

**AZƏRBAYCAN RESPUBLİKASI TƏHSİL  
NAZİRLİYİ**

**N. Ş. Hüseynov**

**SİNOPTİK METEOROLOGİYA**

*Azərbaycan Respublikası Təhsil  
Nazirliyinin 2011 – ci il 26 oktyabr  
tarixli 1715 nömrəli əmri ilə dərslik  
təsdiq edilmişdir.*

**BAKİ - 2011**

**Elmi redaktorlar:** Milli Aviasiya Akademiyasının rektoru,  
**akademik A.M. Paşayev,**  
MAA-nın Aeronaviqasiya kafedrasının müdiri,  
**t.e.n., dosent V.Z. Sultanov**

**Rəyçilər:** Ekologiya və Təbii Sərvətlər Nazirliyi Milli  
Hidrometeorologiya Departamentinin  
direktoru, **c.e.d., prof. R.N. Mahmudov**  
AMEA-nın H.Əliyev adına Coğrafiya  
İnstitutunun İqlim və aqroiqlimşünaslıq  
şöbəsinin müdiri, **c.e.n., X.Ş. Rəhimov**  
Bakı Dövlət Universitetinin  
Hidrometeorologiya kafedrasının baş müəllimi,  
**f.r.e.n., dosent**  
**Ə.S. Məmmədov**

**Hüseynov N.Ş, Sinoptik meteorologiya, dərslik,** Bakı, 2011, 315s.  
113 şəkil.

Dərslik azərbaycan dilində sinoptik meteorologiyadan bəhs edən geniş həcmdə yazılmış ilk tədris vəsaitidir. Burada sinoptik meteorologiyada istifadə olunan xəritələrin təhlil qaydaları, sinoptik proseslərin yaranma mexanizmləri və proqnozunun qanunauyğunluqları geniş şəkildə şərh edilmişdir.

Dərslik, MAA-nın, universitetlərin, ali hərbi məktəblərin tələbələri, xüsusi və ümumi təyinatlı operativ proqnozlarla məşğul olan mütəxəssislər üçün nəzərdə tutulmuşdur.



**Azeraeronaviqasiya**

## **İxtisarlar**

**MSP** – Meteoroloji süni peyk

**QEZ** – Qalxma-enmə zolağı

**MKS** – Meteoroloji kosmik sistemlər

**ÜMT** – Ümumdünya Meteorologiya Təşkilatı

**AMDAR** – Aircraft Meteorological Data Relay

**AWOS** – Automatic Weather Observation Station

**TQQ** – Təzyiqin qradiyent qüvvəsi

**MOR** – Meteoroloji görünüş məsafəsi

**MRL** – Meteoroloji radiolokator

**YCZ** – Yüksək cəbhə zonaları

**AKH** – Arktik kontinental hava

**ADH** – Arktik dəniz havası

**MDH** – Mülayim dəniz hava

**MKH** – Mülayim kontinental hava

**TDH** – Tropik dəniz havası

**TKH** – Tropik kontinental hava

**EH** – Ekvatorial hava

**ESP** – Elementar sinoptik proses

**ESM** – Elementar sirkulyasiya mexanizmləri

**MKS** – Maksimal külək sahələri

**KDT** – Konvektiv dayanıqsız təbəqə

## GİRİŞ

Meteorologiya elmi atmosferi, onun quruluşunu, xüsusiyyətlərini və onda baş verən fiziki proseslərin mahiyyətini öyrənir. Bu ad iki yunan sözünün birləşməsindən: meteor - atmosfer hadisəsi, yaxud səma hadisəsi və logiya-elm sözlərindən yaranmışdır. Meteorologiya geofizika elmlərinə aiddir. Atmosferdə baş verən proseslərin öyrənilməsinin əsas mahiyyəti ondan ibarətdir ki, bu proseslər üzərində müşahidələr aparılır və alınmış nəticələr sonradan təhlil edilir. Bu zaman fizika, hidromexanika, aerodinamika və termodinamikada qəbul olunmuş ümumi qanunlardan istifadə olunur.

Meteorologiya elminin tarixi qədim dövrlərə təsadüf etməklə, e.ə. II əsrdə Yunanıstanda Hipparx tərəfindən elmə gətirilmişdir. Lap qədim zamanlardan insanlarda havanın dəyişməsinin bəzi əlamətlərə görə qabaqcadan bilmək marağı olub. Bu əlamətlər hər hansı bir məntəqədə atmosfer prosesləri haqqında gözüyarı müşahidələr aparmağa imkan verirdi. Ancaq meteoroloji cihazlar kəşf olunduqdan sonra (XVII əsr) elmi əsaslarla müşahidə aparmaq mümkün oldu. 1856-cı ildə Rusiya ilə Fransa arasında bağlanmış müqaviləyə əsasən onlar fırtınalar haqqında məlumatları bir-birinə xəbər verməyə başladılar. 1 yanvar 1872-ci ildən Rusiyada isə gündəlik hava bülletenləri tərtib edildi.

Meteorologiya elmi bir neçə sahəyə bölünür və onlardan ən mühümləri aşağıdakılardır:

- **Aviasiya meteorologiyası** – aviasiya uçuşlarının meteoroloji təminat məsələlərini öyrənir;
- **Atmosfer fizikası** – atmosferin dinamik və termodinamik məsələlərini, optikasını və atmosfer cərəyanını öyrənir;

- **İqlimşünaslıq** – Yer kürəsinin iqlim xarakteristikasını və iqlim amillərinin qarşılıqlı əlaqəsini, iqlim yarıdan prosesləri öyrənir;

- **Sinoptik meteorologiya** – proqnoz məqsədilə atmosfer proseslərinin yaranma mexanizmlərini, hava şəraitinin dəyişmə səbəblərini öyrənir;

- **Aqrometeorologiya** – meteoroloji şəraitin, hava hadisələrinin kənd təsərrüfatı bitkilərinə təsirlərini öyrənir;

- **Aerologiya** – radiozondlar vasitəsilə atmosferin təbəqələrində meteoroloji parametrləri və onların dəyişməsinə öyrənir;

- **Aktinometriya** – Yer səthində günəş radiasiyasını öyrənir.

**Sinoptik meteorologiyanın** predmeti havanın qabaqcadan xəbər verilməsi (proqnozu) məqsədilə atmosfer proseslərinin inkişaf qanunauyğunluqlarını öyrənməkdir.

Müəyyən zaman anında Yer kürəsinin ixtiyari məntəqəsi və ya rayonu üzərində atmosferin vəziyyəti **hava** adlanır. Hava təzyiq, temperatur, rütubət, külək, buludluluq, atmosfer yağıntıları kimi əsas meteoroloji kəmiyyətlərin qiymətləri, duman, tufan, çovğun, toz (qum) fırtınası və s. kimi xüsusi hadisələr yığımı ilə xarakterizə olunur.

Hava şəraitinin dəyişməsinə izləmək üçün bir qayda olaraq hər bir coğrafi rayon üzərində meteoroloji elementlərin paylanma qanunauyğunluqlarını bilməklə, bir neçə sutka əvvəl havanın proqnozuna dair fikirlər söyləmək olar.

Havanı global miqyasda təhlil etmək üçün coğrafi xəritələrdə meteoroloji kəmiyyətlərin qiymətləri, şərti işarə və rəqəmlərlə, həmçinin xüsusi hava hadisələri qeyd olunur ki, bu cür xəritələr sinoptik xəritələr adlanır. Hal-hazırda «sinoptik xəritə» əvəzinə «hava xəritəsi» termini də işlədilir.

Sinoptik xəritələrin köməyiylə atmosferdə baş verən proseslərin inkişaf qanunauyğunluqlarının aşkar edilməsinə əsaslanan hava proqnozu üsuluna **sinoptik üsul** deyilir. Bu üsul atmosfer fizikasının qanunları əsasında havanın dəyişmə səbəblərini araşdırmağa imkan verir. Sinoptik üsul geniş miqyaslı atmosfer hadisələrinin öyrənilməsinə şərait yaradır.

**Aviasiya meteorologiyası** meteorologiya elminin tətbiqi sahələrindən biri olmaqla, meteoroloji şəraitin aviasiya texnikasına və uçuş fəaliyyətinə təsirini öyrənir, hava proqnozlarının metodikasını hazırlayır, qarşısında duran məsələlərin həllində meteorologiyanın başqa sahələrinin, sinoptik və dinamik meteorologiyanın, həmçinin aerologiyanın nəəiliyyətlərindən də istifadə edir. Onun eyni zamanda aviasiya elmləri, təyyarəsürmə nəzəriyyəsi, aerodinamika və kosmonavtika ilə sıx əlaqəsi vardır. Bəzi atmosfer hadisələri uçan aparatlar üçün çox təhlükəli olaraq qalırlar. Buludlarda elektrik boşalmaları, güclü buzbağlamalar, silkələnmələr və s. atmosfer prosesləri bəzi hallarda qarşıya qoyulmuş məsələlərin yerinə yetirilməsini əngəlləyir. Alçaq buludlar, dumanlar və yağıntılar uçuş aparatlarının qalxıb-enməsinə çətinləşdirir. Güclü küləklər aviasiya texnikasının yerdə saxlanmasına, uçuş-enmə zolağında buzun əmələ gəlməsi və çoxlu qar yağması isə aerodromun bir müddət sıradan çıxmasına da səbəb ola bilər.

Buna görə də, uçuş heyəti atmosfer proseslərinin fiziki mahiyyətini və meteoroloji şəraitin uçuşlara təsirini, yer səthində, havada meteoroloji şəraiti təhlil etməyi, bundan düzgün istifadə edərək, uçuşların tam təhlükəsizliyini təmin etməyi və az qüvvə sərf etməklə, qoyulmuş məqsədə nail olmağı bacarmalıdırlar.

Son 10-20 il ərzində atmosfer prosesləri, barik obyektlər, onların enerjisi, dinamikası və yaranma şəraitləri, hava şəraitinin proqnoz metodları haqqında geniş elmi-praktiki əhəmiyyət daşıyan biliklər əldə olunmuşdur. Yüksək texnologiyaların inkişafı ilə əlaqədar olaraq yeni kommunikasiya və rabitə əlaqə sistemləri yaradılmışdır. İnternet, GPS və GPRS, GSM mobil rabitə sistemləri, **Meteoroloji süni peyklər (MSP)** və **doppler radiolokatorları** meteoroloji sahədə inkişafı xeyli gücləndirmişlər. Meteoroloji süni peyklər vasitəsilə aviasiya üçün təhlükəli atmosfer hadisələri, tropik siklonlar və digər sinoptik obyektlər yaranma müddətindən dağılmasına qədər izlənilir və bunlar haqqında məlumatlar real vaxt rejimində meteoroloji orqanlara, hətta hava gəmilərinə ötürülür. İnternetin geniş imkanlarından istifadə

etməklə, çoxhəcmli meteoroloji məlumatlar operativ qaydada əldə olunur. Bunlar hava xəritələri, uçuş səthləri üzrə temperatur və külək xəritələri, aşağı və yuxarı troposferdə müşahidə olunan təhlükəli atmosfer hadisələri, peyk məlumatları və digərləridir. Bu isə öz növbəsində həm meteoroloqlardan, həm də pilotlardan yüksək savad, bilik və bacarıq tələb edir.

## I FƏSİL

### SİNOPTİK METEOROLOGİYANIN ƏSAS ELEMENTLƏRİ

#### Atmosferin tərkibi və quruluşu

Bizi əhatə edən hava təbəqəsinə **atmosfer** deyilir. Burada, "atmos" - hava, "sfera" isə təbəqə deməkdir. Atmosferin Yer kürəsində insanın həyatı və fəaliyyəti üçün əhəmiyyəti çox böyükdür. Əgər atmosfer olmasaydı, yer səthinin orta temperaturu  $+15^{\circ}\text{C}$  deyil,  $-23^{\circ}\text{C}$  olardı ki, bu da canlı aləmin məhvinə səbəb olardı. Atmosferin tərkibinə daxil olan qazlardan biri oksigen olmaqla, canlı aləmin nəfəs almasına və yanma prosesinə kömək edir. Atmosferin əsas qazı olan azot, zülal və azotlu birləşmələrin tərkibinə daxil olub, Yer kürəsində həyatın inkişafı ilə sıx əlaqədardır. Atmosfer azotun, oksigenin, arqonun, neonun və başqa qazların sənaye üsulu ilə alınmasında tükənməz rol oynayır. Atmosfer, gündüzlər Yerin Günəş şüaları tərəfindən hədsiz qızmasının, gecələr isə onun hədsiz soyumasının qarşısını almaqla, eyni zamanda canlı orqanizmləri Günəşin ultraqısa və kosmik şüalarından da qoruyur. Atmosferin yuxarı qatlarının qısa dalğaları qaytarması uzaq məsafələrlə radiorabitənin yaradılmasında mühüm rol oynayır. Atmosfer səsini yayılmasında vacib rol oynamaqla, aviasiya üçün xüsusi maraq kəsb edir. Atmosfer müxtəlif qazların, su buxarının, maye və bərk hissəciklərin mexaniki qarışığından ibarətdir. Qaz tərkibinə görə atmosfer **homosfer** və **heterosfer** qatlarına bölünür.

**Homosfer** – hündürlüyü 90-95 km olan aşağı qatdır. «Homo» – tək, «sfera» isə təbəqə deməkdir. Bu qatda hündürlük artdıqca əsas

qazların faiz tərkibi və havanın xüsusi molyar çəkisi dəyişməz qalır. Yer səthində təmiz və quru havanın (tozsuz və rütubətsiz) kimyəvi tərkibi cədvəl 1-də verilmişdir. Molyar kütlə dəniz səviyyəsində 28,96442 kq/mol-a bərabərdir.

Real havanın tərkibinə dəyişkən qazlar: azot, oksigen, arqon, helium, hidrogen, neon, kripton və ksenon daxildir. Homosfer hüdudlarında bu qazların faiz tərkibi vahid həcmdə dəyişməz qalır, qazların konsentrasiyası isə hündürlük artdıqca, atmosferin ümumi sıxlığının azalması ilə birlikdə azalır.

