı, Saxalinin cənub hissəsini, Yaponiyanın şimal yarısını, Koreyanı, Şimali Çini əhatə edir. Yay vaxtı bu yerlərdə cənub və cənub-şərq küləyi şəklində, okeandan rütubətli hava gətirən musson yaranır. Bu ilin isti vaxtı həmin ərazilərdə külli miqdarda yağıntılardan düşməsinə gətirib çıxarır. Qış mussonunu çox soyuq kontinental havanın şimal və şimal-qərb axını təmsil edir. O, Sibirdən gəlir, bu zaman orada geniş yüksək təzyiqli sahəsi formalaşır. Bu havanın tərkibində su buxar azdır; ona görə də burada qışda hava adətən aydın, quru olur. Yanvarın orta temperaturu - 20° çatır. Qar örtüyü cüzi qalınlığa malikdir. Yay isti, rütubətli. İyulun orta temperaturu 20-25°-dir. Yağıntılardan illik miqdarı 600-1000 mm çatır, bəzi yerlərdə daha böyükdür. Vilayətin cənub ərazilərində iqlim daha istidir. Belə ki, Pekində yanvarın orta temperaturu - 4°,5, iyulun - 26°,5-ə qədər artır.

#### **12.1.8. Rütubətli subtropik meşənin iqlimi**

Bu iqlim zonası Meksika körfəzinin sahillərini, ABŞ-ın cənub-şərq ştatlarını, Cənubi Amerikada - Boliviyanı, Paraqvay və Braziliyanın cənub-şərq hissəsini əhatə edir; eləcə də Afrika yaylalarında, Qara dənizin şimal-şərq sahilində, Xəzər dənizinin cənub sahilində, Hindistanın şimal hissəsində, Cənubi Çində, Yaponiyanın cənub yarısında, Koreyanın cənub hissəsində və Avstraliyanın cənub-şərq sahilində rast gəlinir.

İqlim isti qışı ilə xarakterizə olunur. Ən soyuq ayın orta temperaturu 2°-dən az deyil. Yay isti, rütubətli. Yağıntılardan illik cəmi 1000 mm-dən artıqdır. Bitki örtüyü enliyarpaqlı ağac növlərindən ibarət meşələrlə təmsil olunur. Meşələrdə həmişəyaşıl bitkilərin böyük qarışığı var;

lianlara rast gəlinir. Rütubətli subtropik meşə iqlimi şəraitində qarğıdalı, tütün, pambıq, əncir, nar, heyva, çay, sitrus bitkiləri yetişdirilir.

### **12.1.9. Tropikdən kənar səhraların iqlimi**

Bu zonaya Terek-Kuma və Həştərxan yarımsəhraları, Orta Asiya səhraları və yarımsəhraları və Koloradanın orta axını boyunca yerləşən Şimali Amerika səhraları, yarımsəhraları, Cənubi Amerikada - Şərqi Pataqoniya səhraları daxildir.

İqlim çox quru və olduqca çox buxarlanması ilə xarakterizə olunur. İl ərzində yağıntılar 250-300 mm-dən az düşür. Yay az buludluluqla, isti və qurudur, lakin, səhralarda qış ya sərin və ya soyuqdur. Orta Asiya səhralarında yanvarın orta temperaturu - 10°-dən (şimal hissəsində) 3° C (cənub hissəsində) arasında dəyişir. Yayda maksimal temperaturlar gölgədə 45° və ya daha yüksək ola bilər. Torpaqlar – açıq şabalıdı və boz torpaqlardır; şoranlıqlar çoxdur; qumlar geniş yayılmışdır. Səhraların bitki örtüyü yovşan, şoran otu, saksaul kolluqları ilə təmsil olunur. Süni suvarma ilə buğda, düyü, qarğıdalı, pambıq, üzüm, ərik və s. mədəni bitkilər yetişdirilir.

Şərqi Pataqoniya səhralarının iqlimi tropikdən kənar səhraların xüsusi növü kimi özünü göstərir. Bu iqlim nisbətən sərtir. Burada ən isti ayın orta temperaturu 21-dən 14° qədərdir, bəzi yerlərdə isə 12° qədər düşür, ən soyuq - 6-dan 1°-yə qədərdir. İqlim az buludluq və güclü küləklər ilə xarakterizə olunur.

### **12.1. 10. Subtropik səhraların iqlimi**

Bu zonaya Böyük Səhra və Namibiya səhraları, Ərəbistan yarımadasının səhraları, Atakama (Cənubi Amerika), Kolorado çayının aşağı axınında və Kaliforniyadakı (Şimali Amerika) səhralar, Avstraliyanın mərkəzi hissəsindəki səhra daxildir.

Səhra zonasında hakim hava kütləsi kontinental tropik havadır. Səhralarda orta illik temperatur 18°-dən aşağı deyil. Bəzi yerlərdə 25°C və yuxarıdır. Səhralarda yay çox istidir. Ən isti ayın orta temperaturu 32-36°,5 çatır, Ölüm Vadisində isə (Kolorado çayının aşağı axınındakı səhrada) hətta 39°-ə çatır. Temperaturun mütləq maksimumları 55°C və daha yuxarı olur. Yer səthində gündüz temperatur 80° çata bilər, gecə qışda bəzən 0°C və aşağı düşür. Böyük Səhrada mütləq minimum temperatur - 3°-dir. Ən soyuq ay 10 °-dən aşağı temperatura malikdir. İllik amplitudalar böyük deyil - 18° qədər, lakin sutkalıq amplitudalar əhəmiyyətlidir – 35-40° qədər. Nisbi rütubətlik aşağıdır. Böyük Səhrada qışda bu orta hesabla 45%, yayda 20% müəyyən edilir. Yayda bəzi günlərdə rütubətlik bəzən 2-3%-ə qədər enir. Yağıntılar ildə 250 mm-dən az düşür. Bəzi yerlərdə onların illik miqdarı 100 mm və aşağıdır. Subtropik səhralarda ayrı-ayrı yerlərdə bir neçə illik dövrlərdə heç bir yağış müşahidə edilmir. Yağıntılar əsasən leysan, bəzən çox güclü şəkildə düşür. Onların düşməsi adətən təsadüfi xarakter daşıyır. Tez-tez çox yüksək temperatur və havanın olduqca quru olması ilə müşayiət olunan qum fırtınaları meydana gəlir. Çox yüksək temperatur və yağıntının kəskin çatışmaması səhralarda bitkilər üçün çox əlverişsiz şəraitlər

yaradır. Bu səhralarda bitki olmur. Böyük Səhrada bitki yalnız bəzi vaxtlarda, qısa bir zamanda torpağı nəmləndirən güclü leysanlardan sonra meydana gəlir.

Böyük Səhranın su olan oazislərində bu iqlim üçün tipik olan bitkilər – xyrma ağacları bitir. Böyük Səhra və Namibiyanın Atlantik sahillərinin səhralarında hakim hava kütləsi tropik dəniz havasıdır. Səhraların bu sahillərini soyuq cərəyanlar - Kanar və Benqal - tərəfindən yuyulur, bunların sayəsində orta illik temperatur 18-19° - yə qədər aşağı enir.

Temperaturun sutkalıq və illik amplitudaları burada kiçikdir. Yağıntılar az düşür, lakin havanın nisbi rütubətliyi böyükdür, xüsusən yayda. Tez-tez dumanlar meydana gəlir. Dəniz və quru arasındakı temperaturların kəskin fərqləri hesabına burada brizlər güclü inkişaf etmişdir.

Tez-tez dumanların olması ilə quru iqlim Peru sahilində və Peru soyuq axınları ilə yuyulan Şimali Çilidə (Cənubi Amerika) yaranır.

#### **12.1.11. Savannaların iqlimi**

Savanna - bu tropik meşə-çöldür. Savannaların bitki örtüyünün tərkibinə ağaclarda daxildir, lakin onlar seyrək şəkildə yerləşirlər və sıx çətir yaratmırlarlar. Ağaclar adətən ilin quru mövsümündə yarpaqlarını tökürlər, lakin həmişəyaşıl ağac növləri də vardır. Yağışlı dövrün əvvəlində savannalarda güclü ot örtüyü inkişaf edir. Savannalar Afrikanın tropik hissəsində və Cənubi Amerikada böyük əraziləri tutur; onlara eləcə də Mərkəzi Amerikanın sahilində, Madaqaskarın qərb hissəsində, Hindistanda 22° şm.en.-dən yarımadanın cənub qurtaracağına qədər, Seylon adasında, Myanmanın mərkəzi hissəsində, Hind-Çində, Avstraliyanın şimal hissəsində, Havay adalarında rast gəlinir. Iqlim hava kütlələrinin mövsümi dəyişikənliyi ilə xarakterizə olunur. Savannalarda yay vaxtı ekvatoradan gələn rütubətli hava, qışda – passatlarla gətirilən quru kontinental tropik hava hakim olur. Nəticədə, yay vaxtı: savannalar zonasında bol yağıntılı rütubətli hava, qışda - quraq hava müşahidə edilir. Yayda temperaturun sutkalıq amplitudaları kiçikdir, qışda onlar əhəmiyyətli dərəcədə artır. İl ərzində ən isti ayın orta temperaturu 25-30° və yuxarıdır, ən soyuq 15-18°-dən aşağı deyil. Temperaturun illik amplitudası 12°-yə çatır. Yağıntılar çox düşür - ildə 1000 mm qədər, rütubətli küləklərə tərəf yönəlmiş dağların yamaclarında isə 2000 mm və daha çox olur. Savannalarda bitən ağaclardan ən xarakteriki baobabdır, onun gövdəsi çox böyük qalınlığa malikdir. Quru mövsümündə baobab yarpaqlarını atır. Mədəni bitkilərdən qəhvə, banan, şəkər qamışı, pambıq, düyü yetişdirilir.

#### **12.1. 12. Rütubətli tropik meşənin iqlimi**

Bu iqlimə ekvatorial Afrikada, Cənubi Amerikada – Amazon çayının aşağı axını boyunca, Braziliyanın cənub-şərq sahilində, Mərkəzi Amerikanın bəzi yerlərində, Böyük Antil adalarında, Madaqaskarın şərq sahilində, Hindistanın cənub-qərb sahilində, Hind-Çinin qərb sahilində, Malakka yarımadasında, Böyük Zond arxipelağının adalarında, Filippin adalarında, Yeni Qvineyada rast gəlinir.

Iqlim çox isti və rütubətlidir. Ən soyuq ayın orta temperaturu 18°-dən yuxarıdır. Temperaturun gecə minimumları adətən 16°-dən aşağı düşür. Havanın orta illik temperaturu 24-dən 30°-yə qədər tərəddüd edir. Temperaturun illik amplitudu çox kiçikdir 1-dən 6°-yə qədər. Temperaturun illik gedişində iki maksimum və iki minimum qeyd edilir. Maksimum temperaturlar yaz və payız gecə - gündüz bərabərliyi zaqmanı günorta saatlarında günəşin zenitdə olması ilə bağlıdır, minimumlar isə qış və yay gün dönümü ilə eyni vaxta düşür. Həmçinin qeyd etmək lazımdır ki, bu zonada havanın illik gedişinə böyük buludluluq və eləcə də yağıntılar təsir göstərir. Sonuncular rütubətli tropik zonada böyük miqdarda – ildə 2500 mm-ə qədər və daha çox düşür. İllik gedişdə gecə - gündüz bərabərliyi vaxtına düşən iki yağıntılı dövr fərqlənir, lakin onların arasında quraqlıq dövrləri olmur. Yağntılar leysan xarakteri daşıyır. Onlar adətən günün ikinci yarısında düşür və şiddətli göy gurultulu leysan ilə müşayiət olunur. İl ərzində günəşin fasiləsiz hündürdə olması ilə əlaqədar həm düz, həm də səpələnən radiasiyanın bolluğu, yüksək temperatur, havanın yüksək rütubətliyi və bol yağıntılar tropik meşənin iqlimini bitkilər üçün çox əlverişli edir. Bu iqlim zonasının bitki örtüyü ağacları lianlarla hörülən həmişəyaşıl meşələr ilə təmsil olunur. Verilən iqlim şəraitində palmalar - saqo, kokos və s., banan, ananas, kakao ağacı, bir sıra kauçuk verən ağaclar və s. yetişir.

## XIII FƏSİL. AZƏRBAYCANIN İQLİMİ

### 13.1. Azərbaycanın iqliminə təsir edən amillər

Azərbaycanın iqlimi müxtəlif iqlim amillərinin təsiri altında formalaşır, onlar isə öz növbəsində kosmik (günəş radiasiyası və digər ulduzların şüalanması) və planetar (hava kütlələrinin ümumi dövrəni, ərazinin coğrafi enliyi, onun relyefi və səth örtüyünün xarakteri, ərazinin dənizə yaxınlığı) amillərə ayrılır. Azərbaycanın əsas iqlim göstəricisi ərazinin coğrafi mövqeyidir, onun mülayim və subtropik iqlim qurşaqlarının qovuşduğu sahədə yerləşməsidir (mülayim – 33%, subtropik – 65%). Beləki, yer səthinə Günəşdən gələn radiasiyanın miqdarı birbaşa mövqedən asılıdır. Həmin radiasiyanın özünün yer atmosferində müxtəlif dərəcədə akkumulyasiyası, sərf edilməsi, istilik balansının kəmiyyət göstəriciləri, ümumiyyətlə, iqlimin xarakteri bu pasiv amildən asılıdır. Coğrafi mövqe həm də ərazinin atmosferin planetar və regional sirkulyasiyası sistemində yerini müəyyən edir. Burada fəsillər üzrə dəyişkənlik aydın hiss olunur.

Günəş radiasiyası və ya Günəşin şüa enerjisi kosmik fəzadan keçərək Yerə çatır və atmosfer proseslərinin əsas enerji mənbəyidir. Bu enerji vahid zaman ərzində  $1 \text{ sm}^2$  səthə gələn kalori (joule) ilə ölçülür. Azərbaycanın subtropik qurşağda, həm də bu qurşağın kontinental bölməsinə keçiddə yerləşməsi ilə ərzində respublika ərazisinə külli miqdarda günəş enerjisinin daxil olması və günəşli (günəş parıltılı) günlərin sayının çox olması üçün şərait yaradır. Respublikanın düzənlik sahələrində, xüsusilə Naxçıvan MR-da Arazyanı düzənliklərdə (2500-2800) və Kür-Araz ovalığında (2200-2500) günəşli saatların miqdarı daha çoxdur. Daha çox buludlu və dumanlı günləri olan ortadağlıq qurşağda isə 1900-2200 saata qədərdir.

Azərbaycan ərazisi üçün illik cəm radiasiyanın maksimum həddi Arazyanı vilayətlərdə müşahidə olunur və bu yüksəkdağlıqda  $150-160 \text{ kkal/sm}^2$  təşkil edir. Ortadağlıq və Arazyanı düzənliklərdə  $145-150 \text{ kkal/sm}^2$  arasında dəyişir. Buludlu günlərin çox olması ilə əlaqədar dağətəyi və alçaqdağlıqda günəş radiasiyası minimuma ( $120-130 \text{ kkal/sm}^2$ ) buludlu günlərin sayı az olan Naxçıvanın yüksək dağlığında isə maksimuma  $160 \text{ kkal/sm}^2$ -a çatır. Kür-Araz ovalığında, Qobustanda (qərb və şimal-qərbindən başqa) və Abşeronda illik cəm radiasiya  $130-135 \text{ kkal/sm}^2$ , onu əhatə edən yüksək maili düzənliklərdə, dağətəyində və Şamaxı – Dəvəçi ovalığında  $125-130 \text{ kkal/sm}^2$  təşkil edir.

Buludluluqla əlaqədar Lənkəran ovalığı, Şollar düzü və orta dağlıqda səpələnən günəş radiasiyası; buludsuzluqla əlaqədar olaraq isə Kür-Araz, Arazboyu və Şərur-Ordubadda düz günəş radiasiyası üstünlük təşkil edir.

Digər dağlıq ölkələrdə olduğu kimi, Azərbaycanın iqlim şəraitinə təsir edən amillərdən biri də ölkənin relyefidir. Relyef bir iqlimyaradıcı amil kimi passiv olsa da, iqlimin bütün elementlərinin ərazi differensiyasiyası birinci növbədə ondan, yəni oroqrafiyadan, hipsometrik



və morfometrik xüsusiyyətlərdən asılıdır. Azərbaycan şəraitində oroqrafik quruluş atmosfer dövrünə da böyük təsir göstərir.