İkinci qrup qazlar isə havada az miqdardadır və onları atmosfer qarışığı da adlandırırlar. Bunlara **su buxarı, ozon, karbon qazı, azot oksidi** daxildir.

Su buxarı atmosfərə yer səthindən, rütubətli torpaqdan və bitki örtüyündən suyun buxarlanması nəticəsində daxil olur. Onun miqdarı dəyişkəndir: hündürlük artdıqca və materiklərin dərinliyinə doğru tədricən azalır. Su buxarının maksimal miqdarı yüksək temperaturlarda dəniz üzərində öz həcmnin yalnız 4%-ə qədərini təşkil edə bilər.

## Cədvəl 1

### Atmosferin qaz tərkibi

Qazın Adı	Miqdarı (%)	Molekul çəkisi
1. Azot	78,09	28,16
2. Oksigen	20,95	32,00
3. Arqon	0,93	39,94
4. Karbon qazı	0,03	44,01
5. Neon	$1,8 \cdot 10^{-3}$	20,18
6. Helium	$5,24 \cdot 10^{-4}$	4,00
7. Kripton	$1,0 \cdot 10^{-4}$	83,8
8. Hidrogen	$5,0 \cdot 10^{-5}$	2,0
9. Ksenon	$2 \cdot 10^{-6}$	131,3



10. Ozon	$1,0 \cdot 10^{-6}$	48,00
----------	---------------------	-------

Karbon qazı yanma və çürümə zamanı yaranır. Onun orta miqdarı həcm üzrə 0,0314% təşkil edir. Sənaye rayonlarında o, Arktika və Antarktidada olduğundan iki dəfə çoxdur. Sənayenin sürətli inkişafı və çoxlu miqdarda yanacaqın yanması nəticəsində son 100 ildə havada karbon qazının miqdarı 10% artmışdır. Hesablamalara görə, 2015-ci ildə onun konsentrasiyasının 30-40%-ə çatması gözlənilir.

Su buxarı və karbon qazı yer səthindən şüalanan infraqırmızı radiasiyanı udaraq atmosferi «isidir». Bu istilik yerüstü havanın qızmasına sərf olunaraq müəyyən miqdarda yer səthinə qayıdır və gecə saatlarında güclü soyumanın qarşısını alır.

Atmosferin tərkibində **ozon** qatı 50 km hündürlüyə qədər yayılır. Ozon ( $O_3$ ) xarakterik iyi olan rəngsiz qazdır. Yer kürəsində həyatın olmasında ozonun böyük əhəmiyyəti vardır. Normal atmosfer təzyiqi şəraitində (760 mm.c.s)  $0^{\circ}C$ -də ozonun qalınlığı cəmi 3 mm təşkil edir. Yerüstü hava qatında ozonun miqdarı çox azdır (ümumi həcmə milyonda bir faizini təşkil edir). Onun miqdarı hündürlük artdıqca çoxalır və 25 km-lik səviyyədə maksimal konsentrasiyası müşahidə olunur. Bu qaz yer səthinə daxil olan Günəş enerjisinin 4%-ni udur və udulan enerji atmosferin isinməsinə sərf olunur.

Qazlardan başqa atmosferdə həm sənaye, həm də təbii mənşəli kiçik maye və bərk hissəciklər də vardır. Bunlara toz, tüstü, dəniz duzu, dağ suxurlarının hissəcikləri və s. aiddir. Hava axınları vasitəsilə onlar böyük məsafələrdə hərəkət edərək kondensasiya nüvəsi rolunu oynayırlar. Bərk və maye qarışıqlar Günəş radiasiyasını zəiflətməklə, görünüş məsafəsini xeyli aşağı sala bilirlər.

Atmosfer kütləsinin 50%-i aşağı 5 km-lik qatda, 75%-i 10 km-ə qədər, 90%-i 16 km-ə qədər, 95%-i 20 km-ə qədər və 99%-i 30-35 km-ə qədər olan qatda cəmlənmişdir.

Homosferdən yuxarıda 800-1000 km olan hündürlükdə **heterosfer** qatı yerləşir. «Hetero» müxtəlif, «sfera» isə təbəqə deməkdir. Bu qatın qaz tərkibi hündürlük artdıqca, daha yüngül qazların artması, bununla əlaqədar molyar kütlənin azalması ilə xarakterizə olunur. Bu qatda Günəşin rentgen və ultrabənövşəyi şüalarının təsiri nəticəsində fotokimyəvi və ionlaşma prosesləri baş verir, qaz molekulları atomlara ayrılır, ion və elektron elektrik hissəcikləri yaranır.

Qeyd olunduğu kimi, atmosfer Yer kürəsində və həmçinin planetimizdə bütün canlıların mövcud olmasında böyük rol oynayır. Buna görə də atmosferin və onda baş verən hadisələrin öyrənilməsi arasıkəsilmədən aparılmalıdır.

Atmosfer özünün qaz tərkibinə və fiziki xassələrinə görə bircins mühit deyildir. Onun quruluşunun və ya təbəqələrə bölünmə prinsiplərinin bir neçə sxemi mövcuddur:

1. Qazların tərkibinə görə (homosfer, heterosfer);
2. Atmosferin yer səthi ilə qarşılıqlı təsirinə görə (sərhəd təbəqəsi, sərbəst atmosfer);
3. Atmosferin uçan aparatlara göstərdiyi təsirə görə (yerüstü təbəqə, kosmik fəza);
4. Atmosferdə temperaturun şaquli dəyişməsinə (temperatur stratifikasiyasına) görə.

Havanın temperaturunun hündürlük üzrə paylanmasına əsaslanan sxem daha geniş yayılmışdır. Bu sxemə görə atmosfer beş əsas qata (təbəqəyə) bölünür: **troposfer**, **stratosfer**, **mezosfer**, **termosfer**, **ekzosfer** (şək. 1).

**Troposfer** – atmosferin ən aşağı qatıdır. Onun yuxarı sərhəddi qütb rayonlarında 8-10 km, mülayim enliklərdə 10-12 km, tropiklərdə 16-18 km-ə çatır. Troposferdə bütün atmosfer kütləsinin 80%-i, su buxarının isə 90%-i cəmlənmişdir. Burada havanın temperaturu hündürlük artdıqca hər 1000 metrə  $6,5^{\circ}\text{C}$  aşağı düşür və yuxarı sərhəddə minimuma çatır. Troposferin yuxarı sərhəddində havanın orta temperaturu  $-56^{\circ}\text{C}$  təşkil edir.

Troposfer təbəqəsində atmosfer təzyiqi çox sürətlə aşağı düşür. Yuxarı sərhəddə təzyiq yerüstü səthdə olduğundan 4 dəfə azdır. Troposfer özü 3 əsas təbəqəyə bölünür:

1. Aşağı
2. Orta
3. Yuxarı troposfer

**Aşağı** və ya **sərhəd təbəqəsi** Yer səthindən 1,0-1,5 km hündürlüyədək yayılmışdır. Burada yerüstü təbəqənin istilik və mexaniki təsiri özünü kəskin sürətdə biruzə verir. Bu qatda atmosfer parametrləri daha kəskin tərəddüdlərə məruz qalırlar, aşağı buludluluq və dumanlar, hündürlüyə görə küləyin sürətinin daha çox dəyişməsi, görünüşü zəiflədən hadisələr, toz tufanları və s. müşahidə edilirlər.

**Orta təbəqə** isə 6-8 km hündürlüyədək yayılmışdır. Bu təbəqədə yer səthinin təsiri azalır. İlin isti dövründə  $0^{\circ}\text{C}$  izotermi bu təbəqədən keçdiyinə görə burada buludlar su damcıları və buz kristallarından ibarət olur.

**Yuxarı təbəqə** orta təbəqənin üzərində yerləşməklə, tropopauzaya qədər yayılır. Bu təbəqədə yer səthinin təsiri daha çox azalmaqla, havanın temperaturu həmişə mənfi olur. Yuxarı təbəqədə daha yüksək buludluq müşahidə olunur .

Troposfer və **stratosfer** qatları arasında keçid təbəqəsi - **tropopauza** yerləşir, onun şaquli hündürlüyü 1-4 km-ə çatır. Bu təbəqədə temperatur hündürlük artdıqca çox az dəyişir, hündürlüyü qütblərdən ekvatora doğru artır. Lakin,  $30-40^{\circ}$  enlikdə kəskin dəyişərək, bəzən, parçalanmaya məruz qalır.

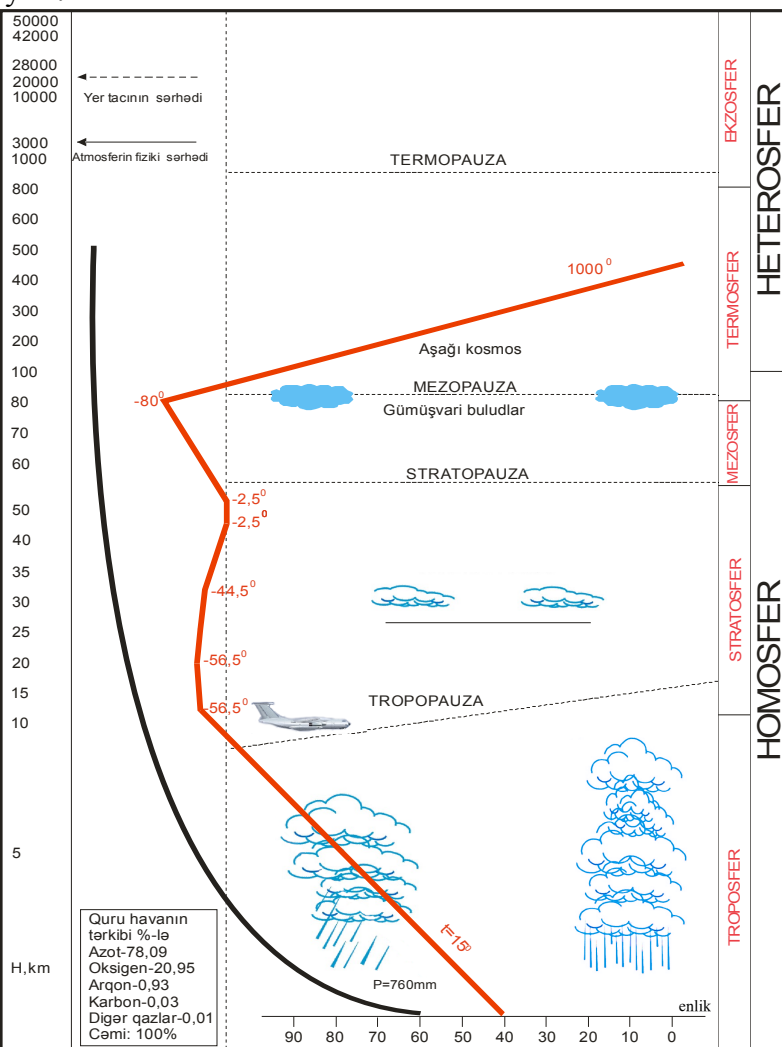
Troposferdə külək hündürlük artdıqca güclənir, tropopauzanın aşağı hissəsində küləyin sürəti maksimuma çatır ( $\geq 100$  km/saat və artıq), bununla da intensiv yırgalanmalar müşahidə olunan şırnaqlı axınlar yaranır. Şimal yarımkürəsində ilin bütün mövsümlərində qərb küləkləri üstünlük təşkil edir.

Atmosferin troposferdən sonrakı təbəqəsi stratosferdir. **Stratosfer** - tropopauzanın üzərində yerləşməklə, 50-55 km hündürlüyə qədər yayılır. Bu qata atmosferin ümumi kütləsinin

cəmi 20%-i daxildir. Stratosferi iki hissəyə: **aşağı və yuxarı** hissələrə bölmək olar.

Aşağı stratosferdə (20 km hündürlüyə qədər) əsasən izotermiya və zəif inversiya müşahidə olunur. Daha yuxarı hündürlüklərdə temperatur hər 1000 m-də  $3^{\circ}\text{C}$  artır. Bu təbəqədə havanın orta temperaturu  $0^{\circ}\text{C}$ -yə yaxındır.

Yuxarı stratosferdə temperaturun artması ozonun Günəşin ultrabənövşəyi şüalarını və su buxarının infraqırmızı radiyasısını udması ilə əlaqəlidir. Beləliklə də, atmosferdə ozonun payı su buxarının payından artıq olur. Bu təbəqəyə **ozonosfer** qatı da deyilir.



## **Şək. 1. Temperatur stratifikasiyasına görə atmosferin təbəqələri**

Stratosferdə buludluluğun yaranması nadir hadisə hesab edilir. Yalnız sədəfvari buludlar istisna təşkil edir. Bu buludlar parlaq, rəngarəng və çalarlı olduqlarına görə belə adlanırlar. Onlar adətən Skandinaviya, Şimali Ural və Sibirin şimal ətraflarında 21-30 km hündürlükdə müşahidə olunurlar. Stratosferdə külək özünəməxsus xüsusiyyətlərə malikdir. Qərb küləyinin sürəti hündürlük artdıqca azalmaqla, 18-21 km-lik qatda minimal həddə çatır. Daha yuxarı hündürlükdə küləyin sürəti yenidən artır, yayda isə qərb küləyi şərq küləyi ilə əvəz olunur. Stratosferdə kəskin istiləşmə də mümkündür. Bu hal ən çox yanvar və fevralda, ən az isə noyabr, dekabr və mart aylarında baş verir. İstiləşmənin davamiyyəti 20-25 km hündürlükdə 7-12 sutka təşkil edir, temperaturun orta artımı  $26^{\circ}\text{C}$ -yə bərabərdir. Stratosfer və ondan sonra gələn mezosfer qatı arasında **stratopauza** yerləşir. Bu qatda temperaturun artması onun azalması ilə əvəz olunur.