Azərbaycanın iqliminə müxtəlif fiziki xassələrə malik olan mülayim enliklərin, atlantik, arktik və tropik hava kütlələri təsir edir. Azərbaycanın görkəmli sinoptik-iqlimşünası Ə.M. Mədətzadə (və başqa sinoptiklər) respublikamızın iqliminə aşağıda göstərilən barik mərkəzlərdən daxil olan 8 müxtəlif xarakterli hava kütlələrinin təsirini (4-ü əsasdır) müəyyən etmişdir: kontinental Arktik hava kütləsi, dəniz Arktik hava kütləsi, Atlantik və ya mülayim dəniz havası, mülayim kontinental hava kütləsi, tropik hava kütləsi, cənub siklonları ilə daxil olan hava kütləsi, Orta Asiya hava kütləsi və yerli hava dövrüdür.

**Kontinental Arktik hava kütləsi** Kara və Barents dənizi üzərində formalaşır. Azərbaycana əsasən qışda Şimal Buzlu okeanından gəlir, bu zaman qar yağır. O, Böyük Qafqaza çatdıqda iki yerə parçalanır və ərəziyə şərqdən və qərbdən daxil olur.

**Dəniz Arktik hava kütləsi** Şpitspergen və Qrenlandiya adaları üzərində əmələ gəlir və ilboyu Azərbaycana iki istiqamətdən daxil olur. Əraziyə qışın sonunda və yazın əvvəllərində daxil olan zaman hava soyuyur, buludluq artır, yağıntıların miqdarı çoxalır, “quşbaşı” qar yağması müşahidə edilir.

**Atlantik və ya mülayim dəniz havası** “Azor” maksimumundan başlayaraq bütün Avropa üzərindən keçib, Azərbaycana Şimali Qafqaz və Qara dəniz üzərindən daxil olur. Temperatur aşağı düşür, güclü yağış yağır. Bu hava kütləsi daha çox yazın sonu və yayın əvvəlində daxil olur.

Rusiya düzənliyinin cənub-şərqində, Qazaxıstanın qərbi və qərbi Sibirin cənub-qərbində **mülayim kontinental hava kütləsi** formalaşır, respublika ərazisinə qərbdən və şərqdən daxil olur. Bu hava kütləsi qışda çox soyuq hava şəraiti yaradır, yayda isə onun təsiri hiss olunmur.

**Tropik hava kütləsi** Şimali Afrika və Ərəbistan yarımadasından başlayaraq, İran ərazisindən keçərək, cənubdan Azərbaycana daxil olur. Bu hava kütləsinin təsiri daha çox Kür-Araz ovalığında hiss olunur. Qışda temperaturu yüksəldir, yayda isə quru və isti gətirir.

**Cənub siklonları** Aralıq dənizi, İranın şimal-qərbi, Kiçik Asiya üzərindən keçərək ərəziyə daxil olur. Yayda böyük yağıntı düşməsi ilə nəticələnir.

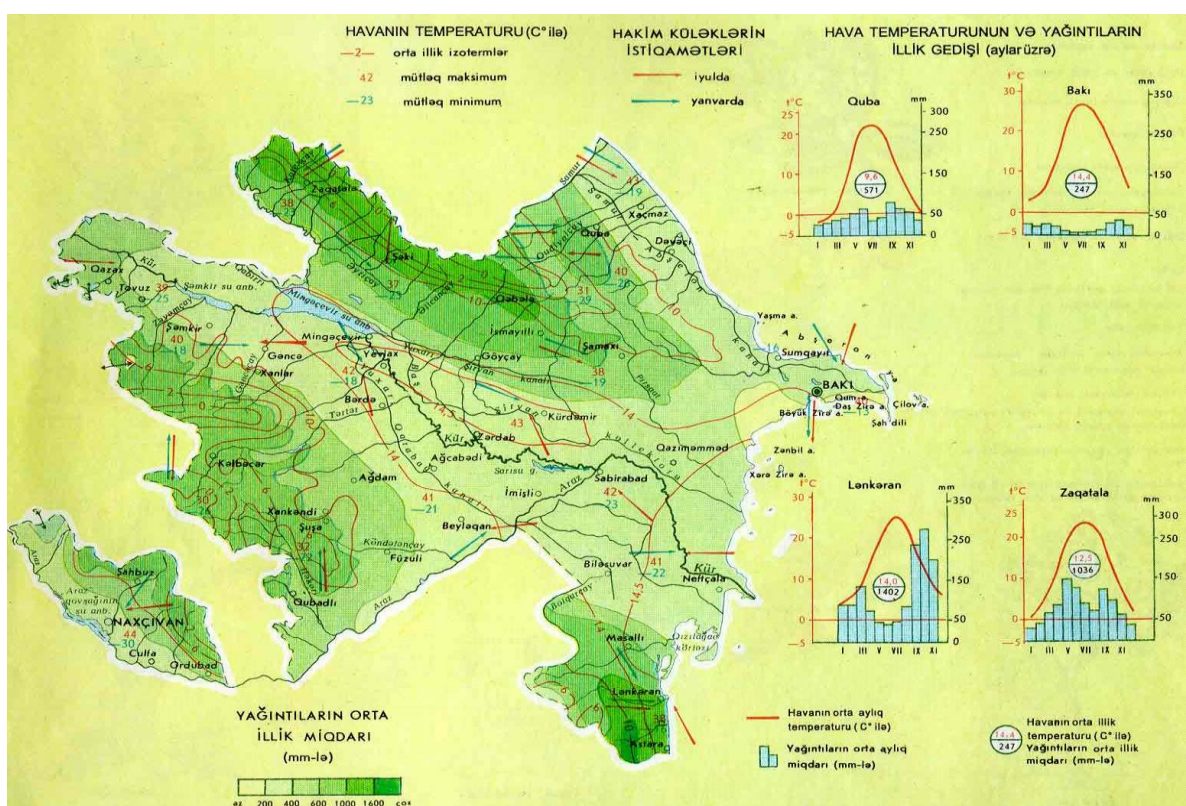
**OrtaAsiya hava kütləsi.** Xəzərin üzərindən keçir. İsti dövrdə temperaturu artırır, qışda isə azaldır. Aranda daha çox yağıntı qışda düşür. Cənub-şərqdən əsən küləklər Xəzərdən keçib Talış dağları ilə toqquşaraq oroqrafik yağıntı yaradır.

Yerli hava dövrünü Xəzər dənizi ilə quru üzərindəki təzyiq fərqi ilə əmələ gəlir.

## 13.2. Əsas iqlim elementlərinin paylanma qanunauyğunluğu

### 13.2.1 Havanın temperaturu

Temperatur iqlimin əsas göstəricisidir. Azərbaycan ərazisində hava temperaturunun rejimi və paylanma qanunauyğu bura daxil olan hava kütlələrinin xüsusiyyətindən, ərazinin relyefindən və Xəzər dənizinin ayrı-ayrı rayonlara yaxınlığından asılı olaraq formalaşır. Beləki, dənizin sahilboyu ərazilərində (dənizdən təqribən 20 km-dək) yayda havanın temperaturu bir qədər azaldır, qışda isə artır. Həm də dəniz Mərkəzi Asiyadan daxil olan isti və quru hava kütlələrinin təsirini müəyyən qədər yumşaldır. Havanın orta illik temperaturu Kür-Araz ovalığında, Abşeron yarımadasından cənubda yerləşən sahilboyu zonada, o cümlədən Lənkəran ovalığında 14-15° C-dir (şək. 13.1). Dağlara doğru temperaturu azalaraq 2000 m yüksəklikdə 4-5° C, 3000 yüksəklikdə isə 1-2° C təşkil edir.



Şəkil 13.1. Azərbaycanın iqlim xəritəsi

Azərbaycanın bütün dağlıq ərazilərində bir qayda olaraq, yüksəkliyə qalxdıqca orta aylıq və orta illik temperatur aşağı düşür. Düzənlik vilayətlərdə orta illik temperatur 14-14,6°C, (düzənliklərin qərb hissəsində 12-13°C), dağətəyi və alçaqdağlıqda Şimal-Şərqi Azərbaycanda 9-10°C, qalan sahələrdə 11-13°C arasında dəyişir. Yüksəkdağlıqda orta illik temperatur 0°C-ə qədər azalır.

İlin ən isti ayının (iyul) orta temperaturu Azərbaycanın düzənlik bölgələrində 24-27°C olduğu halda ortadağlıqda 20-15°C, yüksəkdağlıqda isə 10-5°C qədərdir. Ən soyuq ayın (yanvar) orta temperaturu bütün düzənlik ərazilərdə 0+4°C, dağətəyi zonada 0-3°C, ortadağlıqda -3-6°C,

yüksəkdağlıq sahələrdə isə  $-6^{\circ}\text{C}$  ilə  $-14^{\circ}\text{C}$  arasında dəyişir. Böyük Qafqazın və Zəngəzur silsiləsinin hündürlüyü 3500-3800 m-dən yüksək olan zirvələr zonasında yanvar ayının orta temperaturu  $-10-11^{\circ}\text{C}$ -dən hətta  $14-15^{\circ}\text{C}$ -dən aşağı olur.

Azərbaycan ərazisində relyefdən asılı olaraq, sıfırıncı izoterm (eləcə də  $+5^{\circ}\text{C}$ ,  $10^{\circ}\text{C}$ ,  $15^{\circ}\text{C}$  və s.) vəziyyətinin aylar üzrə dəyişməsi böyük maraq doğurur. Bu izoterm yanvar ayında Böyük Qafqazın şimal-şərq yamacında 150 m, cənub yamacında 400 m, Kiçik Qafqazın şimal-şərq və şərq yamacında 40 m hündürlükdən keçir. İyul ayında isə həmin izoterm göstərilən qayda ilə 4300 m, 4200 m, 4200 m, Naxçıvan dağlıq sahəsində isə 4400 m yüksəklikdən keçir.

Azərbaycan ərazisində hava temperaturunun mütləq maksimum ( $+46^{\circ}\text{C}$ ) və minimum ( $-32^{\circ}\text{C}$ ) qiymətləri kəskin kontinental iqlimə malik olan Naxçıvan MR-nın Arazboyu düzənliklərində müşahidə edilmişdir.

### **13.2.2. Atmosfer yağıntıları**

Azərbaycanda atmosfer yağıntılarının miqdarını, fəsilələr üzrə və illik paylanmasını hava kütlələrinin ərazinin relyef və Xəzər dənizi ilə qarşılıqlı əlaqəsi müəyyən edir. Beləki, atmosfer yağıntılarının miqdarı Xəzər dənizi sahillərindən qərbə, düzənliklərdən dağlara doğru tədricən artır. Ərazidə ən az orta illik yağıntı ( $150-200$  mm-dən az) cənub-şərqi Qobustana və Abşeron yarımadasının cənub sahilinə, ən çox isə Astara rayonunda ( $1700$  mm-ə qədər) düşür. Kür-Araz ovalığının mərkəzi və şərqində, Samur-Dəvəçi ovalığının cənub-şərqində, Naxçıvan MR-nın Arazboyu, Qobustan və Abşeron yarımadasının əsas hissələrində illik yağıntıların miqdarı  $300$  mm-dən azdır.

Böyük Qafqaz dağlarında yağıntıların illik miqdarının maksimumu ( $1200-1400$  mm) cənub yamacın orta dağlıq qurşağında düşür. Cənub yamacın alçaqdağlıq və yüksəkdağlıq qurşağı ilə şimal-şərq yamacının yüksəkdağlıq qurşağında yağıntıların illik miqdarı  $900-1200$  mm arasında dəyişir. Qanıx-Əyriçay vadisi ilə şimal-şərq yamacın ortadağlıq qurşağının yuxarı zonası təxminən eyni miqdar yağıntı ( $600-900$  mm) alır.

Dağlıq ərazilərdə yağıntılar müəyyən yüksəkliyə qədər (Böyük və Kiçik Qafqazda  $2600-2800$  m, Naxçıvan MR-da  $2600-3000$  m, Talışda  $200-600$  m-dək) artır, sonra isə tədricən azalır. Böyük Qafqazın cənub yamacında illik yağıntıların maksimum miqdarı  $1400-1600$  mm, şimali şərq yamacında  $800$  mm, Kiçik Qafqaz və Naxçıvan MR-da  $800-900$  mm, Talış dağlarında isə  $1700-1800$  mm-dir.

Azərbaycanın digər dağlıq ərazilərindən fərqli olaraq Talış dağlarında əksinə, yüksəklik artdıqca yağıntının miqdarı azalır və  $2000$  m-dən yüksək olan sahələrdə və dağarası dərələrdə onun miqdarı  $250-300$  mm-dən azdır. Yağıntıların böyük hissəsi ilin isti dövrünə (aprel-oktyabr) düşməsinə baxmayaraq, yay ayları quraq keçir və hətta yağıntıları bol olan Lənkəran-Astara zonasında bu zaman yağıntıların miqdarı illik normanın  $5-15\%$ -ni təşkil edir.

Kür-Araz ovalığında və Naxçıvan MR-nın Arazboyu düzənliklərində yağıntılı günlərin orta illik sayı 60-70 gündən azdır. Böyük Qafqazın cənub yamacının orta dağlıq hissəsində isə yağıntılı günlərin orta illik sayı 170 günə qədərdir. Ən böyük gündəlik maksimumu Böyük Qafqazın cənub yamacında (148 mm, Əlibəy) və Talış dağlarında (334 mm, Bələsər) müşahidə edilmişdir. Leysan yağışların intensivliyi dəqiqədə 1-2 və hətta 3 mm çatır. Düzenliklərdə yağıntının təqribən 4/5-ü, dağlarda isə 1/3-i yağış halında düşür. Düzenliklərdə qar örtüyü davamlı olmur və ayrı-ayrı illərdə o müşahidə edilmir. Azərbaycanın ən çox qarlı əraziləri Böyük Qafqazın cənub yamaclarındadır. Burada qar örtüklü günlərin sayı orta dağlıqda 80-120, yüksək dağlıqda isə hətta 250 günə qədərdir. Böyük Qafqazın ən uca zirvələrində qar örtüyü daim qalır.

### **13.2.3 Havanın rütubətliyi**

Havanın mütləq rütubətinin orta illik kəmiyyətləri Kür-Araz ovalığında 11-12, Xəzər sahili zonada 14-15 mb bərabərdir. Dağlara doğru yüksəklik artdıqca onun kəmiyyətləri başlıca olaraq azalır və 1000 m yüksəklikdə orta illik kəmiyyət təqribən 9 mb, 2000 m-də 6-7 mb təşkil edir. Naxçıvan MR-da mütləq rütubətliyin kəmiyyətləri xeyli aşağıdır və müvafiq yüksəkliklərdə Respublikanın digər ərazilərinə nisbətən 1-1,5 mb aşağıdır.

Mütləq rütubətliyin ən yüksək qiymətləri yay aylarında (iyul-avqust) müşahidə edilir. Bu zaman dənizkənarı ərazilərdə və Qanıx-Əyriçay vadisində 20-24 mb, 3000 m-lik yüksəkliklərdə isə 8-10 mb təşkil edir. Yanvar ayında düzenlik ərazilərdə mütləq rütubətliyin qiymətləri 6 mb, 1500 m-lik yüksəkliklərdə isə təqribən 3 mb-dir. Bu zaman ən aşağı qiymətlər Naxçıvan MR-da müşahidə edilir və düzenlik ərazilərdə 4 mb, dağlarda isə daha azdır.

Havanın orta illik nisbi rütubətliyinin ən yüksək kəmiyyətləri dənizsahili (75-80 %), ən aşağı kəmiyyətləri isə Naxçıvan MR-da və Böyük və Kiçik Qafqazın yüksək dağlıq ərazilərində (55-65 %) qeyd edilir. Yayda ən aşağı nisbi rütubətlik Naxçıvan MR-da (35-50 %), Talışın yüksək dağlıq zirvələrində (50-55 %) və Kür-Araz ovalığında (50-60 %) qeydə alınır. Ən yüksək qiymətlər dənizsahili və Böyük və Kiçik Qafqazın yüksək dağlıq ərazilərində müşahidə edilir (60-85 %). Qış aylarında ən yüksək qiymətlər dənizsahili, ən aşağı kəmiyyətlər isə yüksək dağlıq ərazilər üçün xarakterikdir.

### **13.2.4. Küləklər**

Azərbaycanda yaranan küləklər mənşə etibarını ilə iki yerə bölünür: kənardan daxil olanlar və yerli şəraitdə yaranan küləklər. Kənardan daxil olanlar: “Xəzri” şimal küləyi və “Gilavar” cənub küləyidir. “Xəzri” ən güclü küləkdir - sürəti 35-40 m/san olur. Yay aylarında əraziyə sərinlik gətirir. Bu külək şimali-şərq və şimali-qərbdən də əsir. “Gilavar” isti küləkdir, o, cənub-

şərq və cənub-qərbdən əsə bilər. Qışda mülayimləşdirici təsir göstərir. Yerli şəraitdə yaranan küləklərə dəniz sahilindəki brizlər, dağlıq ərazilərdə əsən dağ-dərə küləkləri aiddir.