**Mezosfer** – 55 km-dən 85 km-dək hündürlükdə yerləşir. Onun kütləsi atmosferin ümumi kütləsinin 0,3%-ni təşkil edir. Mezosferdə havanın temperaturu orta hesabla hər 1000 m-də  $3,5^{\circ}\text{C}$  aşağı düşür. Burada havanın minimal temperaturu mənfi  $86^{\circ}\text{C}$  təşkil etməklə, atmosfer təzyiqi və havanın sıxlığı azalır. Mezosferin yuxarı sərhəddində gümüşvari buludlar müşahidə olunur. Onların ən çox təkrarlanması iyul-avqust aylarına təsadüf edir. Gümüşvari buludların üfüqi paylanması çox vaxt 100-300 km, nadir hallarda 500-800 km, şaquli paylanması isə 1-3 km təşkil edir. Bu buludlar şərqdən qərbə doğru 40-60 km/s sürətlə hərəkət edirlər. Mezosferin hüdudlarında hətta meteoritlərin yanması da müşahidə olunur.

**Mezopauza** – atmosfer hüdudlarında havanın minimal temperatur səviyyəsidir və mezosferlə termosferi bir-birindən ayırır.

**Termosfer** – atmosferin 80-85 km-dən 800 km-dək yerləşən təbəqəsidir. Onun payına atmosferin ümumi kütləsinin cəmi 0,05%-i düşür. Kinetik temperatur (hava molekullarının istilik hərəkəti ilə müəyyən olunan temperatur) 250-300 km-dək artır və sonra isə dəyişməz qalır. Termosferdə aktiv olaraq ionlaşma prosesləri baş verir. İonlaşdırıcı amillərə Günəş, rentgen və ultrabənövşəyi şüalar, korpuskulyar günəş axınları, kosmik şüalar və meteor hissəcikləri daxildir.

Burada maksimal **elektron konsentrasiyasına** malik 4 sahə mövcuddur:

- D təbəqəsi: Gündüz vaxtı 50-90 km hündürlükdə əmələ gəlir, gecə bu təbəqə yoxa çıxır (ion konsentrasiyası  $1 \text{ m}^3$ -də bir neçə onluqdan bir neçə minliklərədək);

- E təbəqəsi: 105-170 km-də yerləşir və 30-40 km qalınlığa malikdir (ion konsentrasiyası  $1 \text{ m}^3$ -də  $2 \cdot 10^5$ );

- F<sub>1</sub> təbəqəsi: 150-170 km hündürlükdə yerləşir (ion konsentrasiyası  $1 \text{ m}^3$ -də  $10^6$ );

- F<sub>2</sub> təbəqəsi: 250-270 km hündürlükdə yerləşir (ion konsentrasiyası  $1 \text{ m}^3$ -də  $10^6$ ).

Atmosfer hüdudlarında ionlaşmış sahə **ionosfer** adlanır. İonosfer çox mürəkkəb, bircins olmayan və zamana görə qeyri-sabit bir mühitdir. Xüsusən maqnit qasırğaları zamanı ionosferdə əhəmiyyətli dəyişikliklər baş verir.

İonosfer radiodalğaların yayılmasına da əhəmiyyətli dərəcədə təsir göstərir. Belə ki, onun sayəsində kiçik gücə malik ötürücülərin böyük məsafələrdə qısa dalğalarla radioəlaqələr yaratması mümkündür.

Termosferin aşağı qatlarında qütb parıltıları müşahidə olunur. 800 km hündürlükdə termosferlə ekzosferi ayıran **termopauza** yerləşir. Havanın temperaturu bu qatda maksimum həddə çatır ( $+1200^{\circ}\text{C}$ ).

**Ekzosfer** – atmosferin kəskin şəkildə boşalmış xarici qatıdır. Bu qatda qaz hissəcikləri yüksək temperatur şəraitində ikinci kosmik sürətlə kosmik fəzaya uçurlar. Kosmosdan Yer atmosferinə toqquşma zamanı ikinci kosmik sürəti zəiflədən hissəciklər daxil olurlar. Bu proses bütövlükdə eyni çəkildir. Yəni, atmosferdən gedən hissəciklərin sayı atmosfərə daxil olan hissəciklərin sayına bərabər olur. Temperaturun stratifikasiyasına görə atmosferdə ayrılan təbəqələr cədvəl 2- də verilmişdir.

Atmosferin 1000 km-dən 22000-24000 km-ə qədər hündürlükdə yerləşən qatı **Hekorona** adlanır. Artıq onun hüdudlarında süni peyklərin hərəkət sürətlərinin azalması müşahidə edilir. Aparatların uçuş şəraitindən asılı olaraq fəzanı aşağıdakı hissələrə bölmək olar:

- hava mühiti – yer səthindən 65 km hündürlüyə qədər;
- yerüstü kosmik fəza – 65 km-dən 150 km-dək;
- yaxın kosmos – 150 km-dən 1000 km-dək;
- uzaq kosmos – 1000 km-dən 930000 km-dək.

**Cədvəl 2**

**Temperatur stratifikasiyasına görə atmosfer təbəqələri**

Təbəqələr	Temperatur, °C	Yuxarı və aşağı sərhəddin orta hündürlüyü, (km)	Keçid təbəqələri
Troposfer	-56	0 – 11	Tropopauza
Stratosfer	0	11 – 55	Stratopauza
Mezosfer	-86	55 – 80	Mezopauza
Termosfer	+1200	80 – 800	Termopauza
Ekzosfer	>1200	800-dən yuxarı	–

Yerüstü kosmik fəza, uzaq və yaxın kosmos bir anlayış ətrafında birləşməklə, **Yerətrafi kosmik fəza** adlanır. Atmosferdə 930000 km-dən yüksəkdə isə planetlərarası **kosmik fəza** sayılır.

Havanın sıxlığı uçuş aparatlarının fəzaya qalxmasına imkan verir. Adi aerodinamik təyyarələrin 30-35 km hündürlüyə qədər qalxması mümkündür. 30 km-dən 65 km-dək olan hündürlüklərdə hipersəsli aerodinamik təyyarələr uça bilirlər.

Atmosferin yerətrafi kosmik fəza qatında aerodinamik qalxma qüvvəsi o qədər kiçikdir ki, ondan yalnız kosmik aparatlar və orbital raketlərin manevr yerinə yetirməsi üçün istifadə olunur.

**Yaxın kosmosda** havanın sıxlığı çox azdır və ətraf mühitin təsiri demək olar ki, yoxdur. Burada uzun müddətli orbital uçuşlar mümkündür. Radiasiya təhlükəsinin az olması səbəbindən bu təbəqədən aşağıda uçuşların həyata keçirilməsi üçün əlverişli şərait mövcuddur. Radiasiya və meteor təhlükəsi mövcud olduğuna görə uzaq kosmos daha mürəkkəb uçuş şəraiti ilə xarakterizə olunur.

## **Atmosferin tədqiqat metodları**

Atmosfer və onda baş verən hadisələrin öyrənilməsi bir neçə əsr davam etsə də, bu tədqiqatlar Yərə yaxın qatla məhdudlaşdı. Ancaq, XIX əsrin sonunda təyyarənin və radionun kəşfindən sonra atmosferi Yərə yaxın qatla bərabər müxtəlif hündürlüklərdə müntəzəm şəkildə öyrənməyə başladılar. Atmosferin quruluşu və fiziki xüsusiyyətləri haqqında məlumatlar almaq üçün **birbaşa və dolaylı metodlardan** istifadə olunur.

**Birbaşa metodlar** Yer üzərində və hündürlüklərdə radiozondlar, təyyarələr və raketlərlə qaldırılan cihazlar vasitəsilə atmosferin parametrlərini ölçməyə imkan verir. 1930-cu ildə atmosferi öyrənməyin yeni – **radiozond metodu** yarandı. **Radiozond** aeroloji cihaz olaraq, temperatur, təzyiq və rütubətliyi ölçən mikrosxemlərdən, kod qurğusundan və radioötürücüdən ibarətdir. Radiozondlu sərbəst uçuşa qaldırmaq üçün xüsusi şərlərdən istifadə olunur. Müxtəlif hündürlüklərdə ölçülmüş meteoroloji elementlər haqqında məlumatlar radiosiqnallar vasitəsi ilə Yərə ötürülür, xüsusi kodlarla açılır və təhlil edirlər.

**Dolaylı metodlarla** atmosferin müxtəlif qatları öyrənilir. Sədəfvari və gümüşvari buludlar, meteoritlərin izləri, radio və səs dalğalarının yayılması və başqa müşahidələr aparmaqla, havanın



tərkibi, temperaturu, təzyiqi, rütubətliyi və hava axınları haqqında məlumat almaq olur.

## Atmosferin təzyiqi və kütləsi

Q. Qaliley göstərmişdir ki, hava kütlədir və o, müəyyən ağırlığa malikdir. Onun tərəfindən havanın sıxlığı da qiymətləndirilmişdir, lakin bu kəmiyyət o qədər də düzgün olmamışdır. Hesablamalar zamanı yer səthində havanın sudan 780 dəfə yüngül olduğu nəzərə alınmalıdır.

Torriçelli göstərmişdir ki, hava sütununun çəkisini civə sütununun çəkisi ilə bərabərləşdirmək olar. Müxtəlif formalı, lakin oturacaq sahələri eyni olan qablarda civə sütununun hündürlüyü dəyişməz qalır. Buradan mühüm bir nəticə çıxarmaq olar: hava sütununun çəkisinin (P) təsir etdiyi səthin sahəsinə ( $\delta s$ ) olan nisbəti səthin sahəsindən asılı deyil və bu kəmiyyət **atmosfer təzyiqi** adlanır. İstənilən səthdə atmosfer təzyiqini aşağıdakı düsturla təyin etmək olar:

$$P = \lim_{\delta s \rightarrow 0} \frac{F}{\delta s} \text{ (N/m}^2\text{)}.$$

Sıxlığı  $13.29 \text{ q/sm}^3$ , vahid en kəsiyi  $1 \text{ sm}^2$  olan civə sütununun hündürlüyü  $760 \text{ mm}$  təşkil edir və eyni en kəsiyi olan hava sütunun çəkisinə bərabərdir. Yer kürəsinin hər kvadrat metrinə hava sütununun aşağıdakı ağırlıq qüvvəsi təsir edir:

$$P = 9.8 \cdot 13290 \cdot 0.76 \cdot 10.000 = 101000 \text{ N.}$$

Deməli, hər hansı  $P_s$  yer səthində atmosfer təzyiqi  $101004 \text{ N/m}^2$  olmalıdır. Aydın ki, vahid en kəsiyə malik olan hava sütununun kütləsini də (M) aşağıdakı düstura uyğun təyin etmək olar:

$$M = \frac{Dc}{g} .$$

Vahid en kəsiyə malik olan hava sütununun çəkisini yer səthinin sahəsinə ( $4\pi R^2 = 5.1 \cdot 10^{14} \text{ m}^2$ ) vuraraq, atmosferin kütləsini təyin edə bilərik:

$$M = 5.1 \cdot 10^{18} .$$

Vahid en kəsiyə malik olan hava sütununun kütləsini bilərək və hesab edərək ki, atmosferin sıxlığı sabitdir ( $1.28 \text{ kq/m}^3$ ), onda vahid en kəsiyə malik olan sütununda hava qatının hündürlüyünü hesablamaq olar. Bu hündürlük, **bircins atmosferin hündürlüyü (H)** adlanır və bu günə kimi elmi və praktiki məsələlərin həlli zamanı atmosfer hündürlüyünün miqyası kimi qəbul olunur. **H** aşağıdakı düstur vasitəsilə hesablanır:

$$H = \frac{M}{\rho} = \frac{Dc}{\rho g} = \frac{RT}{g} \text{ (m)} .$$

burada,

R – universal qaz sabiti , T – havanın temperaturu, g – sərbəstdüşmə təcilidir.

Bircins atmosferin hündürlüyü təqribən 8000 m bərabərdir.

Yer səthində və atmosferdə yerləşən cisimlərə atmosfer öz ağırlığı ilə təzyiq göstərir.

**Atmosfer təzyiqi**, yaxud havanın təzyiqi, hər hansı bir səviyyədə atmosferin yuxarı sərhəddinə qədər en kəsiyi  $1 \text{ sm}^2$  olan hava sütununun çəkisinə deyilir. Atmosfer təzyiqi adətən mm civə sütununun hündürlüyü ilə ölçülür. Dəniz səviyyəsində normal atmosfer təzyiqi, beynəlxalq SGS sistemi üzrə, orta hesabla 760 mm.c.s və ya 1013 hPa-a bərabərdir. Hesablamalarda dəniz səviyyəsi olaraq Baltik dənizinin səviyyəsi götürülür. Beynəlxalq vahidlər sistemində ( SI ) atmosfer təzyiqi hektopaskalla ölçülür:

1 mm civə sütunu = 1,33 (hPa), 1 hPa = 0,75 mm civə sütunu təşkil edir.

Meteoroloji məntəqələrdə atmosfer təzyiqi civəli barometr və barometr-aneroidlə ölçülür. Bundan başqa atmosfer təzyiqini təyin etmək üçün xüsusi lentə yazan baroqraf cihazından da istifadə edilir. Ölçmədən sonra faktiki atmosfer təzyiqinin kəmiyyəti dəniz səviyyəsinə gətirilir. Bu isə öz növbəsində təzyiq paylanmalarını təyin etməyə xidmət edir. Dəniz səviyyəsinə gətirilmiş və sinoptik xəritəyə köçürülmüş atmosfer təzyiqi haqqında məlumatlar bir-biri ilə müqayisə edilir və araşdırmalar aparılır. Atmosfer təzyiqini dəniz səviyyəsinə gətirmək üçün məntəqənin hündürlüyü (h) və həmin hündürlükdə atmosfer təzyiqi ( $P_h$ ) məlum olmalıdır. Bundan sonra dəniz səviyyəsindəki təzyiq  $P_0$  tapılır (QNH). Eyni ilə bu qayda ilə qalxma-enmə zolağı səviyyəsi üçün atmosfer təzyiqi hesablanır (QFE). Uçan aparatların enməsi üçün atmosfer təzyiqi heyətə qalxma-enmə zolağının səviyyəsində mm.c. sütunu və hPa – la verilir. Atmosfer təzyiqi müntəzəm olaraq dəyişir, tərəddüd edir. Yer üzərində dəniz səviyyəsinə gətirilmiş, qeydə alınmış ən alçaq atmosfer təzyiqi təxminən 887 hPa, ən yüksək təzyiq isə 1078 hPa-dır.