Azərbaycanda ilin soyuq dövründə dağla düzənlik arasında fyon (quru isti küləklər), isti dövründə isə dağətəyi və düzənliklərdə “ağ və qara” yel, “Araz silyanı”, “boğanaq”, “afat”, “rəhmani” adlı küləklər əsir. Aranda isti dövrdə küləyə görə I yeri Abşeron, II yeri Qazax-Gəncə, III yeri Quba - Qusar tutur.

Respublika ərazisində küləklərin orta illik sürəti əsasən 5 m/s-dək təşkil edir. Lakin Abşeron yarımadasının dənizsahili ərazilərində küləklərin orta illik sürəti 6-8 m/s arasında dəyişir. Burada küləyin sürəti 15 m/s və daha çox olan günlərin sayı 100-145 gün təşkil edir. Güclü küləklərlə Gəncə-Qazax düzənliyi də seçilir (25-70 gün). Azərbaycanın digər ərazilərində güclü küləklər nisbətən az müşahidə edilir.

### 13.3. İqlim tipləri

Azərbaycan ərazisinin böyük bir hissəsi subtropik, yalnız Lənkəran və Böyük Qafqazın cənubu (Qanıx-Əyriçay) rütubətli subtropik qurşaqdadır. Ə.Şixlinski coğrafi enlik və relyefin müxtəlifliyini nəzərə alaraq, Azərbaycanı 8 iqlim tipinə ayırır.

**I. Yarımşəhra və quru çöl iqlimi.** Ərazinin 50%-dan çoxunu əhatə edir. Bura əsasən arid (quraq) iqlimə malik olan Azərbaycanın düzənlikləri - Kür-Araz, Samur-Dəvəçi və Naxçıvanın Arazboyu düzənlikləri aid edilir. İki yarım iqlim tipi var:

a) Kür-Araz ovalığında qışı mülayim, yayı quraq isti keçən yarımşəhra və quru çöl iqlimi (və ya quru subtropik iqlim) yaranıb. Bu ərazidə iqlim zəif nəmliyi, yayın isti keçməsi ilə səciyyələnir. Belə iqlim şəraitində pambıq, üzüm, meyvə-tərəvəz, quru subtropik meyvəçilik inkişaf edir, həmçinin otlaq kimi də istifadə edilə bilər.

b) Naxçıvanın Arazboyu düzənlikləri üçün qışı soyuq, yayı quraq isti keçən yarımşəhra və quru çöl iqlimi xarakterikdir. Buranın iqlimi kəskin kontinentaldır (yayı isti, qışı sərt soyuq). Ərazidə kəskin rütubət çatışmazlığı olduğu üçün burada suvarmaya böyük ehtiyac var. Çəyirdəkli meyvəçilik inkişaf edib.

**II. Mülayim-isti iqlim** Azərbaycan ərazisinin 30%-dən çox hissəsini əhatə edir. Lənkəran ovalığı, Böyük və Kiçik Qafqazın, Talışın alçaq və dağlıq zonaları üçün səciyyəvidir. Üç yarım tipi var:

1. Qışı quraq keçən mülayim-isti iqlim.
2. Yay quraq keçən mülayim-isti iqlim.
3. Yağıntıları bərabər paylanan mülayim-isti iqlim. Talış dağlarını, Böyük Qafqazın cənubunu əhatə edir. Yay nisbətən quraq keçir. Bu iqlim çay, meyvə-tərəvəz, bostan və sitrus bitkiləri üçün əlverişlidir. Mülayim isti iqlimdən dəmyə əkinçiliyi, üzümçülük, taxılçılıq, bağçılıq, maldarlıqda istifadə olunur.

**III. Soyuq iqlim** Azərbaycan ərazisinin 20%-dən az bir hissəsini əhatə edir. Böyük və Kiçik Qafqazın və Naxçıvanın orta və yüksək dağlığı üçün səciyyəvidir.

1. Yay quraq keçən soyuq iqlim Naxçıvanda yayılıb.

2. Qışı quraq keçən soyuq iqlim Böyük və Kiçik Qafqazın orta və qismən də yüksək dağlığı üçün səciyyəvidir.

3. Bütün fəsilərdə bol yağıntılı soyuq iqlim ancaq Böyük Qafqazın cənub yamaclarında, 1500-2700 m yüksəklikdə müşahidə olunur. Soyuq iqlimdən- subalp və alp çəmənləri yay otlaq və biçənəkləri kimi istifadə olunur.

**IV. Dağ tundra iqlimi** Böyük və Kiçik Qafqazın 2700 m-dən artıq olan hissələrini əhatə edir. Yağıntısı və temperaturu çox aşağı olur. Bu iqlim tipi təsərrüfat üçün yararsızdır. Böyük və Kiçik Qafqazda, Naxçıvanda dolu; Kür-Araz, Abşeron-Qobustan və Ceyrançöldə quraqlıq və isti-quru küləklər təsərrüfata güclü ziyan vurur. Azərbaycanda bataqlıqların qurudulması temperaturu artırır, rütubəti azaldır; Süni sututarların yaradılması buxarlanmanı artırır, torpağın nəmlənməsinə səbəb olur.

### **13.3. İqlim rayonlaşdırılması**

Azərbaycan ərazisinin sinoptik iqlim xüsusiyyətlərinə görə birinci rayonlaşdırılması sxemini Ə.A. Mədətzadə və Ə.M. Şixlinski təklif etmişlər. Onların fikrincə ayrı-ayrı təsərrüfatları, xüsusilə, kənd təsərrüfatını yüksək keyfiyyətli hava proqnozu ilə təmin etmək üçün respublika ərazisinin dəqiq sinoptik-iqlim rayonlaşdırılmasının verilməsi tələb olunur. Müəyyən atmosfer prosesinin təsiri zamanı ərazinin ayrı-ayrı təbii rayonlarında müxtəlif hava şəraiti formalaşır. Belə ki, qışda Orta Asiya antisiklonunun təsiri altında Lənkaran-Astara və Quba-Şamaxı rayonları ərazisində tez-tez yağıntılar düşdüyü halda, digər ərazilərdə yağıntı az olur. Cənub siklonlarının təsiri Azərbaycanın cənub rayonlarında şimal rayonlara nisbətən daha çox müşahidə edilir. Ərazinin şərq rayonlarına soyuq hava kütlələri, başlıca olaraq Xəzər dənizi üzərindən, qərb rayonlarına isə Qara dəniz və Gürcüstan ərazisindən daxil olur. Mühüm iqlim və hava xüsusiyyətlərini nəzərə alaraq, Azərbaycan ərazisində 10 sinoptik-iqlim rayonu ayrılmışdır: 1 - Губа-Шамахы, 2 - Abşeron-Qobustan, 3 - Mərkəzi-çöl, 4 - Ceyrançöl-Bozdağ, 5 - Lənkaran-Astara, 6 - Oğuz-İsmayılı, 7 - Zaqatala-Şəki, 8 - Gəncə-Qazax, 9 - Yuxarı-Qarabağ, 10 - Naxçıvan.

**1 - Губа-Шамахы rayonu** - başqa rayonlara nisbətən daha çox arktik və mülayim enliklərin soyuq hava kütlələrinin və Orta Asiya antisiklonunun təsirinə məruz qalır. Bunun əksinə tropik antisiklonunun təsiri burada zəif, Azor maksimumunun təsiri isə başqa ərazilərə nisbətən daha güclü hiss edilir. Dəniz hava kütləsi bu əraziyə yalnız şimal-qərbdən – Şimali Qafqazdan daxil olur. Губа-Шамахы rayonu 3 yarımrayona bölünür:

1.1. Dəniz sahili yarımrayonu – orta illik temperatur 12-13°C, orta yanvar temperaturu 1-2°C, orta iyul temperaturu 24-25°C, illik yağıntılar 300-400 mm, maksimum yağıntılar payızda düşür, qar az yağır və davamlı örtük əmələ gətirmir. Burada briz küləkləri hakimdir.

1.2. Dağətəyi yarımrayon – orta orta illik temperatur 8-10°C, yanvar -2-3°C (şaxta), iyul 20-22°C, illik yağıntılar 500-600 mm, maksimum yağıntılar payızda düşür. Davamlı qar örtüyü, sahili yarımrayona nisbətən duman və tufan çox müşahidə olunur, dağ-dərə küləkləri hakimdir.

1.3. Dağlıq yarımrayon – orta orta illik temperatur 5-7°C, yanvar -4-6°C (şaxta), iyul 14-15°C, illik yağıntılar 400-600 mm, maksimum yağıntılar yazın axırı və yayın əvvəli, tufan və duman tez-tez baş verir, qar örtüyü sabit və davamlı olur.

**2. Abşeron-Qobustan rayonu** şimal-cənub istiqamətli hava axınlarının çox güclü olması ilə başqa rayonlardan fərqlənir. Bunun əsas səbəbi Kara, Skandinaviya, Azor maksimumlarının Cənub – şərq Avropa üzərində əmələ gətirdiyi yüksək təzyiq vilayətinin təsiridir. Bu hava kütlələrinin Azərbaycana daxil olması ilə sinoptik şərait kəskin pisləşir, güclü, fırtınalı küləklər əsir, temperatur kəskin aşağı düşür, qar yağır, yayda cənub, cənub-qərb, cənub-şərq küləkləri daha üstün olur. Bu rayon daxilində iki yarımrayon ayrılır: Abşeron yarımadası yarımrayonu və Qobustan yarımrayonu.

2.1. Abşeron yarımadası yarımrayonunda orta orta illik temperatur 14-15°C, yanvar 3-4°C, iyul 24-26°C, illik yağıntılar 150-300 mm, maksimum yağıntılar payızda düşür, xəzri və yaxud Bakı nordu adlanan şimal istiqamətli küləklər hakimdir (çox vaxt tufan qopur). Duman, tufan və qar yağması az təkrarlanan hadisələrdir.

2.2. Qobustan yarımrayonu orta orta illik temperatur 11-13°C, yanvar -1-3°C, iyul 22-25°C, illik yağıntılar 150-300 mm, maksimum yağıntılar payızda müşahidə edilir. Güclü şimal və şimal-şərq küləkləri hakimdir, fyon zamanı cənub-qərb küləyi əsir. Duman, tufan və qar yağması Abşeron yarımrayonuna nisbətən çox olur.

**3. Mərkəzi-çöl rayonu** – Kür-Araz ovalığını əhatə edir. Soyuq (şimal) hava kütlələri bura az daxil olur. Əsas hava kütlələri şərqdən – Xəzər üzərindən keçib gəlir, az hallarda isə qərbdən – Qara dəniz və Gürcüstan üzərindən daxil olur. İsti və quru hava şəraiti yaradan subtropik və Orta Asiya antisiklonlarının təsiri tez-tez qeyd olunur. Bu rayon daxilində iki yarımrayon ayrılır:

3.1. Şərq yarımrayonu - orta orta illik temperatur 14-15°C, orta yanvar temperaturu 2-4°C, orta iyul temperaturu 25-27°C, orta illik yağıntılar 200-250 mm, yağıntılı dövr payızdır. Hakim küləklər yayda şərq, qışda qərb küləkləridir. Sahilyanı ərazilərdə briz küləkləri əsir. Duman, tufan və qar örtüyü nadir hallarda olur. Dumanlar nisbətən çox təkrarlanır, yayda tez-tez uzun müddətli bürkülü quraq hava şəraiti yaranır.

3.2. Qərb yarımrayonu- orta illik temperatur 14-15°C, orta yanvar temperaturu 0-1°C, orta iyul temperaturu 25-26°C, orta illik yağıntılar 250-350 mm, yağıntılı dövr payızdır. Duman və tufan şərq yarımrayonuna nisbətən tez-tez müşahidə edilir, qısamüddətli davamsız qar örtüyü əmələ gəlir. Şimal-şərq və cənub-qərb küləkləri hakimdir. Quraqlıq və bürkülü-quraq hava tez-tez təkrarlanır.

**4. Ceyrançöl-Bozdağ rayonu** - soyuq hava kütlələri, əsasən, qərbdən, az hallarda şərqdən gəlir. Subtropik antisiklonunun təsiri ilə isti hava kütlələri tez-tez daxil olur. Bunun nəticəsində qışda fyon, yayda isə bürkülü-quraq havalar yaranır. Orta Asiya antisiklonunun təsiri nadir hallarda qeyd olunur. Orta illik temperatur 12-14°C, orta yanvar temperaturu 0-1°C (şaxta), orta iyul temperaturu 23-25°C, orta illik yağıntılar 300-400 mm təşkil edir, maksimum yağıntılar qışda düşür, duman və tufan hadisələri nisbətən çox təkrarlanır və qar örtüyü əmələ gəlir.

**5. Lənkaran-Astara** – bütün şimal və şərq regionlarındakı təzyiqlik mərkəzlərinin hava kütlələri bura Xəzər dənizi üzərindən keçib gəlir. Dənizin təsiri ilə bu hava kütlələri xeyli transformasiyaya uğrayır, temperaturu və rütubətliyi artır (payızda və qışda). Subtropik antisiklonunun və cənub siklonunun təsiri başqa rayonlara nisbətən (Naxçıvanı çıxmaq şərtilə) daha çox təkrarlanır. Bu rayon daxilində iki yarımrayon ayrılır:

5.1. Düzənlik və dağətəyi yarımrayon - orta illik temperatur 11-14°C, orta yanvar temperaturu 1-4°C, orta iyul temperaturu 22-26°C, orta illik yağıntılar 600-1700 mm təşkil edir, maksimum yağıntılar payızda düşür. Duman və tufan olur, davamlı qar örtüyü əmələ gəlmir, sahil (briz) və dağ-dərə küləkləri hakimdir.

5.2. Dağlıq yarımrayon - orta illik temperatur 8-11°C, orta yanvar temperaturu -3+1°C, orta iyul temperaturu 18-26°C, orta illik yağıntılar 300-1000 mm təşkil edir, yağıntılı dövr payızdır. Duman və tufan nisbətən çox təkrarlanır, dağ-dərə küləkləri hakimdir, yuxarı dağ zonasında davamlı qar örtüyü əmələ gəlir.

**6. Oğuz-İsmayilli rayonu** - Xəzər dənizi üzərindən keçib gələn Kara dənizində, Skandinaviyada, Şərqi Avropanın cənubunda və Qazaxıstanda yerləşən soyuq hava mərkəzlərinin və Azor maksimumunun təsirinə məruz qalır. Nadir hallarda hava kütlələri Gürcüstan üzərindən keçib gəlir. Subtropik antisiklonunun isti havası aradaxil olur. Üç yarımrayona ayrılır:

6.1. Dağətəyi yarımrayon - orta illik temperatur 11-12°C, orta yanvar temperaturu 0-1°C, orta iyul temperaturu 22-24°C, orta illik yağıntılar 500-700 mm, maksimum yağıntılar dövrü yazın axırı-yayın əvvəli, payızın əvvəli, minimum yağıntılı dövr isə qışıdır. İsti dövrdə tez-tez duman və tufan olur. Qar örtüyü hər il olsa da, qarlı dövr qısa və qısa. Dağ-dərə küləkləri hakimdir.

6.2. Alçaqdağlıq yarımrayon - orta illik temperatur 8-10°C, orta yanvar temperaturu -2-4°C (şaxta), orta iyul temperaturu 18-21°C, orta illik yağıntılar 800-1000 mm təşkil edir (rejimi



əvvəlki yarımrayonda olduğu kimidir). Tufanlı və dumanlı günlər dağətəyinə nisbətən çoxdur. Leysan yağışlar tez-tez təkrarlanır, bəzən dolu yağır, qar örtüyü bir neçə ay yerdə qalır. Dağ-dərə küləkləri hakimdir.

6.3. Dağlıq yarımrayon - orta illik temperatur  $0-7^{\circ}\text{C}$ , orta yanvar temperaturu  $-5-10^{\circ}\text{C}$  (şaxta), orta iyul temperaturu  $5-17^{\circ}\text{C}$ , orta illik yağıntılar 1000-1300 mm təşkil edir, maksimum yağıntılar dövrü yazın sonu, yayın əvvəlidir. Tufanlı və dumanlı günlər daha çoxdur. Qalın qar örtüyü bir neçə ay yerdə qalır. Dağ-dərə küləkləri hakimdir.