Atmosfer təzyiqinin hündürlüyə görə dəyişməsi aşağıdakı **barometrik tənliklə** təyin olunur:

$$Z_2 - Z_1 = \left( \frac{RT}{g} \right) \cdot \ln \left( \frac{P_2}{P_1} \right),$$

burada,

$Z_1$  və  $P_1$  - aşağı səthdəki hündürlük və təzyiq;  $Z_2$  və  $P_2$  – uyğun olaraq yuxarı səthdəki hündürlük və təzyiq; R - universal qaz sabiti olmaqla,  $2,87 \cdot 10^6$  sm/c<sup>2</sup>·dərəcə; g - ağırlıq qüvvəsinin təcili; T - atmosferdə  $Z_2$ - $Z_1$  təbəqələrinin orta mütləq temperaturu; ln - natural loqarifmin işarəsidir.

Əgər yer səthində ( $P_1$ ) və hər hansı bir hündürlükdə yerləşən məntəqədə ( $P_2$ ) atmosfer təzyiqini, həmçinin yer səthindən  $Z_2$  səviyyəsində olan orta temperaturu (T) bilsək, onda, məntəqənin

hündürlüyünü təyin etmək olar. Bu halda barometrik tənlik aşağıdakı şəkllə düşər:

$$Z = \left( \frac{RT}{g} \right) \ln \left( \frac{P_2}{P_1} \right).$$

Atmosfer təzyiqinin hündürlüyə görə dəyişməsinə barik pillə xarakterizə edir. Şaquli istiqamətdə qalxdıqda və ya düşdükdə atmosfer təzyiqinin 1 hPa dəyişməsi üçün lazım olan hündürlüyə **barik pillə** deyilir və verilmiş tənliklə təyin olunur:

$$h = \left( \frac{8000}{D} \right) \cdot (1 + 0.004t),$$

burada,

P və t – qalınlığı h olan qatda orta atmosfer təzyiqi və havanın temperaturudur.

Barik pillə atmosfer təzyiqi ilə tərs mütənəsbdir. Hündürlük artdıqca barik pillə də artır, çünki bu zaman atmosfer təzyiqi azalır. Bu onunla izah olunur ki, yuxarı qalxdıqca atmosfer təzyiqi azaldığından təzyiqin vahid dəyişməsi üçün daha çox şaquli məsafə qət etmək lazımdır. Barik pillə havanın temperaturu ilə düz mütənəsbdir, ona görə də isti hava kütlələrində hündürlüyə görə təzyiqin azalması soyuq hava kütlələrində təzyiqin azalmasına nisbətən ləng gedir.

### Cədvəl 3

#### İzobarik səthlər üçün fərqli temperatur şəraitlərində barik pillənin hündürlüyü, m

Təzyiq, hPa	Temperatur, °C				
	-40	-20	0	20	40
1000	6,7	7,4	8,0	8,6	9,3
500	13,4	14,7	16,0	17,3	18,6

100	67,2	73,6	80,0	86,4	92,8
-----	------	------	------	------	------

Cədvəl 3-dən göründüyü kimi, barik pillə yer səthində az dəyişir və orta hesabla 8 m/1hPa, ancaq hündürlük artdıqca o, çoxalır və 5 km-də 15 m, 16 km-də isə 70-80 m təşkil edir. Baxmayaraq ki, yer səthində barik pillənin dəyişməsi cüzdür, ancaq onun havanın vəziyyətini təhlil etmək və hava proqnozunu tərtib etmək üçün böyük əhəmiyyəti vardır. Bunun üçün təzyiqin son 3 saat ərzində dəyişməsinə bildirən **barik tendensiya** kəmiyyətindən istifadə olunur. Atmosfer təzyiqi aşağı düşürsə, barik tendensiya mənfi, əksinə, təzyiq artırsa, barik tendensiya müsbət olacaqdır.

Sinoptik xəritələrdə atmosfer təzyiqi sahələrini təhlil etmək üçün eyni təzyiqli nöqtələri birləşdirən qapalı səlis əyri xətlər çəkilir və bu xətlər **izobarlar** adlanırlar. İzobarlar hər 5 hPa-dan bir çəkilirlər. Bəzən, operativ praktikada mikrodairəvi xəritələrdə izobarlar 2,5 hPa-dan bir keçirilir. Bu isə öz növbəsində, təzyiq mərkəzlərinin daha yaxşı aşkarlamağa imkan verir.

## Statikanın əsas tənliyi və barik qradient qüvvəsi

Oturacağında vahid sahəyə malik, blok formasında, sıxlığı  $\rho$  və hündürlüyü  $\Delta z$  olan hava həcmnin dayanıqlılıq halında qalması üçün ona təsir edən iki qüvvənin bərabərliyi lazımdır. Onlardan biri - ağırlıq qüvvəsi  $P = mg$  və yaxud  $P = \rho g \Delta z$  aşağı yönəlmişdir.

İkinci qüvvə isə təzyiq fərqləri nəticəsində yaranır: blokun yuxarı səthində təzyiq  $P + \Delta P$ , aşağı səthində isə  $P$  təşkil edir. Tarazlıq halında təzyiq qüvvəsi  $P$  yuxarı yönəlməlidir.

Qüvvələrin istiqamətini nəzərə alaraq tarazlıq səthlərini aşağıdakı kimi yazmaq olar:

$$(P + \Delta P) + \rho g \Delta z - P = 0 \quad \rightarrow \quad \Delta P = - \rho g \Delta z$$

Riyazi differensial metodlardan istifadə edərək atmosferin sonsuz dərəcədə nazik qatı üçün **statika tənliyini** belə yaza bilərik:

$$\frac{dP}{dz} = -g\rho,$$

burada ,

$\frac{dP}{dz}$  - atmosfer təzyiqinin z qatında dəyişməsi;

$g$  – sərbəstdüşmə təcili;

$\rho$  – atmosferin sıxlığıdır.

Statika tənliyi vasitəsilə aşağıdakı əsas məsələləri həll etmək olar: istənilən z səthi üçün həmin səthdən yuxarıda yerləşən atmosfer kütləsini aşağıdakı düsturla hesablamaq olar:

$$M(z) = \frac{\rho(z) \cdot z}{g} = \int_z^{\infty} \rho dz \cdot$$

Statika tənliyinin köməyi ilə atmosfer sütununda havanın potensial enerjisini təyin etmək olar:

$$E_p = \int_0^{\infty} \rho g dz \cdot$$

Əgər potensial enerjini təzyiq qüvvəsinin işi ilə

$$A = \int_0^{\infty} P dz$$

və atmosfer sütunun istilik tutumu ilə

$$\int_0^{\infty} \rho T dz$$

əlaqələndirsək, bunları aşağıdakı şəkildə ifadə etmək olar:

$$E_p = \int_0^{\infty} \rho g dz = - \int_0^{\infty} z \frac{dP}{dz} dz = - z p \Big|_0^{\infty} + \int_0^{\infty} P dz = A = R \int_0^{\infty} \rho T dz \cdot$$

Bu düstur göstərir ki, vahid atmosfer sütunu qızan zaman təzyiqli qüvvəsi genişlənmə işi görür və bunun nəticəsində atmosfer sütununun potensial enerjisi artır. Bu enerjinin müəyyən hissəsi atmosfer axınlarına (küləklərə) sərf olunur.

İki coğrafi nöqtə arasındakı təzyiqli fərqlərinin həmin nöqtələr arasındakı məsafəyə nisbətində **barik qradient** deyilir. Barik qradienti riyazi formada aşağıdakı kimi yazmaq olar:

$$\frac{\partial P}{\partial \mathbf{n}} = \left\{ \frac{\partial P}{\partial x}, \frac{\partial P}{\partial y}, \frac{\partial P}{\partial z} \right\}.$$

Meteorologiyada, adətən, standart koordinatlar sistemi tətbiq olunur: X oxu en dairələrinə paralel olaraq şərqə, Y oxu meridian üzrə şimala, Z oxu isə - şaquli yuxarıya, zenitə doğru yönəlir. X oxu üzrə vektor dəyişmələri – **zonal**, Y oxu üzrə isə - **meridional** adlanır.

Barik qradient qüvvəsi yüksək təzyiqli ərazilərdən alçaq təzyiqli ərazilərə doğru yönəlir. Üfüqi barik qradientin kəmiyyətini qiymətləndirmək üçün izobarlara perpendikulyar iki nöqtə arasındakı təzyiqli fərqləri bu nöqtələr arasındakı məsafəyə bölünür:

$$\text{grad } P = \nabla P = \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial P}{\partial y},$$

və yaxud,

$$\text{grad } P = |\nabla P| = \frac{\Delta P}{\Delta s} \text{ hPa/100 km.}$$

**Havanın sıxlığı**

Hava kütləsinin onun həcminə olan nisbətində **havanın sıxlığı** deyilir və  $q/m^3$ -lə ölçülür.

Meteoroloji məntəqələrdə havanın sıxlığı bilavasitə ölçülmür, ancaq atmosfer təzyiqi və temperatur məlum olarsa, bu halda o, hesablanı bilər:

$$\rho = \frac{P}{RT} = \frac{P}{R(273 + t)}$$

burada,

P - atmosfer təzyiqi,

R - universal qaz sabiti (quru hava üçün qaz sabiti 287 C/kq.dərəcə, rütubətli hava üçün isə 465 C/kq.dərəcə - dir.),

T- mütləq temperatur,

t - havanın temperaturudur.

Havanın sıxlığı  $0^{\circ}C$  temperatur və normal atmosfer təzyiqi (1013 hPa) şəraitində  $1293 q/m^3$  -a bərabərdir. Müxtəlif temperatur və təzyiq şəraiti üçün havanın sıxlığı cədvəl 4-də göstərilmişdir.

Avropada havanın orta sıxlığı yer səthi səviyyəsində  $1258 q/m^3$ , 5 km yüksəklikdə  $411 q/m^3$ , 20 km yüksəklikdə isə  $87 q/m^3$ -a bərabərdir.

Qışda havanın temperaturu alçaq olduğu üçün onun sıxlığı daha çox olur. Atmosferdə havanın sıxlığı hər bir qazın sıxlığı kimi temperatur və təzyiqdən asılıdır və bu asılılıq **Boyl-Mariott və Gey-Lüssakın** əsas qaz qanunlarını birləşdirən **Klapeyron tənliyi** ilə ifadə olunur:

$$P_v = RT,$$

burada,

P- təzyiq,

v- qazın xüsusi həcmi (qaz kütləsi vahidinin həcmi),

R – universal qaz sabiti,

T- mütləq temperaturdur.

**Cədvəl**

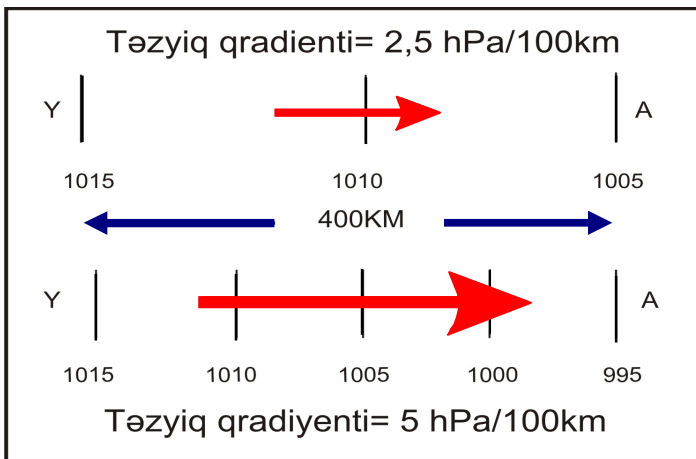


**Müxtəlif temperatur şəraitlərində havanın sıxlığının  
hündürlüyə görə dəyişməsi,  $q/m^3$**

$t, ^\circ C$ P, hPa	-60	-40	-20	0	20	40
200	327	299	275	255	238	223
500	818	748	648	548	597	556
1000	1715	1495	1376	1276	1190	1113

Havanın sıxlığı həmçinin havada olan su buxarından da asılıdır. Su buxarının sıxlığı quru havanın sıxlığından az olduğuna görə rütubətli havanın sıxlığı quru havanın sıxlığından az olur. Başqa sözlə, su buxarının sıxlığı quru havanın sıxlığına nisbətdə 0,622 - yə bərabərdir.

Sinoptik xəritələrdə izobarlar nə qədər sıx olarsa, barik qradientin kəmiyyəti də o qədər çox olar (şək. 2). Barik qradient siklonda onun mərkəzinə doğru, antisiklonda isə mərkəzdən ətrafa doğru istiqamətlənir.



**Şək. 2. Barik qradientin qiymətinin təyin edilməsi**

## Şaquli hərəkətlər

XX əsrin əvvəllərində atmosfer hadisələri öyrənilərkən əsas diqqət hava hissəciklərinin üfüqi hərəkətlərinə yetirilirdi. Lakin, qeyd etmək lazımdır ki, hava hissəciklərinin şaquli hərəkət sürəti, bəzən, üfüqi hərəkət sürətindən böyük olub, atmosfer proseslərinin inkişafında əhəmiyyətli rola malikdir.

Dağlıq rayonlarda, konvektiv hərəkətlərdə və bəzi digər hallarda atmosfer proseslərinin öyrənilməsində şaquli hərəkətlər hesablanır. Atmosferin şaquli hərəkətlərini öyrənərkən buludların və yağıntıların formalaşması proseslərini nəzərə almaq vacibdir.

Z sistemində şaquli sürət  $w = \frac{\partial z}{\partial t}$  (m/san, sm/san) zamana görə müəyyən hava hissəciyinin hündürlüyünün dəyişməsinə xarakterizə edir.  $w = \frac{\partial z}{\partial t} > 0$  olduqda, hava hissəciyinin hündürlüyü artır, yəni

hissəciyin hərəkəti **qalxan xarakterli** olur.  $w = \frac{\partial z}{\partial t} < 0$  olduqda isə

hava hissəciyinin hündürlüyü azalır, yəni hissəciyin hərəkəti **enən xarakterli** olur. P sistemində  $\tau = \frac{\partial P}{\partial t}$  (hPa/12saat) şaquli sürətin

analoqudur. P sistemində şaquli sürət hava hissəciyinin qalxması və ya enməsi zamanı onun təzyiqinin dəyişməsinə ifadə edir.  $\tau = \frac{\partial P}{\partial t} >$

olduqda, hava hissəciyində təzyiq azalır, yəni hissəciyin hərəkəti enən xarakterli olur.  $\tau = \frac{\partial P}{\partial t} < 0$  olduqda əksinə, hissəcikdə təzyiq

artır və hissəciyin hərəkəti qalxan xarakterli olur.  $w$  ilə  $\tau$  arasında əlaqə isə aşağıdakı kimi ifadə olunur:

$$\tau \approx \frac{dP}{dt} = \frac{\partial P}{\partial t} + u \frac{\partial P}{\partial x} + v \frac{\partial P}{\partial y} + w \frac{\partial P}{\partial z}.$$

Toplananların qiymətləndirilməsinə görə  $\frac{\partial P}{\partial z}$  kəmiyyətinin tənliyə daxil olan digər kəmiyyətlərdən çox böyük ( $10^4$  dəfə) olduğu məlum olduğu üçün  $\tau \approx w \frac{\partial \rho}{\partial z}$  qəbul etmək olar.

Atmosferin statika tənliyindən istifadə etməklə,

$$\tau = -\rho w z,$$

$$w = -\tau \frac{1}{\rho g}.$$

almış olaraq.

Adətən  $w$ -dan  $\tau$ -yə keçmək üçün əvvəlcədən hesablanmış

$$k_1 = -\rho g, \quad k_2 = -\frac{1}{\rho g}$$

əmsallarından istifadə edilir.

## Hava xəritələri və onların təhlil qaydaları

Məlumdur ki, hər hansı bir ərazidə hava şəraitinin xarakteri və xüsusiyyətləri, atmosfer cəbhələrinin vəziyyəti barik sistemin növü ilə müəyyən olunur.

Buna görə də, analizin mahiyyəti hava kütlələri, onların transformasiyasının xarakteri, barik sistemlər və onların hərəkət trayektoriyasının təyini, həmçinin atmosfer cəbhələrinin vəziyyətinin və növünün dəqiqləşdirilməsi və s. məcmusundan ibarətdir.

Atmosferdə baş verən prosesləri qavramaq və təsəvvür etmək, müəyyən vaxt ərzində proqnoz tərtib etmək üçün meteoroloji bölmələrdə olan bütün aerosinoptik materiallar tam təhlil edilməlidir.

Meteoroloji şəraitin analizi **yerüstü sinoptik xəritələrin** - əsas və dairəvi xəritələrin təhlili ilə başlanır, sonra barik topoqrafiya xəritələri, aeroloji diaqramlar, şaquli kəsiklər, maksimal külək xəritələrinin təhlili ilə başa çatır. Xəritələrin analizi və oxunması

orada qeyd olunmuş şərti işarələrin düzgün başa düşülməsindən ibarətdir. Şərti işarələrin sayı yüzdən çox olduğundan hava xəritələrini oxumağı öyrənmək ilk baxışdan göründüyü kimi bir o qədər də sadə iş deyildir. Bu məsələyə ciddi yanaşmaq lazımdır, əks halda hava xəritələrindən havanın dəyişməsi və hava şəraiti haqqında yalnız nəticələr çıxarıla bilər.

Hava xəritələrinə **sinoptik xəritələr** də deyilir, çünki onlar eyni zamanda böyük ərazidə, məkanda hava şəraitini izləməyə, proqnozlaşdırmağa imkan verirlər. Ardıcıl tərtib edilmiş bir neçə hava xəritəsi olarsa, atmosfer proseslərinin dəyişmə qanunauyğunluqlarını bilməklə, hava proqnozları tərtib etmək olar. Yer səthində aparılan meteoroloji müşahidələrin əsasında yerüstü sinoptik xəritələr tərtib olunur və onlar iki növ olurlar:

- **əsas sinoptik xəritələr;**
- **dairəvi sinoptik xəritələr.**

Əsas xəritələr saat  $00^{00}$ ,  $06^{00}$ ,  $12^{00}$  və  $18^{00}$  müşahidələrinin nəticələrinə görə tərtib edilirlər. Dairəvi xəritələr isə hər üç saatdan bir hazırlanır.

Sinoptik xəritələr əsas müddət üçün tərtib edilməklə, böyük əraziləri əhatə edir. Meteoroloji bölmələrdə əsas sinoptik xəritələr meteoroloji prosesləri təhlil etmək və hava proqnozları tərtib etmək üçün istifadə edilir.

Dairəvi xəritələr meteoroloji nöqtəyi-nəzərdən əsas hava xəritələrinə nisbətən, kiçik əraziləri əhatə edirlər. Onlar 6-12 saatlıq dövr üçün hava proqnozlarının və təhlükəli atmosfer hadisələri haqqında xəbərdarlıqların tərtibatında istifadə edilirlər.

Atmosferdə radiozond məlumatları nəticəsində hava xəritələri tərtib olunur və bu xəritələrə birinci növbədə barik topoqrafiya xəritələri aid olaraq, iki yerə bölünürlər: **mütləq və nisbi barik topoqrafiya xəritələri**. Bunlardan başqa hündürlük xəritələrinə maksimal külək xəritələri, buludluq zonalarının xəritələri və tropopauza xəritələri də aid edilir.

Mütləq barik topoqrafiya xəritələri izobarik səthlərdə geopotensial hündürlükləri, temperatur, havanın rütubətliyi və

külək haqqında məlumatları əks etdirirlər. Hava xidmətində aşağıdakı mütləq barik topoqrafiya xəritələri tərtib edilir:

MT<sub>1000</sub>, MT<sub>950</sub>, MT<sub>900</sub>, MT<sub>850</sub>, MT<sub>700</sub>, MT<sub>500</sub>, MT<sub>400</sub>, MT<sub>300</sub>, MT<sub>200</sub>, MT<sub>100</sub>, MT<sub>50</sub> hPa. Yuxarıda qeyd edilən izobarik səthlərin yerləşdikləri hündürlüklər uyğun olaraq cədvəl 5- də göstərilmişdir. Atmosferdə **izobarik səthlər** dəniz səviyyəsinə nəzərən paralel şəkildə yerləşirlər. İzobarik səthlər siklonik sahələrdə aşağı – qıfvari, antisiklonik sahələrdə isə yuxarı - qabarıq şəkildə əyilmiş olurlar. Beləliklə, barik sahələrin mərkəzində üfqi müstəvi səthə olan paralellik pozulmuş olur.

### Cədvəl 5

#### Əsas izobarik səthlər və onların hündürlükləri, km

Əsas izobarik səthlərdə təzyiq, (hPa)	Orta yüksəklik, (km)	Əsas izobarik səthlərdə təzyiq, (hPa)	Orta yüksəklik, (km)
1000	0	500	5.5
950	1.0	400	7.0
900	1.2	300	9.0
850	1.5	200	11.8
800	2.0	100	16.0
700	3.0	50	20.6
600	4.0		

Mütləq topoqrafiya xəritələrində izobarik səthlərin dinamik hündürlüklərini ifadə etmək üçün **geopotensiallardan** istifadə edilir. Vahid hava kütləsinin ilkin səviyyədə yuxarı izobarik səthlərə qalxması zamanı ağırlıq qüvvəsinə qarşı müəyyən iş görməlidir ki, ( $H=gz$ ) bu iş cazibə qüvvəsinin potensialı və yaxud **geopotensial** adlanır. Yuxarıda qeyd edildiyi kimi, geopotensiallar özləri **dinamik yüksəkliyi** ifadə edirlər. Geopotensial vahidi kimi

aerologiya və hava xidməti işində geopotensial metrərdən (gp.m) istifadə olunur. Məlumdur ki, ağırlıq qüvvəsinin (g) qiyməti 20 km hündürlüyədək 9,8-dən bir o qədər də fərqlənmir. Məhz bu az fərqlənməni nəzərə alaraq geopotensialı ölçmək üçün **geopotensial dekametr** (gp.dkm) anlayışından istifadə olunur. Təcrübi olaraq geopotensial əksər hallarda aşağıdakı düsturla hesablanır:

$$H = 6,74T \ln \frac{p_1}{p_2} .$$

1000 hPa-lıq izobarik səth orta hesabla dəniz səviyyəsinə yaxın və 500 hPa -lıq izobarik səth isə təqribən 5 km hündürlükdə yerləşdiyinə görə  $NT_{1000}^{500}$  xəritəsi troposferin aşağıdakı 5 km-lik qatının orta temperatur sahəsini xarakterizə edir və **nisbi topoqrafiya xəritəsi** adlanır. Bu xəritələr hava proqnozlarının tərtibində və atmosfer proseslərinin təhlilində çox geniş istifadə edilir.

Maksimal külək xəritələrini müxtəlif hündürlüklərdə güclü küləklər haqqında köməkçi hava xəritələri hesab edirlər. Bu xəritələr üzərində eyni sürətə malik olan maksimal külək sahələrini birləşdirən **izotax xətləri** çəkilir. Küləyin sürəti 30 m/san-dən çox olan ərazilərdə şirnaqlı axınların oxlarla istiqamətləri də göstərilir.

Buludluluq sahələrinin xəritələri Yerin süni peyklərinin məlumatları əsasında tərtib edilir. Onlar Yer kürəsinin böyük ərazilərində buludluğun paylanması və xarakteri haqqında məlumatlar əldə etməyə imkan verir. Bu məlumatlar elmi əhəmiyyətə malik olmaqla yanaşı, həm də aviasiya uçuşlarının təminatı zamanı da istifadə olunur. Xəritələrdə eyni buludluluğa malik olan sahələri birləşdirən səlis əyri xətlərə **izonef** deyilir.

Proqnoz xəritələrində yer səthində və hündürlüklərdə təzyiqlik, temperatur sahələrinin, küləyin və başqa meteoroloji elementlərin gələcək vəziyyəti çəkilir. Belə xəritələrin bir hissəsi ancaq aviasiya meteoroloji xidmət sahəsinə aid olduğuna görə onlara **aviasiya hava xəritələri** də deyilir. Bu cür xəritələr müəyyən bir rayonda və yaxud

marşrutlarda hava gəmisinin qarşısına çıxma bilən hava şəraitini daha yaxından öyrənməyə imkan verir.

Hava xəritələrinin ilkin təhlili aşağıdakı ardıcılıqdan ibarətdir:

İzoxətlərin (izobar, izotendensiya, izoterm, izohips və s.) çəkilməsi; yerüstü və 850 hPa xəritələrdə cəbhə xətlərinin çəkilməsi; yağıntı, duman zonalarının və digər hava hadisələrin aşkar edilməsi və onların müvafiq şərti işarə və rənglərlə fərqləndirilməsi; bir sıra zəruri qeydlərin aparılması (siklon, antisiklonların mərkəzlərinin göstərilməsi və onların yerdəyişmə istiqamətləri və s.); müxtəlif izobarik səviyyələrdə şəh nöqtəsi çatışmazlığının kəmiyyətinə görə rütubətli sahələrin aşkarlanması və müvafiq rənglərlə fərqləndirilməsi.

İlkin təhlil nəticəsində hava xəritələri əyani şəkllə düşməklə, meteoroloji kəmiyyətlərin fəzada dəyişmə qanunauyğunluqları tamamilə aydınlaşır. Məsələn, yerüstü hava xəritələrində izobarların (və yaxud mütləq topoqrafiya xəritələrində izohipslərin) çəkilməsi nəticəsində siklon və antisiklon mərkəzinin vəziyyəti, onların ölçü və formaları, barik çuxurların, yalların oxlarının vəziyyəti aşkar edilir. Atmosferdə cəbhə xətləri müxtəlif xassəli hava kütlələrini ayırmaqla, buludluluq və yağıntılardan formalaşdığı zonaları müəyyənləşdirməyə imkan verir.

Hava şəraitini təhlil edərkən, ilk növbədə, yerüstü analiz xəritəsi «qaldırılmalıdır». Yerüstü xəritələrin təhlili onların «aydınlaşdırılmasından» başlayır. Bu prosesə «yerüstü hava xəritəsinin qaldırılması» da deyirlər. Bunun üçün atmosfer hadisələrinin, sinoptik terminlərin şərti işarələrini bilmək çox vacibdir.

Yerüstü hava xəritələrinin işlənməsinə isə öz növbəsində aşağıdakı ardıcılıqlar daxildir:

1.İzobarların çəkilməsi, yüksək və alçaq təzyiqli sahələrinin mərkəzlərinin aşkar edilməsi;

2.Barik tendensiya izoxətlərinin (izotendensiyaların) çəkilməsi;

3.Yağıntı, duman və digər hava hadisələrinin xüsusi rəng çalarları ilə ayrılması;

4.Cəbhə xətlərinin çəkilməsi və s.

5. Siklon və antisiklon mərkəzlərinin əvvəlki vəziyyətlərinə görə yerdəyişməsi.

**İzobarlar** qara qələmlə bütöv xətlərlə əsas hava xəritələrində hər 5 hPa-dan bir, dairəvi xəritələrdə isə hər 2,5 hPa-dan bir çəkilirlər. İzobarların çəkilməsi üçün qonşu məntəqələrdəki atmosfer təzyiqinin qiymətləri interpolasiya edilir və bu məntəqələrdə küləyin istiqaməti, sürəti nəzərə alınır.