**7. Zaqatala-Şəki rayonu** – yuxarıda göstərilən barik vilayətlərdən (Orta Asiya antisiklonunu çıxmaq şərtilə) hava kütlələri Qara dəniz və Gürcüstan ərazisindən, nadir hallarda isə şərqdən daxil olur. Üç yarımrayona ayrılır: 1 - Qanıx-Əyriçay, 2 – Alçaqdağlıq, 3 – Dağlıq. Yarımrayonların iqlim xüsusiyyətləri Oğuz-İsmayilli rayonunda ayrılmış üç yarımrayonun iqlim xüsusiyyətlərindən o qədər də fərqlənmir.

**8. Gəncə-Qazax rayonu** - Zaqatala-Şəki rayonundan atmosfer proseslərinin təkrarlanmasına görə o qədər də fərqlənmir. Lakin burada subtropik antisiklonun təsiri bir qədər güclüdür, həm də Murovdağ və Şahdağ silsilələrindən aşdıqdan sonra fyon prosesi yaradır ki, bu Zaqatala-Şəki rayonunda qeyd edilmir. Cənub siklonunun təsiri imkanı artır. Bu rayon daxilində də üç yarımrayona ayrılır:

8.1. Dağətəyi və düzənlik yarımrayonda orta illik temperatur  $12-14^{\circ}\text{C}$ , orta yanvar temperaturu  $1-4^{\circ}\text{C}$ , orta iyul temperaturu  $24-25^{\circ}\text{C}$ , orta illik yağıntılar 250-350 mm təşkil edir, maksimum yağıntılar yaz və payızın əvvəlində düşür, quraq dövr qışıdır. İsti dövrdə tufan, leysan yağışlarınadır hallarda baş verir, qar örtüyü o qədər də davamlı deyil, qərb küləkləri hakimdir.

8.2. Alçaqdağlıq yarımrayonda orta illik temperatur  $10-12^{\circ}\text{C}$ , orta yanvar temperaturu  $-2^{\circ}\text{C}$  (şaxta), orta iyul temperaturu  $18-20^{\circ}\text{C}$ , orta illik yağıntılar əvvəlki yarımrayonda olduğu kimidir. Tufanlı, dolu, leysan yağışları nisbətən çox təkrarlanır, qar örtüyü bir neçə ay yerdə qalır, dağ-dərə küləkləri hakimdir.

8.3. Dağlıq yarımrayonda orta illik temperatur  $0-9^{\circ}\text{C}$ , orta yanvar temperaturu  $-2-10^{\circ}\text{C}$  (şaxta), orta iyul temperaturu  $10-19^{\circ}\text{C}$ -ə qədər, orta illik yağıntılar 500-900 mm təşkil edir, yağıntılı dövr yazın sonu, yayın əvvəlidir. Yay aylarında güclü leysanlar və dolu düşməsi təkrarlanır. Qar uzun müddət qalır, dağ-dərə küləkləri hakimdir.

**9. Yuxarı-Qarabağ rayonu** – müxtəlif mərkəzlərdən Azərbaycana daxil olan hava kütlələrinin təsiri özünü burada da göstərir. Lakin qərb istiqamətlərində gələn hava kütlələrinin və cənub siklonunun təsiri üstündür. Bu rayon daxilində dörd yarımrayon ayrılmışdır:

9.1. Kiçik Qafqazın şərq və cənub dağətəyi yarımrayonu – orta illik temperatur  $12-14^{\circ}\text{C}$ , orta yanvar temperaturu  $0-2^{\circ}\text{C}$ , orta iyul temperaturu  $24-25^{\circ}\text{C}$ , orta illik yağıntılar 350-500 mm təşkil edir, maksimum yağıntılar yaz və payızın əvvəlində düşür, quraq dövr qışıdır. Duman və

tufan tez-tez müşahidə edilir, qısa müddətli qar örtüyü, bürkülü quraq hava çox təkrarlanır, dağ-dərə küləkləri hakimdir.

9.2. Dağlıq yarımrayon - orta illik temperatur 5-10°C, orta yanvar temperaturu -1-4°C (şaxta), orta iyul temperaturu 15-20°C-ə qədər, orta illik yağıntılar 500-800 mm təşkil edir, yağıntılı dövr əvvəlki yarımrayonla eynidir. Tufan, dolu yağması, davamiyyətli qar örtüyü səciyyəvidir. Qışda çox vaxt fyon, duman müşahidə edilir, dağ-dərə küləkləri hakimdir.

9.3. Kəlbəcər yarımrayonu - orta illik temperatur 5-8°C, orta yanvar temperaturu -6-10°C (şaxta), orta iyul temperaturu 12-18°C-ə qədər, orta illik yağıntılar 600-800 mm təşkil edir, yağıntılı dövr yazın sonu, yayın əvvəlidir. Tufan və duman çox təkrarlanır, davamlı qar örtüyü, dağ-dərə küləkləri səciyyəvidir.

9.4. Laçın yarımrayonunda orta illik temperatur 8-12°C, orta yanvar temperaturu 0-10°C (şaxta), orta iyul temperaturu 10-22°C-ə qədər, orta illik yağıntılar 500-700 mm təşkil edir, maksimum yağıntılar yazda və yayın əvvəlində düşür. Tufan və leysan yağışları əvvəlki yarımrayonlara nisbətən az təkrarlanır. Çox yerdə davamlı qar örtüyü əmələ gəlir, dağ-dərə küləkləri hakimdir.

**10. Naxçıvan rayonu.** Əvvəlki rayonlardan xeyli fərqlənir. Orta Asiya antisiklonunun təsiri yox dərəcəsidir. Soyuq havalar, əsasən qərbdən daxil olur. Subtropik antisiklonunun və cənub siklonun təsiri başqa rayonlara nisbətən daha çoxdur. Burada üç yarımrayon ayrılır:

10.1. Düzənlik yarımrayon – havanın orta illik temperatur 12-14°C, orta yanvar temperaturu -4-5°C(şaxta), orta iyul temperaturu 27-28°C, orta illik yağıntılar 200-300 mm təşkil edir, yağıntılı dövr yaz, quraq dövr yaydır. Hər il nazik və davamlı qar örtüyü əmələ gəlir, hakim küləklər şimal-qərb və şərq küləkləridir.

10.2. Alçaqdağlıq yarımrayonda havanın orta illik temperatur 10-11°C, orta yanvar temperaturu -5-8°C (şaxta), orta iyul temperaturu 23-26°C, orta illik yağıntılar 300-500 mm təşkil edir, yağıntılı dövr yaz, quraq dövr yaydır. Yayda tufan və leysan yağışları müşahidə edilir. Qışda davamlı qar örtüyü yaranır, dağ-dərə küləkləri hakimdir.

10.3. Dağlıq yarımrayon - havanın orta illik temperatur 4-9°C, orta yanvar temperaturu -8-10°C (şaxta), orta iyul temperaturu 10-22°C, orta illik yağıntılar 500-700 mm təşkil edir, yağıntılı dövr yaz və yayın əvvəlidir (tufan və leysan yağışları). Davamlı qar örtüyü yaranır, dağ-dərə küləkləri hakimdir.

#### **13.4. Quraqlıq, Azərbaycanda onun formalaşma səbəbləri**

Əlverişsiz iqlim hadisələrinə quraqlıq və isti küləklər, güclü şaxtalar və toz fırtınaları, ayazlar, dolu düşməsi leysanlar və s. aiddir. Kənd təsərrüfatına ən böyük ziyanı quraqlıq gətirir. Quraqlıq – bu davamiyyətsiz və kifayət qədər rütubət olmayan rayonlarda uzunmüddət və əhəmiyyətli dərəcədə yağıntıların çatışmamasıdır.

Quraqlıq yaradan səbəblərdən başlıcası ilin isti dövründə uzun müddət Azərbaycan ərazisində güclü antisiklonun formalaşmasıdır. Məlum olduğu kimi, antisiklonlarda yüksək atmosfer təzyiqi, zəif küləklər, çox quru aydın hava və yayda çox isti və qışda güclü şaxtalar müşahidə edilir. Antisiklonlar adətən yavaş hərəkət edir, bəzən bir neçə gün demək olar ki, hərəkət etmir. Bu halda quraqlığın güclənməsi – torpağın günəş şüaları ilə qızması, ondan isə havanın istilənməsi üçün şərait yaranır. Bir antisiklonun ardınca digəri gəldikdə, quraqlıq davamiyyətli və bitkilər üçün təhlükəli olur. Bu antisiklonlar arasında bir neçə gün sərin hava ola bilər, bəzən hətta az müddətli yağışlar da ola bilər, lakin onlar qurumuş torpağı rütubətlə doyura bilməz. Yay aylarında şimaldan cənuba, Azərbaycana doğru hərəkət edən antisiklonlar, Rusiyanın cənubunda isti çöllərdən bir neçə gün ərzində keçərkən tədricən qızır və daha da quru olur. Antisiklonda küləklər saat əqrəbi istiqamətində hərəkət edir: şimaldan gələn hava antisiklonun cənub qurtaracağından şərq və cənub-şərq istiqamətinə keçərək, küləklərin səhra mənşəli olduğu haqda yanlış təəssürat yaradır. Beləliklə, quraqlıq əsasən antisiklonik hava şəraiti ilə bağlıdır.

Cənub siklonları Cənubi Qafqazın şərqinə və Orta Xəzərə çıxdıqda, Orta Asiya antisiklonundan qərbə yönələn hava kütlələri Xəzər üzərindən keçərək Azərbaycanın şərq regionlarına daxil olur. Bu zaman isti, tozlu, quru hava kütlələri temperaturun artmasına səbəb olur.

Qeyd etmək lazımdır ki, yayda Qafqaz və Xəzər dənizi üzərində baş verən atmosfer prosesləri, əsasən qərb və cənub barik mərkəzlərin təsiri altında və yerli şəraitdə bura daxil olan hava kütlələrinin transformasiyası nəticəsində baş verir. Yayın ikinci yarısında tropik hava kütlələrinin Cənubi Qafqaza və Xəzər dənizinə çıxması daha çox təkrarlanır. Bununla əlaqədar olaraq, dayanıqlı sinoptik şəraitdə Azərbaycanın Düzənlik və dağ ətəyi regionları çox qızdığına görə tropik hava kütləsi yerli hava kütləsinə çevrilir və havalar çox isti və quraq keçir.

### **13.5. İsti quru küləklər və onların formalaşma şəraiti**

Quraqlıq demək olar ki, həmişə isti, quru küləklər ilə müşayiət olunur. Quru küləklərdə rütubətin buxarlanması güclənir. Quru isti küləklər formalaşması eyni zamanda müşahidə edilən bir neçə meteoroloji elementlərin - nisbi rütubətlik 30% və aşağı, havanın temperaturu 25<sup>0</sup>C və yüksək, flüqerin hündürlüyündə küləyin sürəti 5 m/san və yuxarı - birgə təsəri ilə bağlıdır (son nəticədə buxarlanma bu elementlərlə müəyyən edilir).

Azərbaycanın düzənlik bölgələrində, xüsusilə Kür-Araz ovalığında yayda əsən çox isti (qızmar) və quru küləklər **ağ yel** adlanır. Bu küləklər əsən zaman havanın temperaturu 35-40<sup>0</sup> catır və onu ötür, havanın nisbi rütubəti 15-30%-ə qədər azalır. Ağ yellərin sürəti 10-15 m/san catır. Ə.M.Şixlinskiyin fikrincə ağ yelin mənşəyi və təkrarlanması, əsasən müəyyən sinoptik şəraitdə Azərbaycana Orta Asiya səhralarından qızmar, quru və isti havaların daxil olması ilə

bağlıdır. Adətən bu proses Cənub-şərqi Avropa və Qazaxıstan üzərində antisiklon şəraiti yarandığı zaman baş verir və həmin antisiklon şərqə uzaqlaşdıqdan sonra Qrta Asiyadan Cənubi Qafqaza hava axını da dayanır. Xəzər üzərindən keçərkən qızmar səhralardan gələn bu hava axınları öz fiziki xassələrini o qədər də dəyişə bilmir. Dəniz bu hava axınının yalnız alt təbəqəsinin temperaturunu cəmi 3-4<sup>0</sup>C azaldır, rütubətini isə 10-20% artırır. Qızmar tozlu hava kütlələrinin 2-3 km hündürlüyə qədər yayılan qalın qatı isə fiziki xassəsini dəyişmədən Azərbaycana daxil olur. Bəzi hallarda bu hava axınları səhraların narın samanı rəngli tozu ilə o dərəcədə doymuş olur ki, sanki, dumanlı, tutqun hava şəraiti yaradır və görüş məsafəsini çox qısaldır, bitkilərə ziyan vurur.

Azərbaycanın isti küləklərini Ə.M.Şixlinski iki tipə bölmür: a) Orta Asiyadan qızmar, quru, bəzən tozlu havaların daxil olması nəticəsində havanın nisbi rütubətliyinin 30%-dən aşağı düşməsi, temperaturun isə 35-40<sup>0</sup>C-ni ötməsi, küləyin sürətinin 10-15 m/san-ə qədər artması, havanın tutqunlaşması; b) bu proseslərin kənardan Azərbaycana hava kütlələri daxil olmadan baş verməsi. Bu ikinci hal yerli kontinental havanın sakit meteoroloji şəraitdə qızmar tropik havaya çevrilməsi nəticəsində baş verir. İkinci halda külək zəif (0-6 m/san) olur və havanın temperaturu 35-40<sup>0</sup>C-ə (hətta 42<sup>0</sup>C) çatır, 10-15 gün davam edən çox quraq və bürkülü quraq hava şəraiti yaranır. Bu proses ən çox Kür-Araz və Naxçıvan düzənlikləri üçün xarakterikdir. Bürkülü hava şəraiti yalnız Azərbaycana kənardan yeni hava kütlələri daxil olduqda dəyişir.

Ə.M.Şixlinskiyə görə ağ yel və bürkülü havaların davamlılığı Kür-Araz ovalığında 30-45 gün, Naxçıvan düzənlik və alçaqdağlıq zonasında 70-40 gün, respublikanın ortadağlıq zonasında 10 günə dədər, yüksəklik dağlıqda 5 günə qədərdir.

Azərbaycanın əsasən qərb rayonlarında (Gəncə-Qazax düzənliyi və s.) ağ yelin əksi , yəni qərbdən əsən küləklər **qara yel** adlanır. Bu küləklər çox sürətli olduqda tozanaq qopur, hava qaralır, payızda və yazda torpaq yeni şumlandığı zaman havalar quraq keçirsə torpaq qatını sovurur – külək eroziyasını (deflyasiyanı) gücləndirir. Bu küləklər ilin bütün fəsillərində əsir, isti dövrdə isə bəzən çox güclü olur, ağacları sındırır, evlərin damını qoparır.

### **13.6. Quraqlıq hadisələri ilə mübarizə**

#### **1. Tarla qoruyucu meşə salma.**

Qoruyucu meşə zolaqları küləyin sürətini və turbulent qarışmanın intensivliyini zəiflədir, bu isə qarın saxlanılmasına və buxarlanmanın azalmasına, yəni, torpaqda rütubət ehtiyatının artırılmasına və onun buxarlanma və transpirasiyaya səmərəli sərf edilməsinə kömək edir. Meşə zolaqları torpağın sovrulmasına mane olur. Külək tutan və tutmayan tərəfdə küləyin sürətinin paylanması xarakteri zolağın konstruksiyasından asılıdır. Külək meşə zolağının, zolaqda olan ağacların 15 hündürlüyü, xüsusilə 5 hündürlük məsafəsinə yaxınlaşdıqda öz sürətini itirməyə başlayır. Meşə zolağı üzərindən hərəkət zamanı onun sürəti bir qədər də azalır. Sürətin

əhəmiyyətli dərəcədə azalması meşə zolağından sonra kicik məsafədə, ağacların 5 hündürlüyündə, müşahidə olunur. Bundan sonra küləyin sürəti yenidən artır və meşə zolağından təxminən, ağacların 25 hündürlüyü məsafəsində açıq sahədə olan ilkin sürətə yaxın olur. Lakin öz gücünə o yalnız meşə zolağı ağaclarının 40 hündürlüyü məsafəsində çatır.

Bir misalı nəzərdən keçirək. Meşə zolağının hündürlüyünün 10 metr olduğunu qəbul edək. Meşə zolağından 150 metr məsafədə küləyin sürəti azalmağa başlayacaq və 50 metrədə 8 m/s bərabər, yəni açıq sahəyə nisbətən 20% az olacaq. Meşə zolağını keçdikdən sonra zolağın 50 m-də küləyin sürəti 90% azalacaq, yəni yalnız 1 m/s olacaq. Zolaqdan sonra 250 m məsafədə külək özünün açıq sahədəki gücünü yığmağa başlayacaq, lakin o tam gücünə yalnız 400 m-dən sonra çatır. Deməli, 10 m hündürlüyündə meşə zolağı küləyin gücünü 400 m-ə qədər azaldır.