Bütün izobarların başlanğıc və son uclarında tam hektopaskallarla atmosfer təzyiqi qeyd olunur. Bu zaman təzyiqin qiymətləri açıq izobarlarda iki tərəfdən, qapalı izobarlarda isə onların birləşdiyi yerlərdə yazılır. Alçaq təzyiq sahələrinin mərkəzlərində qara qələmlə **A** hərfi, yüksək təzyiq sahələrinin mərkəzlərində isə **Y** hərfi yazılır. Barik sahələrin mərkəzlərini daha dəqiq tapmaq üçün mərkəzlərin yaxınlığında nazik bütöv xətlərlə aralıq izobarlar da çəkilir.

Dağlıq rayonlarda isə bəzən dağ silsilələri boyunca izobarların kəskin sıxlaşması müşahidə edilir ki, bu da həqiqi külək sürətlərinə uyğun gəlmişdir. Belə hallarda dağ silsilələri boyunca dalğalı xətlərlə **oroqrafik izobarlar** da çəkilir.

Hava xəritələrində barik sahələri təhlil etməklə, müxtəlif barik relyef formaları (barik sistemlər) aşkar olunur: siklonlar, antisiklonlar, barik çuxurlar, yallar, yəhərlər, alçaq və yüksək təzyiq zolaqları, sönən barik sahələr və s..

**İzotendensiyalar** qara qələmlə nazik qırıq-qırıq xətlər şəklində bir hPa-dan bir çəkilirlər. Təzyiqin artma və azalma sahələrini ayıran sıfır hektopaskal izotendensiyası böyük sahələrdə təzyiqin yalnız zəif dəyişmələrində (1hPa/3s az) çəkilir. Təzyiqin güclü dəyişməsi halında izotendensiyalar 2 hPa/3s- dan bir çəkilə bilər. Təzyiqin azalma sahələrinin mərkəzlərində qırmızı qələmlə **A** (azalma) hərfi, təzyiqin artma sahələrinin mərkəzlərində isə göy qələmlə **Y** (artma) hərfi yazılır. Bütün deyilənlər yerüstü hava xəritəsinin bir nümunəsi kimi aşağıdakı şəkildə verilmişdir (şək. 3).

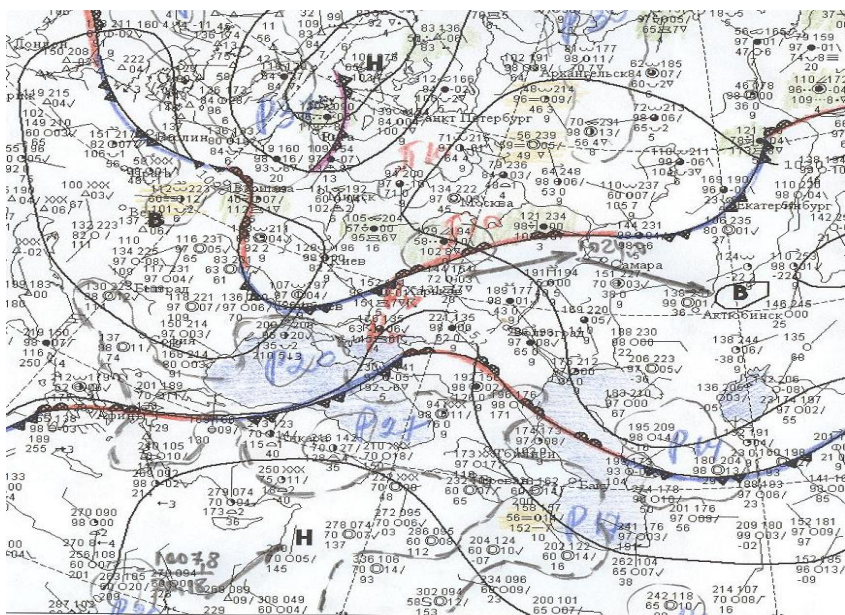
Burada, göy rənglə soyuq atmosfer cəbhələri, qırmızı rənglə isti cəbhələr, bənövşəyi rənglə isə müvafiq olaraq okklyuziya cəbhələri çəkilmişdir. Həmçinin yaşıl rənglə yağıntı zonaları, sarı rənglə isə



duman və çən zonaları müvafiq olaraq fərqləndirilmişdir. Hər bir barik sistemə müəyyən külək sistemi və cərəyan xətləri uyğun gəlir. Məsələn, yerə yaxın sürtünmə təbəqəsində siklonlarda hava axınlarının yığılması, yalın oxu boyunca isə əksinə, onların dağılması müşahidə edilir.

Digər barik topoqrafiya xəritələrini aşağı izobarik səthlərdən başlayaraq ardıcıl təhlil etmək lazımdır. Ona görə ki, barik sahələrin xarakteri hündürlüyə görə tədricən və qanunauyğun şəkildə dəyişir. Barik topoqrafiya xəritələrinin işlənilməsi aşağıdakı kimi aparılır:

1. İzohipslərin çəkilməsi, mütləq topoqrafiya xəritələrində siklon və antisiklonların mərkəzlərinin, nisbi topoqrafiya xəritələrində isə isti və soyuq sahələrin aşkar edilməsi;



Şək. 3. Yerüstü hava xəritəsinin təhlili

2.850 hPa- lıq xəritələrdə hər 2<sup>0</sup>C-dən bir qırmızı qələmlə izotermərin çəkilməsi;

3. Cəbhə xətlərinin çəkilməsi;

4. Şəh nöqtəsi çatışmazlığının kəmiyyətinə görə ( $2^{\circ}\text{C}$ -dən aşağı olan qiymətində) rütubətli sahələrin aşkarlanması;

5. İzallohıpslərin çəkilməsi (bərabər geopotensial dəyişmələri);

6. Yürüstü xəritələrdən yüksək topoqrafiya xəritələrinə əsas barik sistem mərkəzlərinin köçürülməsi.

**İzohıpslər** bütöv xətlərlə qara qələmlə hər 4 gp.dkm-dən bir, 400 hPa-dan yuxarı səthlər üçün MT xəritələrində izohıpslər hər 8 gp.dkm-dən bir çəkilirlər. İzobarlardan fərqli olaraq izohıpslər külək vektoruna müəyyən bucaq altında deyil, paralel olaraq keçirilir. Küləyin güclü olduğu yerlərdə izohıpslər daha sıx yerləşirlər. Geopotensialın aşağı kəmiyyətə malik sahələrinin mərkəzlərində MT xəritələrində **A** hərfi, yüksək kəmiyyətə malik sahələrinin mərkəzlərində isə **Y** hərfi yazılır.

**İzotermilər** MT<sub>850</sub> və MT<sub>700</sub> xəritələrində qırmızı qələmlə bütöv xətlərlə hər  $2^{\circ}\text{C}$ -dən bir çəkilirlər. Bu zaman sıfır izotermini fərqləndirmək üçün onlar qırıq - qırıq qırmızı xətlərlə çəkilirlər. İsti adveksiya sahələrinin mərkəzlərində qırmızı qələmlə **İ** hərfi (isti), soyuq adveksiya sahələrinin mərkəzlərində göy qələmlə isə **S** hərfi (soyuq) yazılır.

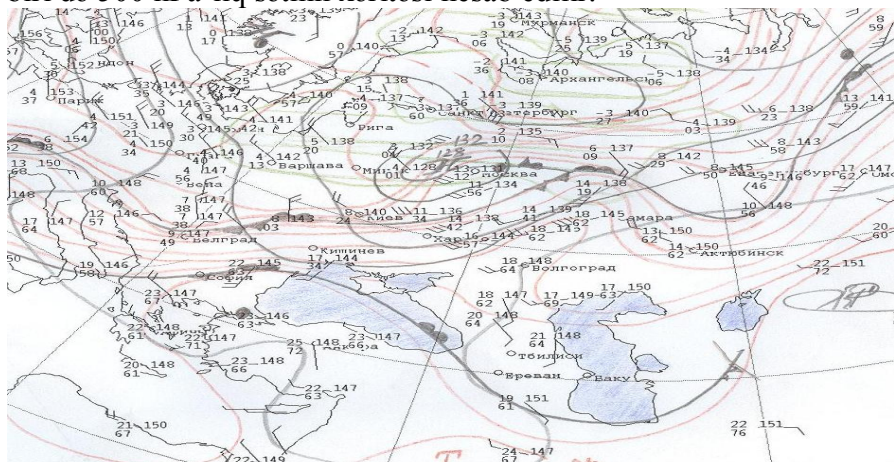
**Cəbhə xətləri** MT<sub>850</sub> və MT<sub>700</sub> xəritələrində, həmin xəritənin məlumatlarına (tempetarur və külək) əsasən çəkilirlər. Bunun səbəbi isə ondan ibarətdir ki, daha yuxarı topoqrafik xəritələrdə cəbhə xətləri seçilmir, yuyulmuş halda olurlar. MT<sub>850</sub> xəritələrində cəbhə ərazilərinin fərqlənməsi üçün cəbhə xətləri özünəməxsus şərti işarələrlə birlikdə qalın xətlərlə çəkilirlər.

Cəbhə xətləri NT<sub>1000</sub><sup>500</sup> xəritələrinə yürüstü hava xəritələrindən köçürülür. 850 hPa-lıq səthin barik topoqrafiya xəritəsinin qaldırılmasına aid nümunə şəkil 4-də verilmişdir.

**İzallohıpslər**, yəni son 12 və ya 24 saat ərzində geopotensial hündürlüklərin eyni qiymətli dəyişmələrini göstərən xətlər olmaqla, MT<sub>700</sub> xəritəsində qara qələmlə qırıq-qırıq xətlərlə keçirilir. 700 hPa-lıq hava xəritəsinin qaldırılması da 850 hPa-lıq səviyyənin qaldırılması ilə demək olar ki, eynidir. Lakin burada

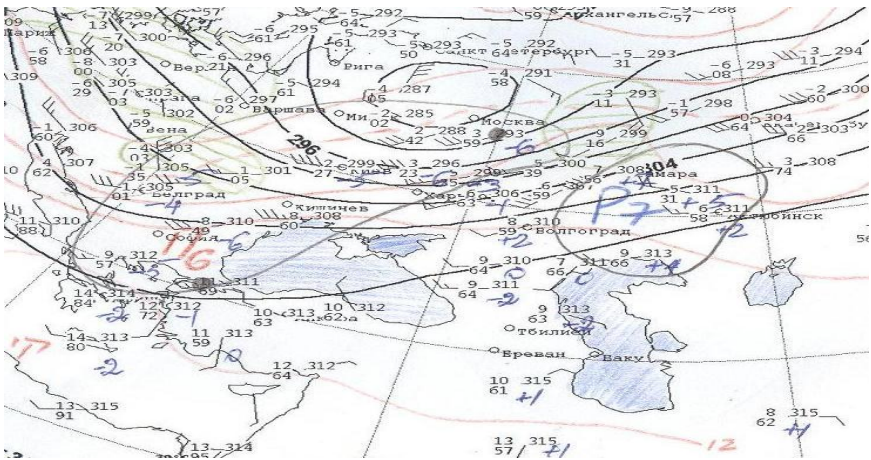
əvvəlki sutkaya nəzərən geopotensial hündürlüklərin fərqləri aşkarlanır və xəritəyə köçürülür. Bunun nəticəsində barik mərkəzlərin dərinləşməsi (siklonlarda) və dolması (antisiklonlarda) müəyyən edilir (şək. 5).

Burada müsbət və mənfi şərti işarələrlə verilən rəqəmlər əvvəlki sutkaya əsasən geopotensial hündürlüklərin fərqi göstərir. Hava proqnozlarını tərtib edərkən ən vacib sinoptik xəritələrdən biri də 500 hPa-lıq səthin xəritəsi hesab edilir.



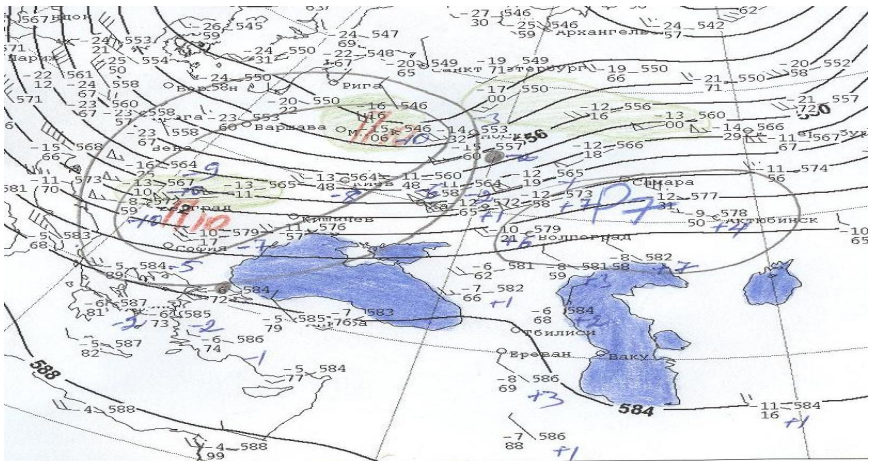
**Şək. 4. 850 hPa-lıq səthin mütləq barik topoqrafiya xəritəsinin təhlili**

Ümumiyyətlə, 700 və 500 hPa-lıq səviyyələr hava proqnozlarını tərtib edərkən ən çox istinad edilən hava xəritələri hesab edirlər. 500 hPa-lıq izobarik səthin xəritəsinin təhlili 700 hPa-lıq səthin hava xəritəsində olduğu kimidir (şək. 6).



**Şək. 5. 700 hPa-lıq səthin mütləq barik topoqrafiya xəritəsinin**

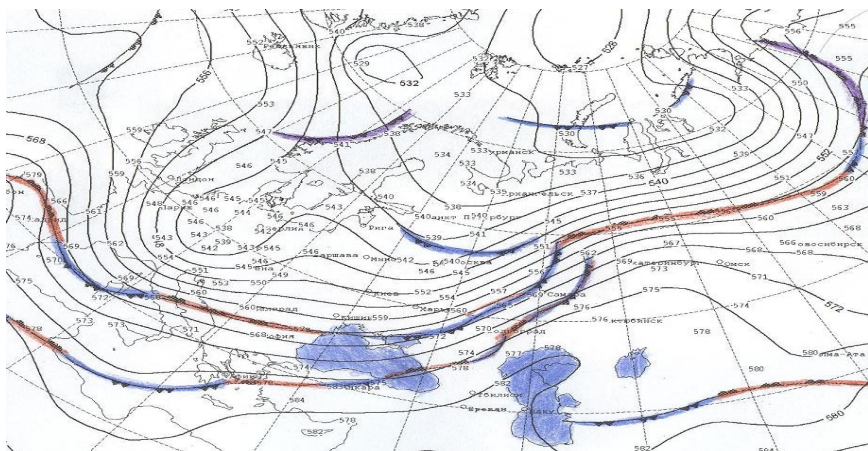
**təhlili**



**Şək. 6. 500 hPa-lıq səthin mütləq barik topoqrafiya xəritəsinin təhlili**

MT<sub>700</sub> və MT<sub>500</sub> xəritələrinin köməyi ilə isə hava kütlələrinin hərəkət sürətini təyin etmək mümkündür .

Aşağı troposferin temperatur rejimini və cəbhələrin yerlərini müəyyən etmək üçün nisbi topoqrafiya xəritələrindən istifadə edilir. Bu xəritələrdən ən geniş yayılanı  $NT_{1000}^{500}$  xəritələridir.

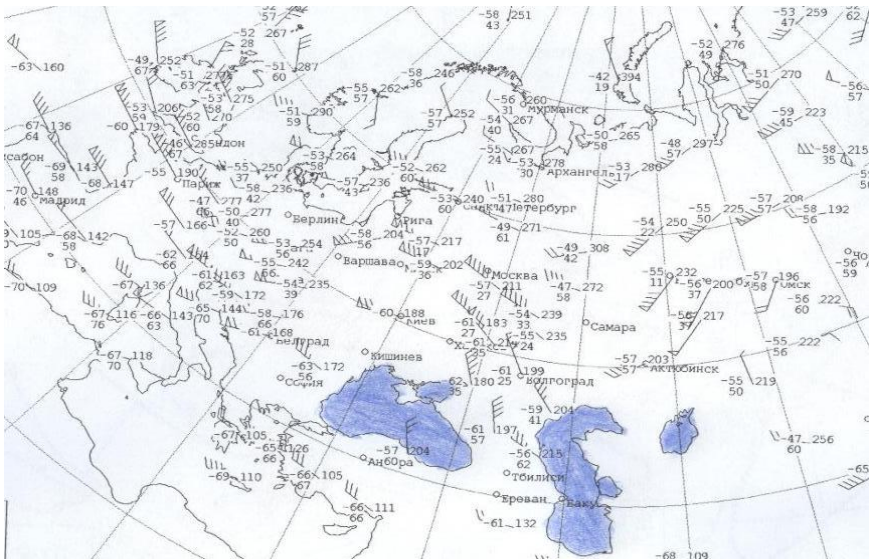


**Şək. 7. Nisbi barik topoqrafiya xəritəsinin təhlili (500/1000 hPa)**

Yuxarıda qeyd edilən əsas sinoptik xəritələrdən başqa, praktikada köməkçi hava xəritələrindən də istifadə edilir. Bu hava xəritələrinə misal olaraq, tropopauza səviyyəsinin hündürlüyünü əks etdirən xəritəni qeyd etmək olar (şək. 8).

Bu xəritələr vasitəsilə hər bir məntəqədə tropopauza səviyyəsinin hündürlüyü, həmin səviyyədə külək (istiqaməti və sürəti), havanın temperaturu ( $^{\circ}\text{C}$ ), rütubətlik (şəh nöqtəsi çatışmazlığı xüsusi kod vasitəsilə) verilir.

Hava proqnozları tərtib edilərkən barik sahələrin (siklon və antisiklonların) mərkəzlərinin gələcək vəziyyəti, onlarla əlaqədar olan gözlənilən atmosfer hadisələrinin proqnozu baxımından 24 və 36 saatlıq proqnoz xəritələrinin də təhlili xüsusi praktiki əhəmiyyət kəsb edir. Belə xəritələrə aid nümunə, 24 saatlıq proqnoz xəritəsinin təhlili şəkil 9- da verilmişdir.



**Şək. 8. Tropopauza səviyyəsinin analizi üçün barik topoqrafiya xəritəsi**

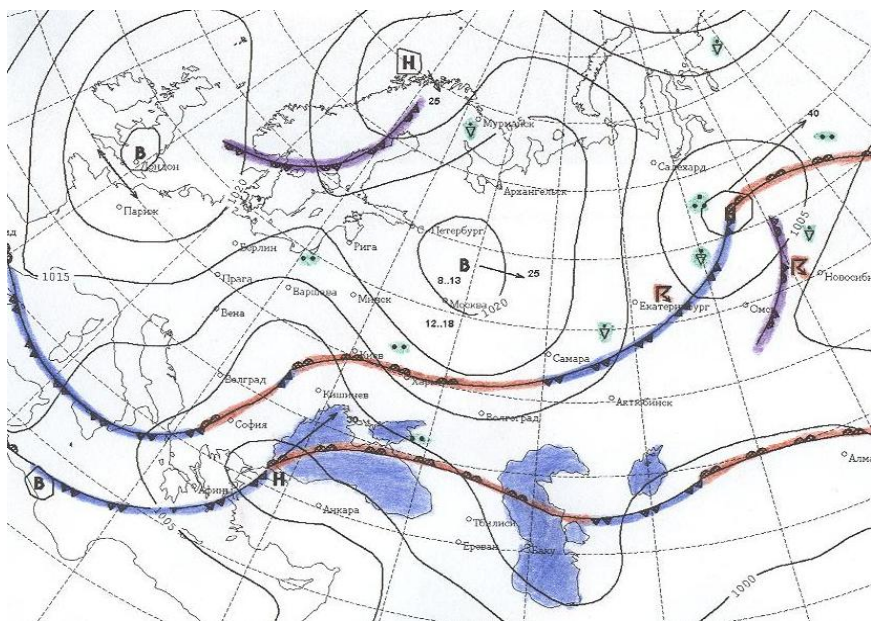
Yuxarıda qeyd edildiyi kimi, şəkil 9- da göy rənglə rənglənmiş səlis əyri xətlər soyuq atmosfer cəbhələrini, qırmızı isə isti atmosfer cəbhələrini izah edir.

Oxlar isə mövcud barik sistemlərin mərkəzinin gələcək trayektoriyalarını bildirir. Şəkildən görüldüyü kimi, siklonların mərkəzləri əsasən cənub-qərbdən şimal-şərqə, antisiklonlarda isə şimal-qərbdən cənub-şərqə doğru yönəlmişdir. Bu zaman köçürülmənin istiqamətini bildirən oxun qarşısında isə barik sahələrin mərkəzlərinin hərəkət sürətləri (km/s) göstərilir. Rəngli şərti işarələr isə yaxın saatlarda (24 və 36 s) gözlənilən atmosfer hadisələrini qabaqcadan təyin etməyə imkan verir .

Yerüstü xəritələrdə atmosfer hadisələri qəbul olunmuş şərti işarələrdən istifadə edilməklə, təyin edilirlər (cədvəl 6).

Yuxarıda nümunə kimi verilən sinoptik xəritələrdən başqa, aviasiya hava xidməti idarələrində müxtəlif eşalonlar üçün təhlükəli atmosfer hadisələri və temperatur, külək haqqında

müfəssəl, hərtərəfli proqnoz xarakterli məlumatlar verən xəritələr də praktiki baxımdan çox faydalıdır.

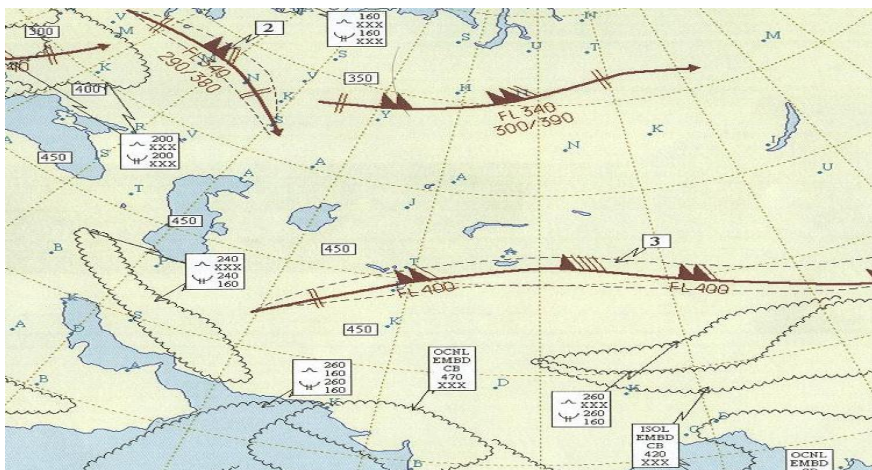


### Şək. 9. Havanın 24 saatlıq proqnostik yerüstü xəritəsi

Belə xəritələr beynəlxalq meteoroloji peyklərdən və radiozond müşahidələri nəticəsində əldə edilən meteoroloji məlumatlar əsasında tərtib edilməklə, aviasiya uçuşlarının meteoroloji təminatının keyfiyyətini yüksəldir. Bu xəritələr vasitəsilə aşağı və yuxarı eşalondarda gözlənilən şırnaqlı axınları (qalın oxlarla istiqamət və sürətləri), buludluq sahələrinin sərhədlərini, topa-yağış buludlarının aşağı və yuxarı hündürlüklərini və yerləşmə xüsusiyyətlərini (gizli, ayrı, digər buludlarla bağlanmasını), turbulenti və buzbağlamanın intensivliyini, aşağı və yuxarı sərhədlərinin hündürlüyünü müəyyən etmək mümkündür (şək. 10). Burada göstərilən hündürlüklər uçuş eşalonlarının hündürlüyünə uyğun gəlir. Belə ki, nümunə üçün 100 FL-3000 m, 250 FL- 7000

m, 450 FL təxminən 12000 m, 630 FL isə təxminən 18000 m-ə uyğun gəlir.

Müxtəlif hündürlüklərdə küləyin üfəqi profilini və temperaturun dəyişməsinə müəyyən etmək təcrübə baxımından çox faydalıdır. Belə xəritələrə misal olaraq, aşağıdakı xəritəni nümunə kimi vermək olar (şək. 11).












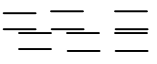

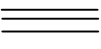

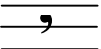

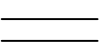




**Şək. 10. Aşağı eşalon üçün (100-450 FL) təhlükəli atmosfer hadisələri xəritəsi**

**Cədvəl 6**

**Atmosfer hadisələri və onları fərqləndirən şərti işarələr**

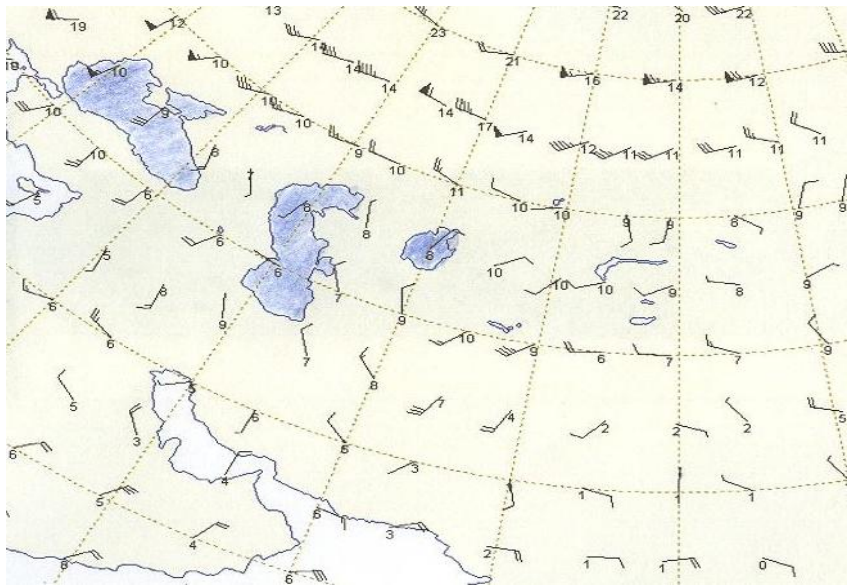
No	Atmosfer hadisələri	Rəngli xəritələrdə işarələr	Bir rəngli xəritələrdə işarələr
1.	Aramsız yağıntılar		
2.	Fasiləli yağıntılar		



3.	Leysan yağıntılar		
4.	İldırım		
5.	Müşahidələrarası müddətdə ildırım		
6.	Üfüqdə parıltılar		
7.	Çiskinlər	,	,
8.	Dumanlar		
9.	Bəzi yerlərdə dumanlar		
10.	Çiskinli dumanlar		
11.	Dımka		
12.	Sis	∞	∞
13.	Çovğunlar	 	 

Atmosferin vəziyyətini təhlil edərkən **şaquli kəsiklərdən** də istifadə olunur. Şaquli kəsiklər meteoroloji və aeroloji məlumatlar əsasında tərtib edilməklə, 3 yerə bölünürlər:

- məkana görə (müəyyən istiqamətdə);
- zamana görə (müəyyən zaman həddində);
- məkana və zamana görə.