2. Suvarma - quraqlıq hadisələri ilə mübərizənin köhnə üsuludur. Suvarma istilik balansına daxil olan kəmiyyətlərin əhəmiyyətli dərəcədə bölüşdürülməsinə gətirib çıxarır. Bu başlıca olaraq buxarlanmaya istilik sərfinin artmasında və turbulent istilik qarışmanın azalmasında özünü göstərir. S.V. Kalesnikə görə Yerin iqlimi bir çox təbii amillərin qarşılıqlı münasibətinin nəticəsidir, bunlardan başlıcası: a) Günəşin gəlir və çıxar şüa enerjisidir; b) istilik və rütubəti paylayan atmosferin dövrəni; c) atmosfer sirkulyasiyasından ayrılmaz olmayan rütubətin dövrəni. Adları çəkilən amillərdən hər biri ərazinin coğrafi mövqeyindən (enlikdən, dəniz səviyyəsindən hündürlükdən və s.) asılıdır.

## XIV FƏSİL. SƏNAYE AEROZOLU VƏ İQLİM. YER ATMOSFERİNDƏ OZON

### 14.1. Şəhərlərin havasının ekoloji problemləri

Planetdə bütün həyatımız hər gün nəfəs aldığımız hava şəraitindən asılıdır. Atmosfer havası ətraf mühitin həyatı vacib komponentidir, insanın, bitkilərin və heyvanların yaşayış mühitinin ayrılmaz tərkib hissəsidir. Yalnız buna görə də bütün dünya üçün atmosfer havasının çirklənməsi ən mühüm ekoloji problemlərdən biridir. Məlum olduğu kimi, atmosfer havasının çirklənməsində sənaye şəhərlərinin rolu böyükdür. Havanın çirklənməsi isə şəhərin iqliminə də öz təsirini göstərir.

XX əsrin ikinci yarısından etibarən elmi – texniki tərəqqi səbəbindən texnologiyaların inkişafı ilə ətraf mühitə antropogen təsir gözə çarpacaq dərəcədə artmışdır. Atmosferin çirklənməsi insan sağlamlığına və ətraf mühitə ən güclü və daima təsir edən amildir. Müxtəlif profilli istehsalatların cəmləndiyi, nəqliyyat şəbəkəsi artıq dərəcədə sıx və ətraf mühitin bütün komponentlərinə böyük təsir yaradan sənaye və məişət tullantıları olan böyük sənaye şəhərləri üçün bu problem xüsusilə aktualdır. Bu onlarda geri dönməz dəyişikliklər yarada bilər. Həmin şəhərlərdə hər gün hava hövzəsinə külli miqdarda təbii və sənaye mənşəli aerosol daxil olur. Onlar kimyəvi və fotokimyəvi proseslər nəticəsində yaranır.

**Azərbaycanda atmosfer havasının çirklənməsinin vəziyyəti.** Dövlət statistika komitəsinin (DSK) hesablamalarına görə 2013-cü il ərzində bütün çirklənmə mənbələrindən Azərbaycanın hava hövzəsinə 1119 min tondan artıq sənaye mənşəli aerosol hissəcikləri daxil olmuşdur. Bunlardan 80% - dən çoxu respublika iqtisadiyyatında başlıca yer tutan Abşeron rayonunun şəhərlərinin (Bakı və Sumqayıt) payına düşür. Bakı şəhərinin ölkənin atmosfer havasının çirklənməsində rolu daha böyükdür (80 - 85% -dən artıq). Məsələn, 2013-cü ildə ölkənin hava hövzəsinə atılan 197,3 min ton sənaye tullantıdan 11,6 min tonu bərk və 185,7 min ton isə qaz və maye maddələr təşkil edirdi. Bütün tullantıların böyük hissəsi Bakı və Sumqayıt şəhərlərinin payına düşürdü. Bakı şəhərinin hava hövzəsini sənaye mənşəli aerosol ilə çirkləndirən stasionar mənbələrə “Qaradağsəment” ASC,” “Bakı polad əritmə”, neftemalı zavodları, “Bakş tikinti materialları”, neftqazçıxarma idarələri, istilik elektrik stansiyaları, cəxələr və s. aiddir. Sumqayıt şəhərinin atmosferini çirkləndirən stasionar mənbələr isə hal-hazırda "Sumqayıt Alüminium", "Etilen-Polietilen", "Üzvi sintez" və polimer materialları zavodlarıdır. Sənaye müəssisələrinin tullantılarından əlavə, Abşeron regionunun atmosferi neftçıxarma sənayesi tərəfindən də çirklənir. Bu kompressor stansiyalarının çatışmamazlığı üzündən neft çıxarılan zamanı atmosferə qazların atılması, eləcə də dəniz suyu səthindən və mazutlu maddə ərazilərindən neft pilyonkasının buxarlanması hesabına baş verir.

Atmosfer havasının sənaye mənşəli aerosol hissəcikləri ilə çirklənməsində olduqca gərgin vəziyyət həmçinin Gəncə, Mingəçevir və Şirvan şəhərlərində də müşahidə edilir. Gəncə şəhərində əsas çirkləndirmə mənbəyi alüminium zavodu, Mingəçevir və Şirvan şəhərlərində isə istilik elektrik stansiyaları və bir sıra başqa müəssisələrdir.

Respublikamızda sənaye tullantılarının son illərdə gözə görünən dərəcədə azalması müşahidə edilir. Beləki, 1995-ci il ilə müqayisədə (1326 min t) 2013-cü ildə respublikanın hava hövzəsinə atılan tullantıların miqdarı 207min ton azalmışdır (cədvəl 13.1). Lakin bununla yanaşı ildən-ilə avtonəqliyyat vasitələrinin sayı artır. Əgər 1995-ci ildə olan nəqliyyat vasitələrinin sayını (392165 ədəd) müqayisə etsək, 2009-cu ildə bu sayın 925866 ədədə qədər artmasını görürük. Bunlardan 90 % -dən çoxu Bakı şəhərinin payına düşür. Həmçinin, digər hərəkət edən vasitələrlə müqayisədə yüngül avtomobillər üstünlük təşkil edir, onların sayı 759203 ədədə qədər artmışdır. Bununla əlaqədar 2013-cü ildə ölkənin hava hövzəsinə atılan 1119 min ton zərərli tullantılarının (DSK-nin məlumatlarına əsasən) 70 %-ə qədəri əsasən şəhərlərdə cəmlənmiş avtonəqliyyat vasitələrinin payına düşürdü (cədvəl 13.1).. Hərəkətdə olan mənbələr tərəfindən atmosferi çirkləndirən başlıca maddə CO-dur. 2013-cü ilin məlumatlarına əsasən, bu zərərli qazın ümumi kütlədə payı 70,0%, C<sub>n</sub>H<sub>2n</sub> -15,0 %, azot oksidləri-9,0 % və spesifik tullantılar, o cümlədən qurğuşun – 6,0 % təşkil edir. Mühərrikin işləməsi üçün istifadə olunan yanacağın faydalı iş əmsalı – 23%-dir, qalan 77%-i isidilməyə və ətraf mühitin çirklənməsinə sərf olunur. Daxili yanma mühərriklərində yanacaq yandırılan zaman bolluca ağır metallar və toksik maddələr, ağır xəstəliklərə səbəb olan olduqca zərərli qurğuşun birləşmələri ayrılır.

### *Cədvəl 13.1*

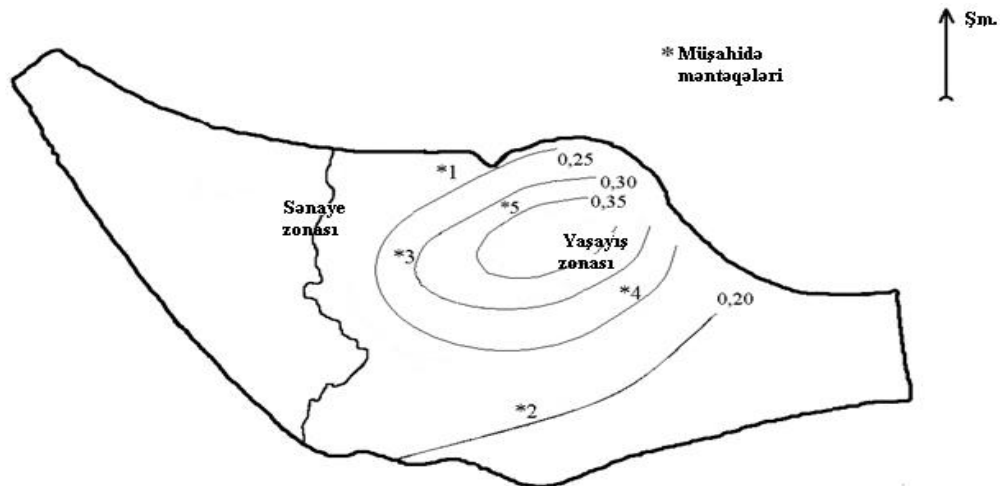
#### **Avtonəqliyyatdan atmosfer havasına ayrılan zərərli maddələr (ingredientlərə görə, min t)**

<b>Tullantılar</b>	<b>2000</b>	<b>2003</b>	<b>2004</b>	<b>2005</b>	<b>2006</b>	<b>2007</b>	<b>2008</b>	<b>2013</b>
Ölkə üzrə	392.7	412	435.5	496.4	530.9	584.0	642.4	922,4
CO	148.2	293.5	310.2	353.7	378.3	415.8	457.4	645,6
NO <sub>x</sub>	31.3	34.5	36.6	41.6	44.5	49.1	54.0	84,5
CH	56.4	56.1	59.3	67.6	72.3	80.0	88.0	141,9
Spesifik	156.8	27.9	29.4	33.5	35.8	39.1	43.0	50,4

**Havanın çirklənməsində meteoroloji şəraitin rolu.** Zərərli aerosol hissəciklərinin şəhərlərin hava hövzəsində paylanmasını müəyyən etmək üçün meteoroloji şəraitlər nəzərə alınmalıdır. Bərabər tullantılarda, hava şəraitindən asılı olaraq, zərərli aerosol hissəciklərinin konsentrasiyası onlarla və ya yüzlərlə dəfə dəyişə bilər. Çirkləndiricilərin yayılmasına aşağıdakı əsas meteoroloji amillər təsir edir: 1) atmosferin temperatur stratifikasiyası; 2) atmosferin aşağı qatlarında külək rejimi, durğun havanın və zəif küləklərin təkrarlanması; 3) atmosferin sirkulyasiya rejiminin xarakteristikaları; 4) atmosfer yağıntıları; 5) havanın rütubətliyi; 6) dumanların davamiyyəti; 7) yerüstü inversiyaların xarakteristikaları.

Havanın temperaturunun artması ilə isti tullantıların qalxma hündürlüyü azalır və buna müvafiq olaraq, atmosferin yerüstü qatında maddələrin konsentrasiyası artır. Şəhər havasının çirklənməsinə küləyin istiqamətinin təsirini bir sıra amillər müəyyən edir. Bunlara - tullantı mənbələrinin yerləşməsi, relyef, yerli sikulyasiya, obyektlərin özlərinin külək rejiminə təsiri, eləcə də bütün amillərin qarşılıqlı əlaqəsi. Adətən, Bakı şəhərində neftemalı zavodlarından 500 m -dən artıq məsafədə kükürd qazının böyük kəmiyyətləri (5 yolverilə bilən qatılıq (YVQ) və yüksək) müşahidə edilir. Sumqayıt şəhərində belə kəmiyyətlər sənaye zonasından > 500 m məsafədə tez-tez müşahidə olunur.

İstilik elektrik stansiyalarının yüksək tullantı mənbələri (borular) üçün küləyin təhlükəli sürəti 4-6 m / san-dir. Alçaq tullantı mənbələrindən havanın təhlükəli çirklənmə şəraiti adətən zəif sürətli küləklərdə yaranır. Belə ki, Bakı şəhərində azot dioksidin (NO<sub>2</sub>) konsentrasiyasının yüksək qiymətləri çox vaxt gündüz və axşam saatlarında, zəif küləkdə, avtomobil magistral yollarının və alçaq tullantı mənbələri olan sənaye obyektlərinin yaxınlığında müşahidə edilir. Bu zaman sanitariya normaların aşması (2-3 YVQ və daha yüksək) və havanın yerüstü qatlarında çirkləndiricilərin cəmlənməsi baş verir. Zəif küləyin (küləyin sürəti 0-1 m/s) uzun müddət saxlanması şəhərlərdə havada təhlükəli çirklənmə səviyyəsinin formalaşmasına gətirib çıxara bilər. Atmosferin antropogen mənbələrin tullantılarını seyrəltmə qabiliyyətini qiymətləndirmək üçün atmosferin dayanıqlıq dərəcəsini bilmək lazımdır. Belə hal atmosferdə əhəmiyyətli dərəcədə şaquli hərəkətlər və qarışma olmadıqda müşahidə edilir. Belə vəziyyətdə atmosfərə daxil olan çirkləndiricilər, yer səthinin yaxınlığında qalma meylinə malik olur. Şəhərlərin



**Şəkil 13.1.. Sumqayıt şəhərində aşağı sərhəddi 0,26-0,50 km olan yüksəklik inversiyalarında SO<sub>2</sub>-nin qatılığının (mq/m<sup>3</sup>) paylanma sahəsi**

havasında zərərli çirkləndiricilərin yüksək konsentrasiyası xüsusilə inversiyalarda müşahidə edilir. İnversiya çirklənmə mənbəyi üzərində olduqda, çirkləndiricilərin qarışması və onların yuxarı qalxması məhdudlaşdığı üçün atmosferin təhlükəli çirklənməsi baş verir. Belə şəraitlərdə



havanın aşağı qatlarında zərərli maddələrin çox yüksək qatılığı yaranır ki, bu zaman YVQ bir neçə dəfə aşağı düşür (şəkil 13.1). Baxılan şəhərlər üçün yerüstü inversiya zamanı zəif (0-1 m/s ) külək müşahidə edildikdə ən təhlükəli şərait yaranır. Bu cür şəraitlər atmosfer prosesləri ilə, çox vaxt antisiklonlarla əlaqədar olur.

Atmosferdə çirkləndiricilərin paylanması meteoroloji şəraitlərin rolunu öyrənmək üçün, Sumqayıt zonal agrokimyəlaboratoriyası tərəfindən bu şəhərin atmosfer havasının tədqiqatları aparılmışdır. Müəyyən edilmişdir ki, şəhərin yaşayış sahəsi üçün ən təhlükəli qərb istiqamətli küləklərdir, yaxşı ki, onların il ərzində təkrarlanması çox minimaldır. Durğun havada çirklənmə zonası bütün ərazini əhatə etməklə, yaşayış sahəsinə yayılır və şəhərdə gigiyenik vəziyyət pisləşir. Şimal istiqamətli küləklərin əksinə cənub istiqamətli küləklərdə atmosferin maksimal çirklənmə sahəsi sahələ doğru yerini dəyişir.

#### **14.2. Şəhər iqliminin spesifik xüsusiyyəti**

Şəhər iqliminin xüsusiyyəti (havanın temperaturunun, küləyin, rütubətin, radiasiya rejiminin paylanması xüsusiyyətləri) sənaye müəssisələrinin aerosol və qazlarla atmosferi çirkləndirməsi, şəhər həddləri ilə məhdudlaşan istilik tullantıları, eləcə də tikinti və ərazinin relyefi ilə əlaqədardır. Müasir urbanizasiya nəinki, ayrı-ayrı regionların, hətta bütün planetin iqliminə əhəmiyyətli dərəcədə təsir göstərə bilər. Buna görə də şəhərin iqliminin öyrənilməsi Yerə hava şəraitinin gələcəkdə dəyişməsinin və iqliminin proqnozu nöqtəyi nəzərdən vacibdir.

Sənaye aerosolunun strukturu əsasən aerosol hissəcikləri mənbələrinin xarakterindən, atmosferin yerüstü qatda konsentrasiyasının dərəcəsindən, şəhərin meteoroloji və orografik xüsusiyyətlərindən asılıdır. Aerosol hissəciklərinin kimyəvi tərkibi və ölçülərinə görə paylanması, onun optik xüsusiyyətləri şəhər atmosferinin radiasiya rejimini, xüsusilə tozlarla udulmuş və səpələnmiş radiasiya arasındakı nisbəti müəyyən edir. Bu isə şəhər iqliminin xüsusiyyətlərini əhəmiyyətli dərəcədə müəyyənləşdirir. Adətən, şəhər böyük ölçüdə qaz və aerosol qatışıqlarının konsentrasiyası bir o qədər böyük, istilik mənbələri daha çox olur və deməli, havanın temperaturu yüksək, rütubətlik, havanın temperaturunun mövsümi və sutkalıq fərqləri kiçik olur. Şəhərin təyyarə və ya peyklərdən çəkilmiş istilik şəkilləri (infraqırmızı dalğa uzunluğu diapazonunda) şəhəri "istilik adası" kimi ayırmağa imkan verir. Onun səthinin temperatur kontrastı, xüsusilə gecə, 1-dən 70<sup>0</sup> C qədər dəyişə bilər.

Sənaye aerosolu (bərk və maye) atmosferi çirkləndirən şəhər mühitinin məhsullarından biridir. Sənaye aerosolunun tərkibinə daxil olan kimyəvi elementlərin ümumi müxtəlifliyi arasında karbonu, alüminiumu, maqneziumu, qurğuşunu və dəmir oksidlərinin kiçik hissəciklərini və hissi ayırmaq lazımdır. Şəhərin üzərindəki atmosferin sərhəd qatında üzvi, sulfat, azot- hidrogen və digər birləşmələr vardır. Yer kürəsində təbii və antropogen aerosolların ümumi miqdarı ildə 2 milyard ton qiymətləndirilir. Qlobal miqyasda ümumi aerosol kütləsinin 5-10% -ə

qədəri insan fəaliyyəti nəticəsində əmələ gəlir. Lakin, havanın çirklənməsi yalnız atmosferdə olan zərərli maddələrin konsentrasiyası müəyyən edilmir. O, həmçinin atmosferin bu çirkləndiriciləri seyrəltmək və nəql etmək qabiliyyətindən də asılıdır.

Şəhərlərin intensiv inkişafı səthin kələ-kötürlüyünü də dəyişmişdir, bu isə atmosfer dövrəsinə öz əksini tapır. Atmosferin çirkləmə səviyyəsinə ərazinin orografiası da təsir göstərir. Hər tərəfdən dağlarla əhatə olunmuş vadilərdə yerləşən şəhərlərdə aerozolların konsentrasiyası daha yüksəkdir və onlar qeyri-bərabər paylanır, bu yerli hava dövrəsinin xüsusiyyətləri ilə bağlıdır. Hava məkanında şəhər aerozolunun fiziki-kimyəvi və mikrostruktur xüsusiyyətlərinin dəyişkənliyi şəhər üzərində ətraf ərazilərdən fərqli olan "optik" hava şəraitinin dayanıqsızlığına səbəb olur.

Şəhər üzərində və ondan kənarında buludların öyrənilməsi göstərir ki, sənaye aerozolu, xüsusilə həllolmayan, lakin his hissəciklərini güclü udan buludların radiasion xüsusiyyətlərinə əhəmiyyətli dərəcədə təsir göstərir. Şəhər üzərində buludlarda həllolmayan sənaye aerozolunun olması buludların əks etmə qabiliyyətinin artmasına gətirib çıxarır. Həmçinin, tərkibində sulfatların, xüsusilə, sulfat turşusunun miqdarının çox olması ilə əlaqədar bulud suyunda yüksək turşuluq müəyyən edilmişdir ki, bu da turşulu yağışların yağmasına gətirib çıxara bilər. Əgər buludlar Yerə radiasiya balansının əsas tənzimləyicisidirsə, onda aerozol, xüsusilə, onun buludlarla qarşılıqlı münasibətləri Yerə ən vacib iqlim əmələ gətirici amillərindən biri kimi özünü göstərir.

Aydın havada şəhər üzərində tüstü "papağı" və çirklənmiş bulud-aerozol qatı ətraf ərazilərlə müqayisədə günəş radiasiyasının nəzərə çarpan çox güclü udulmasına, xüsusilə atmosferin sərhəd qatında kömək edir. Düz günəş radiasiyasının zəifləməsi səth örtüyünün qızmasını azaldır, səpələnən radiasiyanın payını artırır. Bu şəhərin iqliminin soyumasına səbəb ola bilər, lakin atmosfer radiasiyasının udulması da baş verdiyi üçün eyni zamanda istiləşmə effektivində gedir. Şəhər üzərində atmosfer havasının yüksək çirklənməsi olduğu üçün səthin əks istilik şüalanması gecikir, deməli, istixana effekti güclənir, bu isə iqlimin istiləşməsinə səbəb ola bilər.

Şəhər-ətraf mühit arasındakı radiasiya balansının fərqi 5-10% çata bilər. Yerə global albedosu (əks etmə qabiliyyəti) - şəhərlərin sayının artması hesabına azalır, şəhərin orta albedosu 20%, Yerə - 30% - dir. Şəhərin havasında şəhərətrafi ərazilərlə müqayisədə kondensasiya nüvəsi və iri bərk hissəciklər orta hesabla 10 dəfə, çirkləndirici qaz komponentləri isə 25 dəfə çoxdur. Şəhərdə havanın temperaturu yüksəkdir, yağıntılar isə şəhərətrafi ərazilərə nisbətən 5 - 10% çoxdur. Şəhərdə kənd əraziləri ilə müqayisədə nisbi rütubətlik 2-8%, küləyin sürəti 10-20%, cəm radiasiya 15%-ə qədər aşağıdır. Sənaye aerozolunun iqlimə təsirinin

öyrənilməsi toz və qazla çirklənmənin ətraf mühitə mümkün mənfi təsirlərinin qarşısını almaq və şəhər iqliminin formalaşma şəraitinin daha dərinədən təhlili üçün çox vacibdir.

### 14.3. Planetimizdə iqlimin dövri dəyişikləri

Soyuma və hətta buzlaşma dövrləri və isti epoxalar min və milyon illərlə biri – birini əvəz edirdilər. İndi isə alimlər Yerin əvvəllərdə olduğundan daha sürətlə qızmasından çox narahatdırlar. Buna səbəb atmosferdə olan karbon qazının miqdarının sürətlə artmasıdır. Yerin atmosferində karbon qazı istixanada olan şüşə kimi fəaliyyət göstərir: günəş işığını buraxır, lakin Günəş tərəfindən qızdırılmış Yerin səthinin istiliyini saxlayır. Bu istixana effekti kimi adlanan proses, planetin qızmasına səbəb olur.

Bir çox iqlimşünas alimlərin fikrincə Yerin iqlimi bir çox amillərdən asılıdır - onların bəziləri istiləşməyə, digərləri – soyumağa kömək edir, qəti demək olmaz ki, hansılar üstündür. Amma indiki vaxtda bu amillərin qarşılıqlı təsiri temperaturun artmasına doğru yerini dəyişir. Son zamanlar istixana effektinə görə alimlərin narahatlığı artmışdır. Müəyyən edilmişdir ki, istixana effektinin yaranmasına CO<sub>2</sub> və digər qazlar səbəb olur, bunlar **kiçik əlavələr** adlanır. I.Korol tərəfindən EHM –də aparılmış modelləşdirmə təsdiq edir ki, atmosferin tərkibində azot-bir oksidin (N<sub>2</sub>O) iki dəfə artması temperaturu 0,7<sup>0</sup>C, metan (CH<sub>4</sub>) – 0,4, su buxarı (H<sub>2</sub>O) - 0,3, ftorhlormetanlar və ya freon (CFC<sub>13</sub>, CF<sub>2</sub> C<sub>12</sub> və s.) - 0,8<sup>0</sup> C yüksəldə bilər.

**İstixana effektinin təhlükəliyi.** Alimlərin hesablamalarına görə, Yerin orta illik temperaturunun 2,5<sup>0</sup>C artması Yer üzərində əhəmiyyətli dəyişikliklərə səbəb olar, onların çoxu insanlar üçün mənfi nəticələrə gətirib çıxara bilər. İstixana effekti yağıntılar, külək, bulud örtüyü, okean cərəyanları kimi kritik vacib dəyişkən kəmiyyətləri, eləcə də qütb buzlaqlarının ölçülərini dəyişə bilər. Qitələrin daxili rayonları daha quru, sahil ərazilər isə daha rütubətli, qışı qısa, isti, yay - daha uzun və daha isti olar. Əsas iqlim zonaları şimala (şimal yarımkürəsində), təxminən 400 km-ə qədər yerini dəyişər. Bu tundra zonasında istiləşməyə, yüksək enliklərdə daimi donuşluq qatının əriməsinə səbəb ola bilər. İstixana effektinin təsirinin insan üçün ən əlverişsiz nəticələri ikidir.

Birinci - orta enliklərdə quraqlığın əhəmiyyətli dərəcədə artırması, yəni əsas taxılçılıq rayonlarında (Ukrayna, Rusiyanın Kuban qaratorpaq zonası, ABŞ-in taxılçılıq ştatları). Burada iqlim yarımşəhra olacaq və buğdanın məhsuldarlığı kəskin azalacaq.

İkinci - qütb buzlaqlarının əriməsi hesabına Dünya okeanının səviyyəsinin artmasıdır. Bu milyonlarla insanın yaşadığı şəhərlərin, limanlar yerləşən bir çox sahil ərazilərinin su altında qalmasına səbəb olacaq. Məsələn, Banqladeş kimi, əhali sıxlığı böyük olan (150 milyon nəfər) ölkə demək olar ki, tamamilə su altında qalacaq, Venesiya su altına gedəcək və s.

“İstixana effektinin” modeli Veneranın iqlimidir. Onun sıx atmosferi 98% karbon qazından ibarətdir, bunun hesabına planet 500<sup>0</sup>C qədər qızmışdır.

İqlim dəyişikliyi yalnız, bəşəriyyətin təsiri altında atmosferin tərkibində olan dəyişikliklərdən deyil, həm də Yer səthinin dəyişməsi üzündən də baş verə bilər. Meşələrin mədəni bitkilərlə əvəz edilməsi buxarlanmanın azalmasına və birbaşa istilik vermənin atmasına gətirib çıxarır. Səthin relyefi hamarlaşır, bu isə atmosfer sirkulyasiyasına təsir edir. Bundan başqa dünyada külli miqdarda neft, kömür, torf yandırılması və s., eləcə də AES-in işləməsi hesabına bilavasitə Yerini atmosferini istiləşdirir.

Şəhərlər və sənaye mərkəzləri üzərində istilik “çələngləri” meydana gəlmişdir ki, onlarda istilik anomaliyaları artıq normadan bir neçə dərəcə yüksəkdir. Belə istilik anomaliyaları kosmosdan istilik çəkilişləri zamanı aydın görünür. Tropik meşələrin aktiv qırılması (ekspertlərin hesablamalarına görə yaxın 10 ildə 12-15 milyon km<sup>2</sup> meşə sahələri və ya onların 1/2 -dən çox ərazisi məhv olacaqdır), bu mənbədən atmosfərə daxil olan oksigenin miqdarının azalmasına gətirib çıxarması ilə yanaşı, həm də atmosferin qlobal soyuması baş verəcəkdir. Hesablanmışdır ki, bütün bəşəriyyət tarixində meşələrin qırılması nəticəsində artıq Yerin səthi təxminən 10<sup>0</sup> C soyumuşdur.

Beləliklə, iqlim dəyişikliyinə səbəb olan fəaliyyət növləri müxtəlif nəticələrə malikdir. Onların bəziləri temperaturu yüksəldir (karbon qazının və digər "istixana qazlarının" atmosfərə atılması), digərləri temperaturu azaldır və antiistixana effektinə səbəb olur (meşələrin qırılması, havanın toz, his və s. ilə çirklənməsi). Gələcəkdə baş verən dəyişiklikləri dəqiq proqnozlaşdırmaq üçün yaxşı qaydaya salınmış monitoring lazımdır.

**Cədvəl 13.2.**

Region	Temperatur	Yağıntı	Havanın rütubətliyi
Mərkəzi Amerika	Qışda 2-4 <sup>0</sup> C istiləşmə, yayda 2-3 <sup>0</sup> C	Qışda 15% artım, yayda 5-10% azalma	Yayda 15-20% azalma
Cənubi Asiya	il ərzində 1-2 <sup>0</sup> C istiləşmə	Qışda dəyişiksiz, yayda 5-15% artım	Yayda 5-10% artım
Cənubi Avropa	Qışda 2 <sup>0</sup> C istiləşmə, yayda 2-3 <sup>0</sup> C	Qışda artım, yayda 5-15% azalma	yayda 15-25% azalma
Avstraliya	Yayda 1-2 <sup>0</sup> C, qışda 2 <sup>0</sup> C	yayda 10% artım	Region daxilində böyük tərəddüdlər

#### 14.4.Yer atmosferində ozon

##### 14.4.1. Ozon qatının bəşəriyyət və biosfer üçün əhəmiyyəti

Yer üzərində həyat günəş enerjisindən asılıdır. Bu enerji müxtəlif şüalanmalar şəklində gəlir. Onların içərisində görünən işıq şüaları, eləcə də uzundalğalı (infraqırmızı, və ya istilik) və

qısdalğalı (ultrabənövşəyi) şüalar üstünlük təşkil edir. Ultrabənövşəyi şüalar (ub) ən böyük enerjiyə malikdir, fizioloji aktivdir – canlı materiyaya təsir göstərir. Bu şüalar dalğa uzunluğundan asılı olaraq (o qısa olduqca, dalğanın enerjisi bir o qədər yüksəkdir) orqanizmlərdə fizioloji dəyişikliklərə, zülalların, mutasiyaların, əsasən əlverişsiz, parçalanmasına səbəb ola bilər. Yer atmosferinə çatan UB şüaların bütün axınını şərti olaraq üç növə bölürlər: UB – A (dalğa uzunluğu 400-315nm), UB - B (315-218 nm), UB - C (dalğa uzunluğu 280 nm az). UB - B və xüsusilə UB - C həyat üçün son dərəcə zərərli, hətta öldürücüdür. Günəşin öldürücü qısdalğalı ultrabənövşəyi şüalarından bizi və bütün biosferi atmosferin ozon qatı qoruyur. 20 - 50 km hündürlükdə havada ozonun miqdarı yüksəkdir. Bu qaz alimlərə yaxşı məlumdur. Onun müəyyən miqdarı tufan zamanı yaranır. O, güclü oksidləşdiricidir və texnikada ondan istifadə də buna əsaslanır (məsələn, suyun dezinfeksiyası üçün).

Ozonun yaranması adi ikiatomlu oksigen molekullarının hesabına baş verir, onlar sərt yüksək enerjili şüaları UB - B və UB-C udurlar. Bu şüaların enerjisi oksigendən ozonun yaranması üçün fotokimyəvi reaksiyaya sərf olunur. Nəticədə UB-B və UB-C yer səthinə çatmır, ozon qatı onlar üçün şəffaf deyir, demək olar ki, qara kağızdır. Maraqlıdır ki, bu qatda ozon çox azdır, dəniz səviyyəsində o qalınlığı 2-3 mm olan qat yarada bilərdi. Sıxlığın az olmasına baxmayaraq, ozon qalxanı bütün canlıları UB şüaların təsirindən qoruyur. Yer səthinə uzundalğalı UB – A diapozonlu UB-şüaları gəlib çatır. Bizim bədən dəridə qara maddə qatı - melanin (günəşdən qaralma) sintez etməklə onların mənfi təsirindən özünü müdafiə edə bilər.

Ozon qatı atmosferdə həmişə olmuşdur. Yerin uzun tarixi dövrü ərzində, atmosferin tərkibində oksigen olmayan zamanı, ozon da əmələ gəlmirdi. Ultrabənövşəyi şüalar Yer səthinə gəlib çatırdı və o indi UB-şüalandırıcıların klinikada sterilizəsindən daha yaxşı sterilizə olunurdu. Yalnız havada oksigenin minimal miqdarı meydana gəldikdən sonra (bu gün atmosferin tərkibində olan ozonun ən azı 10% qədəri) okeanın dərinliklərindən həyat onun səthinə qalxa bilmişdir.

#### **14.4.2. Atmosferdə ozonun paylanması**

Stratosfer:

a) sutkanın saatından asılı olaraq: gecə vaxtı ozonun cəm konsentrasiyası sabit qalır; gündüz vaxtı günəş şüalarının təsiri sayəsində konsentrasiya artır;

b) atmosferin temperaturundan asılı olaraq:

temperaturun artması onun konsentrasiyasının azalmasına gətirib çıxarır;

c) enlikdən asılı olaraq: aşağı enliklərə nisbətən yüksək enliklərdə ozon daha böyükdür (yazda).

Ozonun miqdarına dinamik prosesləri təsir göstərir, nəticədə o bir yerdən digərinə yerini dəyişir, xüsusilə bir enlikdən digərinə.

ç) enlikdən və hündürlükdən (stratosfer) asılı olaraq, yüksək enliklərdə ozonun artımı 8-9 km hündürlükdə, aşağı enliklərdə 18 km hündürlükdə baş verir.

Yüksək enliklərdə ozon qatı aşağıda yerləşir, tərkibində nisbətən maksimum sıxlığı olan böyük miqdarda ozon var. Aşağı enliklərdə ozonun ümumi miqdarı azdır, onun qatı xeyli yüksəkdədir və olduqca nazikdir.

d) fəsildən və yüksəklikdən asılı olaraq.

Stratosferin aşağı hissəsində 7-8 km qədər qışla müqayisədə yayda ozon daha çoxdur (eləcə də yuxarıda da dəyişmə gedir). 9 km səviyyədə ozonun maksimumu apreldədir, bundan yuxarıda 25 km yüksəkliyə qədər - mart və fevraldadır. Minimumlar sentyabr və oktyabrda qeydə alınır. Əgər bütün yüksəkliklərdə ozonun ümumi miqdarını müəyyən etsək, onda o, maksimal kəmiyyətlərə qışın sonlarında və ya erkən yazda çatır. Ozonun ümumi miqdarının ilin ayları üzrə belə paylanması onun sirkulyasiyası ilə bağlıdır: ozon yüksək enliklərə daha aşağı enliklərdən yayılır (stratosferin yuxarı hissəsindən) və sonra bütün qış ərzində orada çökür.

e) ekvator üzərində ozonun ümumi miqdarı minimaldır (təxminən 0,15 - 0,17 sm). Ozonun miqdarı minimal olan sahə il ərzində meridian boyunca yerini dəyişir. Qışda o ekvatorun 15° şm.en. geri çəkilir, yayda (may-oktyabr) 10-15°-lik qurşaqlarda yerləşir.

Troposfer. Hündürlük boyu ozonun miqdarı kəskin və əhəmiyyətli dərəcədə dəyişir. Bəzən ozonun miqdarı aşağı və ya yüksək olan qatlar qeyd edilir. Ozonun hündürlük boyunca belə paylanması laylı sayılır. Müəyyən edilmişdir ki, bu qatlar çox vaxt temperatur inversiyanın şaquli profil sahələri ilə üst-üstə düşür.

Enlik boyunca paylanma: ekvatorial zonada 15° cn.en. və 15° şm.en arasında ozonun miqdarı aşağıdır; ekvatorial zonadan cənuba hündürlük artdıqca ozonun miqdarı artır, həm də bu böyük dərəcədə şimal yarımkürəsində baş verir. 30° və 65° şm.en-də 40° və 45° arasında ozonun miqdarının kəskin artması qeyd edilmişdir. Bu ərazilərdə ozonun miqdarı stratosferdən gələn axın hesabına artır.

Stratosfer və troposfer arasında havanın hərəkəti ozonun eyni hərəkətini göstərmir. Bu onunla əlaqədardır ki, qatın yuxarı yarısında ozon fotokimyəvi tarazlıq prosesləri hesabına mövcuddur. Burada o tarazlıqda olaraq yaranır və yox olur və stratosfer və troposphere arasında mübadilədə iştirak etmir. Stratosferin aşağı hissəsində ozon artıq bu mübadilənin fəal iştirakçısıdır. Stratosfer havasının 20%-ni troposferə siklonlar gətirir (bütün yer kürəsində cəm effekt göstərir).

Yerüstü qat (troposferin aşağı hissəsi). Yer səthinə yaxınlaşdıqca ozonun miqdarı yavaşca nisbətən qışda azalır. Yer səthi üzərində 5 və 25 m arasında ozonun xətti sıxlığı azalır. Yüksəkliklər üzərində alçaq sahələrə nisbətən ozonun sıxlığı daha yüksəkdir. Yerüstü qatda olan

ozonun sıxlığı iyunda maksimaldır, dekabrda - minimaldır (şimal yarımkürəsində). Ozonun sıxlığının artımı (atılması) həm orta, həm də yüksək enliklərdə müşahidə edilir. Bu artmalar soyuq hava cəbhələrinin keçməsi ilə bağlıdır. Küləyin sürətinin və yağıntıların güclənməsi ilə ozonun sıxlığı bir neçə dəfə artır.

İl ərzində ozonun sıxlığı haqda danışıarkən, həm stratosferdə yüksəkliklərdə, həm də yerüstü qatda bu prosesin aşkar edilən ikiillik dövrüliyi barədə də demək lazımdır. Ozonun sıxlığı cüt illərdə tək illərə nisbətən əhəmiyyətli dərəcədə yüksəkdir. Ozon sıxlığının sutkalıq dəyişkənliyi: qışda maksimal günorta saatlarında, yayda maksimum qiymətlər 4-5 saat gecikir. Səhər günəş doğan vaxtı ozonun sıxlığı minimal olur. Yerüstü qatda stratosferdə formalaşan bütün ozonun yarısı, təxminən ildə 2 milyard tonu dağılır. Ozonun dağılma prosesi bitki örtüyü olan materiklər üzərində okean və dənizlərə nisbətən daha effektiv gedir.

**Troposferdə ozonun formalaşması.** Troposferdə ozon elektrik boşalmalarının, ildırımın təsiri altında yaranır. Müəyyən edilmişdir ki, 71% elektrik boşalmaları hallarında ozonun miqdarı artır. Bu effekt yayda daha çox nəzərə çarpır. İlin digər fəsillərində tufandan sonra ozonun miqdarı çox yavaş artır. Maraqlıdır ki, hələ tufandan 3-4 saat əvvəl yerüstü hava qatında ozonun miqdarı artır. Bu yer səthi üzərində yüksələn müxtəlif iti əşyalardan baş verən sakit elektrik boşalmaları ilə bağlıdır: boşalmaların ultrabənövşəyi şüalanması oksigen molekullarını həyacanlandıra bilir, onlar isə oksigenin adi molekulları ilə reaksiyaya girərək ozonu yaradır. Sakit boşalmada elektronların zərbələri altında oksigen molekullarının dissosiasiyası baş verir. Bu zaman yaranan atomar oksigen molekulyar oksigenlə reaksiyaya girərək, ozonu yaradır. Çöl şəraitində aparılan təcrübələrdə müəyyən edilmişdir ki, tufan zamanı yaxşı hava üçün müşahidə edilən adi qiymətlərə nisbətən ozonun sıxlığı üç dəfə artır. O həmçinin yağış buludları altında ildırım boşalmalarından sonra da yüksəlir.

#### **14.4.3 Ozon və hava şəraitinin formalaşması**

Ozon iştirak etdiyi proseslər hava şəraitinin formalaşması ilə çox sıx bağlıdır. İki hava kütləsinin sərhəddində ozonun miqdarı kəskin dəyişir. Soyuq hava cəbhəsi daxil olduqda o artır, isti cəbhə gəldikdə isə azalır. Ozonun miqdarının belə bir dəyişikənliyi həm havanın şaquli axınları ilə, həm də onun üfüqi yerdəyişməsi ilə bağlıdır: soyuq hava kütlələri ozon ilə zəngindir, isti kütlələrdə onun miqdarı kiçikdir. Ozonun dəyişikənliyinə tropopauzanın hündürlüyü də təsir edir: hündürlük azaldıqca ozonun miqdarı artır. Yüksək enliklərdə soyuq hava cəbhələrinin çoxu 15 km-ə qədər bütün hündürləri əhatə edir, yəni həm troposferi, həm də stratosferi. Stratosferdə ozonun miqdarı troposferə nisbətən daha sürətli artır. Soyuq cəbhə keçən zaman yerüstü qatda da o artır. Yerüstü qatda ozonun sıxlığının bu artımı böyük ola bilər.

#### 14.4.4. Atmosferdə ozon dəliyi

Antarktika üzərində ozon qatının azalmağa başlaması alimləri çox narahat edir. Onun daxilində artıq adi hala nisbətən tərkibində ozonun miqdarı 40-50% az olan döyünən dəlik meydana gəlmişdir. Bu dəlik Antarktika yazında (avqust - oktyabr) görünür, Antarktika yayında isə öz sahəsini azaldır. Amma ilbəil öz sahəsini artırmaq tendensiyası var. İndi o yayda bağlanmır, onun sahəsi isə Antarktidanın sahəsindən böyükdür. Cənub yarımkürəsində Antarktidaya daha yaxın yerləşən ölkələrdə ultrabənövşəyi fonun artımı müəyyən edilmişdir, ilk növbədə Yeni Zelandiyada. Şimal yarımkürəsində (Spitsbergen üzərində) də, Antarktida üzərindəkindən kiçik olan ozon dəliyi aşkar edilmişdir. Ozon təbəqəsinin yaranması səbəbləri haqda yekdil bir fikir yoxdur. Müəyyən edilmişdir ki, ozon qatının dağılmasına bəzi kimyəvi maddələr təsir göstərir, onlar ozon ilə reaksiyaya girərək onu oksigenə parçalayır. Nəticədə, Yerə daha çox UB – şüalar gəlir.

#### 14.4.5 Ozonun katalitik yox olması

Hesablanmışdır ki, atmosferdə ozon molekullarının atomar oksigenlə qarşılıqlı münasibəti ilə dağılma reaksiyası gedən hündürlüklərdə, həqiqətən həm ozonun, həm də atomar oksigenin yox olmasına səbəb olan katalizatorlar var. Belə katalizatorlar kimi tərkibdə tək hidrogen (OH, HO<sub>2</sub>, H və b.), tək azot (NO, NO<sub>2</sub>, HNO<sub>3</sub>, N, NO<sub>3</sub>, HNO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O<sub>5</sub> və s.), tək xlor ClO<sub>x</sub> və brom BrO<sub>x</sub> olan maddələr ola bilər.

Katalizator - tək hidrogen – stratosferdə təxminən 10% ozonu dağıdır. Daha yuxarıda, mesosferdə və aşağı termosferdə o artıq ozonun məhv olmasında başlıca rol oynayır. Hidrogen H və hidroksil OH günəş radiasiyasının müəyyən dalğa uzunluğunun təsiri ilə su molekullarından əmələ gəlir. Tək hidrogenin iştirakı ilə reaksiya su molekullarının meydana gəlməsindən sonra kəsilir, o tezliklə stratosferdən troposferə keçir. Bu reaksiya ( $OH + HO_2 - H_2O + O_2$ ) stratosferdə fotokimyəvi proseslərdə və ozonun yaranması və yox olması ilə bağlı proseslərdə mühüm rol oynayır .

Katalizator - tək azot da həmçinin ozonun məhvinə səbəb olur. Ozon azot oksidlərinin (NO və NO<sub>2</sub>) təsiri hesabına yox olur: onların təsiri altında artıq 20 km-ə yaxın hündürlükdə ozonun sıxlığı 50% azalır.

Artıq indi bir çoxlarının azot gübrələrinin atmosfer ozonun həyatında rolu haqqında məlumatı var. Bu onunla əlaqədardır ki, bitkilər gübrə şəklində torpağa verilən azotu fiksə edir və nəticədə azot oksidlərinin miqdarı artır. Yerdən ayrılaraq o tədricən stratosferə nüfuz edərək, orada ozonun faizini azaldır. Azot oksidləri bir atomlu azotdan yaranır, o isə yer səthindən daxil olur və eləcə də səsdən iti sürətli təyyarələrlə stratosferə atılır. 1970-ci ildə ilk dəfə təyyarədən atılan azot oksidlərinin Yer atmosferində ozon qatının məhvinə səbəb olması haqda məsələ



qaldırıldı. O vaxtdan bəri Yer in ozonosfer qatının öyrənilməsi üçün geniş tədqiqatların aparılmasına başlandı. 1976-cı ildə Dünya Meteorologiya Təşkilatı ozon qatının dəyişməsinin global tədqiqat proqramını tərtib etdi.

Xlor. Atmosfer xloru metil xloriddən ( $\text{CH}_3\text{Cl}$ ) yaranır, o isə stratosferdə yağıntılardan meydana gəlir və xlorid turşusuna  $\text{HCl}$  çevrilərək yox olur. Xlor atmosferə çox asanlıqla, troposferə və stratosferə düşən freonlarla - inert qazlarla da gətirilir, orada ozonun miqdarının azalmasına səbəb olur. Bunlara  $\text{CFCl}_3$  (freon-11),  $\text{CF}_2\text{Cl}_2$  (freon -12),  $\text{CFCIBr}$  (halon1211) və s. aid edilə bilər. Onlar sənayedə (refriqeratorlarda və parfümeriyada soyuducu agent kimi) geniş istifadə olunur. İnsan üçün freonlar və onların buxarları zərərli deyil, lakin çox dayanıqlıdır - atmosferdə 80 il qədər qala bilərlər. Günəşin ultrabənövşəyi şüasının təsiri altında onların molekulları parçalanaraq xlor molekullarını yaradır. Bir xlor atomu 100 min ozon molekullarını parçalamağa qadirdir. Ozon qatının yox olma təhlükəsi altında bir çox ölkələrin rəhbərləri qəti tədbirlər görmək qərarına gəldi. 1985-ci ildə konvensiya, 1986-cı ildə isə atmosfer ozonun mühafizəsi üçün protokol imzalandı. Konvensiya iştirakçıları freonlardan istifadəni 2000-ci ilə qədər 50 % azaltmaq, sonra isə onlardan tamamilə imtina etmək öhdəliklərini öz üzərlərinə götürdülər.

#### **14.4.6. Ozon qatının yoxa çıxma mümkünlüyü nəticələrinin proqnozu**

70-ci illərdə amerikalılar ozon silahının sınağını həyata keçirmişlər. Sakit okeanda əhalisi olmayan bir ada üzərində raket buraxılmışdır. O ozon qatında xüsusi reaktiv səpələyərək, ozonu tam məhv etmiş və ada üzərində ozon dəliyi yaratmışdır. Bu dəlik bir neçə saat mövcud olmuşdur. Adanın səthi öldürücü UB – radiasiya ilə bir neçə saat şüalanmışdır. Nəticədə, adada bütün canlılar məhv oldu. Yalnız bir neçə tısbağa qalmışdı ki, onların bədənini qını qoruyurdu.

Stratosferdə olan ozondan başqa Yer in yerüstü hava qatında bəzi yerlərdə ozonun yüksək konsentrasiyası qeydə alınmışdır. Onun mənbəyi avtomobillərin işlənmiş qazlarıdır. Müəyyən təbii şəraitlərlə (küləyin olmaması və s.) cəmdə böyük şəhərlərdə fotokimyəvi smog yaranır, onun  $1\text{ m}^3$ -də 1 mq qədər ozon olur. Bu smog xüsusilə təhlükəlidir. O bitkiləri zədələyir, tənəffüs yollarını və gözün selikli qişasını qıcıqlandırır, yer in flora və faunasına mənfi təsir göstərir. Beləliklə, ozonun iyinin havanın təmizlik əlaməti olduğu haqda geniş yayılmış fikir düzgün deyil; müəyyən miqdarda ozon – güclü təsir edici zəhərdir və mutagenlik, kansorogenlik, radiometrik effekt (qana kakionlaşdırıcı radiasiya təsir edir) kimi xüsusiyyətlərə malikdir. O sianid turşusundan daha zəhərli dir

## İstifadə edilmiş ədəbiyyat siyahısı

1. Azərbaycan Respublikasının istilik balansı atlası (Ə.M.Şixlinskiinin redaktəsi ilə, azərbaycanca və rusca), M., 1978
2. Ağayev T.D. Abşeronun bioiqlim səciyyəsi – Elm və həyat, Bakı, 1976. s.8-9.
3. Mədət zadə Ə.A. Abşeronun hava növləri və iqlimi – Bakı, 1960.
4. Mədət zadə Ə.A. Şərqi Qafqazın təbii-subtropik iqlim fəsiləri– Bakı, 1973.
5. Əyyubov Ə.S., Nəcəyev Q.Ə. Azərbaycan Respublikasının iqlim ehtiyatları - B., 1984.
6. Агаев Т.Д. Высота слоя перемешивания и рассеивания вредных примесей в воздухе городов - Изв. Пед. Унив., Баку, 2004 . - с.125-131.
7. Агаев Т.Д. Мониторинг атмосферы и контроль состояния воздуха города - Науч.техн.и произв.журн. «Экол. и водное хозяйство». Баку, 2005. №2. -с. 8-11
8. Агаев Т.Д. Метеорологические условия, определяющие перенос и рассеивание примесей в атмосфере прибрежных городов - Тр. Геогр. Общества Азербайджана. Т.XV.- 2010.- с.228-229.
9. Агаев Т.Д. Изучения условий формирования «облачных улиц» над Кавказско-Каспийским регионом, по данным аэрокосмической информации - Науч.-техн. журнал, Гидромет. и экология. Алматы. 2011. №3. - с.86-94.
10. Агаев Т.Д., Горчиев А.А. Негативные факторы в использование биоклиматических ресурсов Апшерона - Изв. АН СССР-сер. географ.1989.№1.-с.87-91.
11. Астапенко П.Д. Вопросы о погоде. Л. Гидрометеиздат, 1986. 390 с.
12. Будыко М. И. Современное изменение климата - Л. Гидрометеиздат, 1977.
13. Варбанец Т.В. Метеорология – Одесса, «Феникс»,2008 – 236 с.
14. Воробьев В.И., Фадеев В.С. Характеристика облачного покрова северного полушария по данным метеорологических спутников - Гидрометеизд. 1981. – 172 с.
15. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология – Л.Гидрометеиздат,1991, - 616 с.
16. Дроздов О. А., Васильев В. А., Кобышева Н. В. и др. Климатология – Л. Гидрометеиздат, 1989, - 568 с.
17. Герман М. А. Космические методы исследования в метеорологии – Л. Гидрометеиздат, 1985, - 351 с.
18. Горчиев А.А., Агаев Т.Д. Высота слоя перемещения над Апшеронским архипелагом, как характеристика вертикальной структуры оптических свойств атмосферы - В сб.:4 пленума рабочей группы. АН СССР по оптике океана.1978.- с.330-336.

19. Григорьев А.А., Липатов Б.Б. Пыльные бури по данным космических исследований - Л. – Гидрометеиздат.1974.-30 с.
20. Зверев А.С. Синоптическая метеорология и основы предвычисления погоды – Л. Гидрометеиздат, 1968, - 775 с.
21. Израэль Ю.А., Назаров И.М. Проблема опасного антропогенного воздействия на климатическую систему Земли - Метеорология и гидрология. -2004.-№11.-с.5-16.
22. Куцкая Н.Б. Конспект лекций по курсу “Метеорология и климатология” - Рубежное: РФ ВНУ, 2002.- 167 с.
23. Климат Азербайджана. (Под редакцией А.А. Мадатзаде, Э.М. Шихлинского) - Изд. АН Аз. ССР, Баку.1968.-341с.
24. Кондратьев К.Я. Роль космических средств наблюдения в исследованиях климата./Сб.ст.(Аэрокосмические методы исследований окружающей среды).-Л.-Изд. ГО СССР.-1980,с.37-64.
25. Мамедов Р.М. Изменчивость гидрофизических полей и распространение загрязнителей в Каспийском море - Изд. АН Азерб. ССР. Элм».-Баку.2001.
26. Матвеев Л.Т. Динамика облаков - Л.-Гидрометизд.-1981.-311с.
27. Минина Л.С. Спутниковая информация в метеорологии - Сб. Ст.: Аэрокосмические методы исследования окружающей среды. - Л.- ГО СССР, 1980, с.65-76.
28. Пашаев А.М., Иманов Ф.А., Гусейнов Н.Ш. и др. Климатическая характеристика аэропорта Гейдар Алиев - Изд. Сада. Баку, 2007. - 208 с.
29. Рафиев Р.М., Гаджи-заде Ф.М., Агаев Т.Д, О восстановлении профиля температуры над Апшеронским полуостровом по данным аэрологических и спутниковых материалов./ Мат-лы I научи. Конф. Молодых учёных- специалистов. - Баку.-1979.с.75-76.
30. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды - Часть 2.-Л.-Гидрометеиздат. 1965.-с.495.
31. Скляр В. М. Метеорология для гидрометнаблюдателей - Л. Гидрометеиздат, 1955. - 296 с.
32. Справочник по гидрометеорологическим приборам и установкам - Л. Гидрометеиздат, 1976. - 432 с.
- 32.Хромов С.П. Метеорология и климатология – Изд. Московского Университета, 2001. – 528 с.
- 33.Эйюбов А.Д. О метеорологических условиях образования туманов в Азербайджанской ССР - Изв. АН Азерб. ССР., сер. геолого-географ . наук и нефти. 1963 /- № 4.
34. [www.azerbaijans.com](http://www.azerbaijans.com)

## MÜNDƏRİCAT

GİRİŞ.....	4
<b>I FƏSİL. METEOROLOGİYA VƏ İQLİMŞÜNASLIĞIN QISA İNKİŞAF TARİXİ, ƏSAS ANLAYIŞLARI, MÜŞAHİDƏ VƏ EKSPERİMENT.....</b>	<b>6</b>
1.1.Meteorologiya və iqlimşünaslığın inkişaf tarixindən.....	6
1.2.Meteorologiya və iqlimşünaslığın əsas anlayışlar.....	11
1.3.Əsas meteoroloji elementlər.....	16
1.4. Meteorologiyada müşahidə və eksperiment.....	17
<b>II FƏSİL. ATMOSFERİN TƏRKİBİ VƏ QURULUŞU.....</b>	<b>23</b>
2.1. Havanın tərkibi.....	23
2.2.Atmosferin şaquli istiqamətdə qatlara ayrılması.....	25
2.3.Atmosferin üfüqi istiqamətdə qeyri bərabər paylanması.....	30
<b>III FƏSİL. GÜNƏŞ RADİASİYASI.....</b>	<b>33</b>
3.1. Günəş radiasiya mənbəyi kimi.....	33
3.2. Günəş radiasiyasının intensivliyi. Günəş sabiti.....	35
3.3. Atmosferdə günəş radiasiyasının zəifləməsi.....	36
3.4. Düz günəş radiasiyası və onun intensivliyi.....	40
3.5. Səpələnən radiasiya. Səpələnən radiasiyanın intensivliyi.....	42
3.6. Cəm radiasiya.....	46
3.7. Günəş radiasiyasının əks edilməsi. Albedo.....	48
3.8. Yer in və atmosferin uzundalğalı şüalanması.....	50
3.9. Şüa enerjisinin gəlir-çıxarı.....	52
3.9.1. Yer səthinin radiasiya balansı.....	52
3.9.2. Yer - atmosfer sisteminin radiasiya balansı.....	55
3.10. Günəş radiasiyasının texniki istifadəsi.....	58
<b>IV FƏSİL. HAVANIN TEMPERATURU.....</b>	<b>61</b>
4.1. Atmosfer havasının qızması və soyuması prosesləri.....	61
4.2. Temperaturu ölçmə vahidləri bölmələri.....	62
4.3. Havanın qızmasında səth örtüyünün rolu.....	63
4.4. Hava temperaturunun sutkalıq gedişi.....	64
4.5. Havanın temperaturunun sutkalıq gedişi.....	68
4.6.Havanın temperaturuna bitki örtüyünün təsiri.....	69
4.7.Yer üstü hava qatında temperaturun coğrafi paylanması.....	71
4.8.Şaquli temperatur qradienti.....	75
4.9.Atmosferdə adiabatik proseslər.....	77
4.10. Aşağı temperatur inversiyaları.....	79
4.11. Havanın temperaturunun bitkilərə təsiri.....	81
4.12. Baharda və payızda ayazlı havalar və onlara qarşı görülən tədbirlər.....	84
<b>V FƏSİL. ATMOSFERDƏ SU BUXARI. BUXARLANMA.....</b>	<b>90</b>
5.1. Su buxarının atmosferə daxil olması.....	90
5.2.Doymuş buxarın təzyiqi.....	90
5.3. Havanın rütubətliyini səciyyələndirən kəmiyyətlər.....	92
5.4. Havanın rütubətliyinin ölçmə üsulları.....	94
5.5. Havanın mütləq rütubətliyinin sutkalıq və illik tərəddüdü.....	96
5.6. Havanın nisbi rütubətliyinin sutkalıq və illik tərəddüdü.....	97
5.7. Atmosferdə su buxarının şaquli paylanması.....	97
5.8. Rütubətliyin coğrafi paylanması.....	99

5.9. Havanın rütubətliyinin bitkilərə təsiri.....	99
5.10. Bitki örtüyünün və şəhərin havanın rütubətliyinə təsiri.....	100
5.11. Təbii şəraitdə buxarlanma.....	102
5.12. Təbii buxarlanmanı müəyyən edən üsullar.....	104
5.12.1. Buxarlanmanın ölçülməsi. Buxarlanma qabiliyyəti.....	105
5.12.2. Buxarlanmanın hesablanması.....	105
5.13. Buxarlanmanın sutkalıq və illik gedişi.....	108
<b>VI FƏSİL. ATMOSFERDƏ SU BUXARININ KONDENSASIYASI.....</b>	<b>109</b>
6.1. Atmosferdə su buxarının kondensasiya şəraiti.....	109
6.2. Kondensasiya nüvələri və sublimasiya.....	112
6.3. Yer səthində və yer üzərindəki əşyalarda su buxarının kondensasiyası.....	113
6.4. Atmosferin aşağı qatlarında su buxarının kondensasiyası.....	117
6.4.1. Dumanlar.....	117
6.4.2. Dumanların sutkalıq və illik gedişi.....	122
6.5. Sərbəst atmosferdə su buxarının kondensasiyası. Buludlar.....	123
6.5.1. Buludların formalaşması və strukturu ilə bağlı atmosferdə əsas səviyyələr.....	123
6.6. Buludların beynəlxalq təsnifatı.....	125
6.6.1. Buludların mikrofiziki quruluşu.....	128
6.6.2. Müxtəlif formalı buludları yaradan əsas proseslər.....	131
6.7. Buludluluq.....	136
6.7.1. Buludluğun sutkalıq və illik gedişi.....	136
6.8. Gümüşü və sədəfi buludlar.....	137
6.9. Buludlarda optik hadisələr.....	138
<b>VII FƏSİL. ATMOSFER YAĞINTILARI.....</b>	<b>141</b>
7.1. Yağıntı növləri və onların tipləri.....	141
7.2. Yağış və qarın əmələ gəlməsi.....	142
7.3. Krupa və dolunun yaranması.....	145
7.4. Yağıntıların sutkalıq və illik gedişi və onların yer kürəsində paylanması.....	146
7.5. Buludlara və dumanlara süni təsirin problemi.....	149
7.6. Qar örtüyü.....	150
7.6.1. Çovğun.....	151
7.6.2. Qar örtüyünün başlıca xüsusiyyətləri.....	151
7.6.3. Qar örtüyünün əriməsi.....	152
7.7. Meşənin yağıntılara və qar örtüyünə təsiri.....	153
7.8. Qar örtüyünün müxtəlif təsərrüfatlarda rolu və əhəmiyyəti.....	153
7.9. Təbiətdə rütubətin dövranı.....	154
<b>VIII FƏSİL. HAVANIN TƏZYİQİ.....</b>	<b>156</b>
8.1. Havanın çəkisi və təzyiqi.....	156
8.1.1. Havanın təzyiqinin ölçü vahidləri.....	157
8.1.2. Təzyiqin hündürlük boyu dəyişməsi.....	158
8.1.3. Təzyiqin dəniz səviyyəsinə gətirilməsi.....	161
8.2. Təzyiqin qeyri-dövri dəyişiklikləri.....	163
8.3. Təzyiqin sutkalıq dəyişməsi.....	163
8.4. Təzyiqin sutka arası dəyişməsi.....	164
8.5. Təzyiqin illik dəyişiklikləri.....	164
8.6. Yer səthi üzərində barik sahə.....	165
8.7. Yer kürəsində təzyiqin paylanması.....	167
8.8. Atmosfer təzyiqini ölçmək üçün cihazlar.....	170

<b>IX FƏSİL. ATMOSFERDƏ HAVA AXINLARI.....</b>	<b>173</b>
9.1. Yer səthi üzərində külək.....	173
9.2. Küləyin strukturu.....	175
9.3. Küləyin sürət və istiqamətini müəyyən etmək üçün cihazlar.....	176
9.4. Küləyin sürəti.....	178
9.5. Küləyin sutkalıq və illik gedişi.....	179
9.6. Maneələrin küləyə təsiri.....	181
9.7. Küləyin yaranma səbəbi.....	183
9.9. Sürtünmə qüvvəsi.....	186
9.10. Mərkəzdənqaçma qüvvəsi.....	187
9.11. Atmosferin ümumi sirkulyasiyası.....	189
9.12. Mussonlar.....	190
9.13. Yerli küləklər.....	191
9.14. Burağan.....	197
9.15. Ağyel.....	198
9.16. Külək enerjisindən istifadə.....	200
<b>X FƏSİL. HAVA VƏ ONUN DƏYİŞMƏSİ.....</b>	<b>201</b>
10.1. Troposferin hava kütlələri.....	201
10.1.1. Hava kütlələri və onların formalaşmasının ümumi anlayışları.....	201
10.1.2. Hava kütlələrinin təsnifatı.....	202
10.1.3. Müxtəlif hava kütlələrində xarakterik hava şəraitləri.....	203
10.2.1. Cəbhələr haqqında ümumi məlumat və onların təsnifatı.....	206
10.2.2. İsti cəbhələr.....	208
10.2.3. Soyuq cəbhələr.....	211
10.2.4. Okklyuziya cəbhələri.....	214
10.2.5. Oroqrafiyanın hava axınlarına və cəbhələrə təsiri.....	216
10.3. Siklonlar və antisiklonlar.....	219
10.3.1. Siklon və antisiklonların yaranması.....	220
10.3.2. Siklonda hava şəraiti.....	222
10.3.3. Antisiklonda hava şəraiti.....	225
10.4. Hava şəraitinin öyrənilməsi və qabaqcadan xəbər verilməsi üsulları. Hava xidmətinin təşkil edilməsi.....	226
10.4.1. Sinoptik üsul.....	227
10.5. Hava şəraitinin yerli əlamətləri.....	232
10.6. Canlı təbiətin hava və mövsümi hadisələri.....	234
<b>XI FƏSİL. İQLİM HAQQINDA ÜMUMİ TƏLİM.....</b>	<b>236</b>
11.1. İqlim anlayışı.....	236
11.2. İqlimə təsir edən amillər.....	236
11.3. Dəniz və kontinental iqlim arasındakı əsas fərqlər.....	241
11.4. Dağ iqlimi.....	244
11.5. Meşənin ərazinin iqliminə və su rejiminə təsiri.....	247
11.6. İnsanın iqlimə təsiri.....	249
11.7. Mikroiqlim.....	251
11.8. İqlimin dəyişkənliyi.....	258
<b>XII FƏSİL. YER KÜRƏSİNİN İQLİM ZONALARI.....</b>	<b>261</b>
12.1. İqlimlərin təsnifatı.....	261
12.1.1. Daimi donuşluğun iqlimi.....	263
12.1.2. Tundranın iqlimi.....	263
12.1.3. Tayqanın iqlimi.....	265

12.1.4. Mülayim zonanın yarpaqlı meşələrinin iqlimi.....	266
12.1.5. Çöllərin iqlimi.....	267
12. 1. 6. Aralıq dənizi iqlimi.....	267
12.1. 7. Mülayim enliklərin musson iqlimi.....	268
12.1.8. Rütubətli subtropik meşənin iqlimi.....	268
12.1.9. Tropikdən kənar səhraların iqlimi.....	269
12.1. 10. Subtropik səhraların iqlimi.....	269
12.1.11. Savannaların iqlimi.....	270
12.1. 12. Rütubətli tropik meşənin iqlimi.....	270
<b>XIII FƏSİL. AZƏRBAYCANIN İQLİMİ.....</b>	<b>272</b>
13.1. Azərbaycanın iqliminə təsir edən amillər.....	272
13.2. Əsas iqlim elementlərinin paylanma qanunauyğunluğu.....	274
13.2.1 Havanın temperaturu.....	274
13.2.2. Atmosfer yağıntıları.....	275
13.2.3 Havanın rütubətliyi.....	276
13.2.4. Küləklər.....	276
13.3. İqlim tipləri.....	277
13.3. İqlim rayonlaşdırılması.....	278
13.4. Quraqlıq, Azərbaycanda onun formalaşma səbəbləri.....	282
13.5. İsti quru küləklər və onların formalaşma şəraiti.....	283
13.6. Quraqlıq hadisələri ilə mübarizə.....	284
<b>XIV FƏSİL. SƏNAYE AEROZOLU VƏ İQLİM. YER ATMOSFERİNDƏ OZON.....</b>	<b>286</b>
14.1. Şəhərlərin havasının ekoloji problemləri.....	286
14.2. Şəhər iqliminin spesifik xüsusiyyəti.....	289
14.3. Planetimizdə iqlimin dövrü dəyişikləri.....	291
14.4. Yer atmosferində ozon.....	292
14.4.1. Ozon qatının bəşəriyyət və biosfer üçün əhəmiyyəti.....	292
14.4.2. Atmosferdə ozonun paylanması.....	293
14.4.3 Ozon və hava şəraitinin formalaşması.....	295
14.4.4. Atmosferdə ozon dəliyi.....	296
14.4.5 Ozonun katalitik yox olması.....	296
14.4.6. Ozon qatının yoxa çıxma mümkünlüyü nəticələrinin proqnozu.....	297
İstifadə edilmiş ədəbiyyat siyahısı.....	298