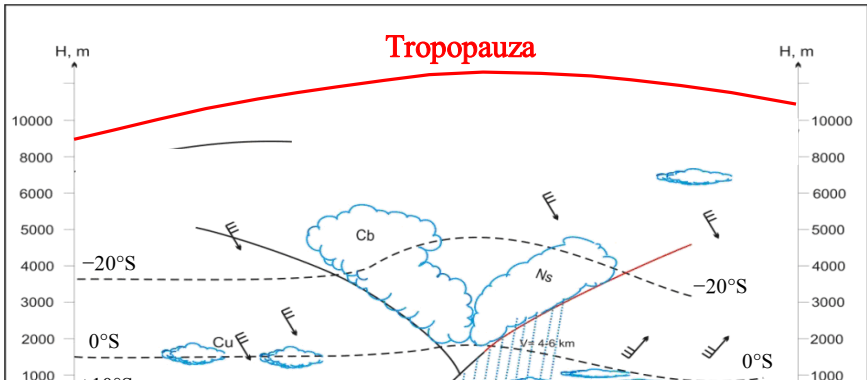


**Şək. 11. Aşağı eşalon üçün (FL180) temperatur və külək xəritəsi**

Şaquli kəsiklərdən uçuşların meteoroloji təminatı zamanı geniş istifadə edilir. Bu cür şaquli kəsiklər atmosferin faktiki havasını və yaxud onun müəyyən zaman ərzində dəyişmələrini əks etdirir.

Şaquli kəsiklərdə qrafiki olaraq atmosfer cəbhələrinin və meteoroloji elementlərin profilləri çəkilir. Şəkil 12-də şaquli kəsiklərə aid nümunə təsvir edilmişdir.

Atmosferdə bulud sistemlərinin təhlili zamanı nefanaliz xəritələrindən də istifadə olunur və bu xəritələrin köməyi ilə buludları, onların sərhədlərini xüsusi şərti işarələr vasitəsilə təyin etmək mümkündür.



## **Şək. 12. Bakı-Gəncə-Tiflis marşrutu üzrə atmosferin şaquli kəsiyinin sxemi**

### **Meteoroloji məlumatların toplanması yolları və onlara qoyulan əsas tələblər**

Meteoroloji şərait haqqında məlumatlar təyyarələr və gəmilər vasitəsilə də aparılır. Bir sutka ərzində yer səthində hava üzərində 100000, atmosferin yuxarı qatlarında isə 11000-ə yaxın müşahidə aparılır. Eyni zamanda meteoroloji peyklərdən də çoxlu miqdarda məlumatlar alınır.

Meteoroloji məntəqələrdə müntəzəm olaraq buludluq (miqdarı, forması, hündürlüyü), görünüş məsafəsi, havanın temperaturu, küləyin istiqaməti və sürəti, atmosfer təzyiqi, havanın rütübətliyi və atmosfer hadisələri (duman, ildırım, yağıntı və s.) üzərində müşahidələr aparılır.

Müşahidələr eyni vaxtlarda, beynəlxalq sazişlərlə razılaşdırılmış proqram üzrə, saat 00<sup>00</sup>-dan başlayaraq hər 3 saatdan bir aparılır. Aviasiya uçuşlarını meteoroloji məlumatlarla tam təmin etmək üçün isə müşahidələr hər 30 dəqiqədən bir aparılır. Troposfer və stratosferin aşağı hissəsində temperatur, atmosfer təzyiqi, rütübətlik, küləyin istiqaməti və sürəti üzərində aeroloji stansiyalarda radiozondlar vasitəsilə sutkada 4 dəfə (03<sup>00</sup>, 09<sup>00</sup>, 15<sup>00</sup> və 21<sup>00</sup>) müşahidələr aparılır. Sinoptik xəritələri tərtib etmək üçün meteoroloji və aeroloji müşahidələrin nəticələrindən istifadə edilir.

Hava xidmətlərini təmin etmək üçün cəlb olunan meteoroloji məntəqələrə **sinoptik məntəqələr** deyilir. Bütün məntəqələrdə atmosfer təzyiqi dəniz səviyyəsinə gətirilir və bu məlumatlar əsasında tərtib olunan xəritələr sinoptik təhlilin əsasını təşkil edirlər. Meteoroloji məntəqələrin təşkili zamanı onların ərazi üzrə bərabər paylanması təşkil edilir və çətin keçilən ərazilərin hava şəraiti haqqında da məlumatların yığılması nəzərə alınır. Meteoroloji məntəqələr yerli və beynəlxalq əhəmiyyətli olurlar. Beynəlxalq əhəmiyyətli məntəqələrin müşahidə nəticələri ümumi istifadə olunur və həmin ölkənin, eyni zamanda digər ölkələrin sinoptik xəritələrinə köçürülür.

Müxtəlif hava proqnozlarını, həmçinin təhlükəli atmosfer hadisələri haqqında xəbərdarlıqları tərtib etmək üçün meteoroloji məlumatların vaxtlı-vaxtında qəbul olunması çox mühüm şərtidir. Buna görə də, məlumatların müşahidəçilərdən istehlakçılara çatdırılmasını operativ şəkildə təmin etmək üçün müşahidələrin nəticələri kodlaşdırılmış teleqramlar şəklində yayımlanır.

Havanı xarakterizə edən meteoroloji kəmiyyətlər toplusuna, məcmusuna **meteoroloji məlumatlar** deyilir. Meteoroloji məlumatlar aşağıdakı ümumi tələblərə cavab verməlidirlər:

1. Meteoroloji məlumatlar **irimiqyaslı** olmalıdırlar. Meteoroloji məlumatların irimiqyaslılığı dedikdə, məlumatların nisbətən daha böyük ərazilərdən proqnoz mərkəzlərinə daxil olması başa düşülür. Məsələn, H. Əliyev Beynəlxalq Hava limanının sutkalıq hava proqnozlarını tərtib etmək üçün Mərkəzi və Cənubi Avropanın, Cənub-Qərbi Asiyanın, Qara dəniz və cənub rayonlarının hava şəraitləri haqqında ilkin meteoroloji məlumatların olması vacibdir;

2. Meteoroloji məlumatlar **üçölçülü** olmalıdırlar. Meteoroloji məlumatların üçölçülülüyü olması, yəni müəyyən coğrafi rayonlarda müşahidələr yalnız üfüqi ölçüləri deyil, həm də hündürlükləri nəzərə almaqla aparılmalıdır. Bu tələblərin əsas cəhətlərindən biri kimi onu qeyd etmək olar ki, güclü siklon və antisiklonlar yerüstü təbəqədən stratosferin aşağı təbəqələrinə qədər qalxırlar. Buna görə də meteoroloji məlumatların üçölçülülüyü olması vacib şərtlərdəndir;

3. Meteoroloji məlumatlar **kompleks** olmalıdırlar. Meteoroloji məlumatların kompleksliyi ilk növbədə təzyiq, külək, temperatur sahələrinin kompleks araşdırmaları nəticəsində atmosfer prosesləri ilə qarşılıqlı əlaqələri aşkar etməyi nəzərdə tutur;

4. Meteoroloji məlumatlar **sinxron** olmalıdırlar. Məlumatların sinxronluğu, müşahidələrin bütün ərazidə eyni vaxtlarda aparılması deməkdir. Məsələn, aviasiya meteoroloji stansiyalarında müşahidələrin sinxronluğuna yüksək fikir verilməklə, müşahidələr 30 dəqiqədən bir aparılır. Bu zaman, eyni müddətlərdə alınmış meteoroloji kəmiyyətlərin paylanma sahələri haqqında məlumatlar sinoptik obyektləri daha yaxşı tədqiq etməyə imkan verir;

5. Meteoroloji məlumatlar **fəsiləsiz** olmalıdır. İlk məlumatların fəsiləsizliyi, müşahidələrin sistemə mütəmadi olaraq edilmiş müddətlərdə aparılması deməkdir. Məhz bu halda, meteoroloji məlumatlar atmosfer proseslərini araşdırmağa və onların inkişaf mərhələlərini, tendensiyalarını izləməyə imkan verir;

6. Meteoroloji məlumatlar **operativ** olmalıdır. Məlumatların operativliyi, onların istehlakçılara minimal vaxt müddətlərində çatdırılması deməkdir. Məlumdur ki, vaxtında istehlakçılara çatdırılmayan meteoroloji məlumatlar proqnozların tərtibi üçün artıq köhnəlmiş hesab edilir və əhəmiyyətini itirirlər.

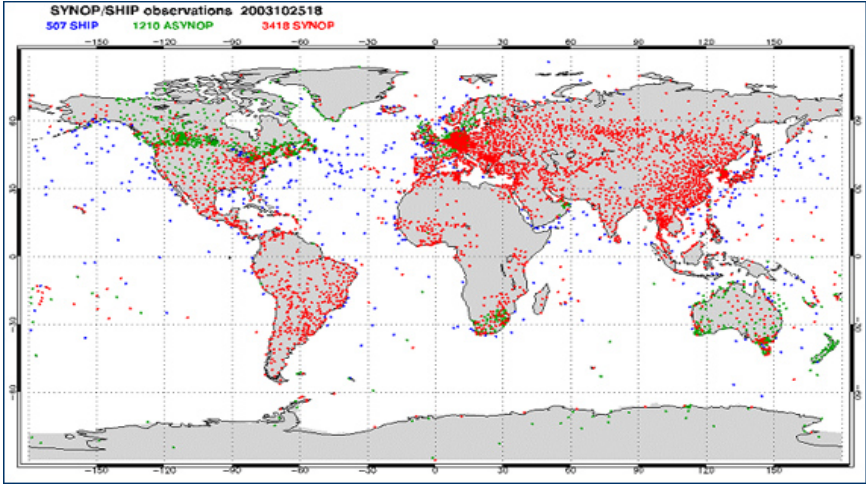
İqtisadi cəhətdən yüksək inkişaf etmiş ölkələrdə, meteoroloji məlumatlar aşağıdakı məntəqələrdə müşahidələr aparılmaqla əldə olunurlar:

- a) sinoptik və aeroloji məntəqələrin yerüstü şəbəkələri;
- b) aviasiya avtomatik meteoroloji stansiyaları;
- c) gəmi, stasionar və hərəkətdə olan (dreyf xüsusiyyəti), yakor tipli avtomatlaşdırılmış dəniz hidrometeoroloji məntəqələri;
- d) meteoroloji radiolokasiya məntəqələri;
- e) meteoroloji kosmik sistemlər;
- f) təyyarə müşahidələri (AMDAR məlumatları).

Qeyd edilən ölçmə sistemlərinin hər birinin meteoroloji məlumatların toplanmasında özünəməxsus rolu vardır. Ölçmə sistemləri əsas və qeyri-əsas ola bilirlər, yəni, meteoroloji

məlumatlara qoyulan tələblərə nə dərəcədə cavab verilməsindən asılı olaraq onların işi qiymətləndirilir.

Sinoptik və aeroloji məntəqələrin yerüstü şəbəkəsinin sayı hazırda on minlərlə ölçülür (şək. 13).



**Şək. 13. Sinoptik və aeroloji məntəqələrin yerüstü şəbəkəsinin ümumi sxemi**

Xəritə-sxemdə qeyd edilən qırmızı nöqtələr Yer kürəsində olan meteoroloji məntəqələrin şəbəkəsini göstərir. Şəkildən görüldüyü kimi, Yer kürəsində meteoroloji, sinoptik məntəqələrin ən sıx şəbəkəsi Avropa, Şərqi və Cənub-Şərqi Asiya ölkələrindədir. Xəritədə verilmiş yaşıl rəngli nöqtələr aeroloji şəbəkəni, göy rəngli nöqtələr isə dəniz hidrometeoroloji (hərəkətdə olan və stasionar) məntəqələri göstərir. Sinoptik məntəqələrdən başqa, hava xidmətlərində **aeroloji məntəqələrdən** də geniş istifadə olunur.

Sinoptik və aeroloji məntəqələrin hava xidmətləri üçün apardıqları fasiləsiz müşahidələr **yerüstü şəbəkəni** təşkil edirlər. Sinoptik və meteoroloji məntəqələr aşağıdakı tələblərə cavab verməlidirlər:

a) məntəqələrin coğrafi koordinatları və dəniz səviyyəsinə görə hündürlükləri dəqiq müəyyən olunmalıdır;

b) məntəqələr hər cür müşahidələr aparmaq bacarığına malik heyətlə təmin edilməlidir;

c) məntəqələr standartlara uyğun sertifikatlaşdırılmış avadanlıqlar və cihazlarla təmin edilməlidir;

d) müşahidələr **Ümumdünya Meteorologiya Təşkilatının** (WMO) vahid proqramına əsasən müəyyən ardıcılıqla aparılmalıdır;

e) məntəqələr müasir rabitə sistemləri ilə təchiz edilməlidir;

f) məntəqələr reprezentativ olmalıdırlar – yəni aparılan meteoroloji müşahidələrdə ərazi xüsusiyyətləri mütləq nəzərə alınmalıdır.

Sinoptik məntəqələrdə meteoroloji müşahidələr 00<sup>00</sup>, 03<sup>00</sup>, 06<sup>00</sup>, 09<sup>00</sup>, 12<sup>00</sup>, 15<sup>00</sup>, 18<sup>00</sup> və 21<sup>00</sup>-da (Moskva vaxtı ilə) aparılır, bu zaman 03<sup>00</sup>, 09<sup>00</sup>, 15<sup>00</sup> və 21<sup>00</sup> müşahidə müddətləri əsas, digərləri isə əlavə müddətlər adlanır.

Yerüstü şəbəkəyə daxil olan aeroloji məntəqələrdə atmosfer zondlamaları 03<sup>00</sup>, 09<sup>00</sup>, 15<sup>00</sup> və 21<sup>00</sup> (Moskva vaxtı ilə) saatlarında aparılır. Bu zaman 03<sup>00</sup> və 15<sup>00</sup> müddətləri əsas müşahidə müddətləri kimi qeyd edilir.

**Aviasiya avtomatik meteoroloji stansiyaları** – beynəlxalq aeronaviqasiyada istifadə olunan meteoroloji məlumatların tərtib olunması məqsədilə meteoroloji müşahidələrin aparılması üçün nəzərdə tutulmuş stansiyalardır. Aviasiya avtomatik meteoroloji stansiyalarının daha çox yayılmış formaları Almaniya istehsalı olan AWOS, ABŞ-ın ASOS, Finlandiyada isə VAISALA firması tərəfindən istehsal olunmuşlar. Bu stansiyalar hava limanlarında quraşdırılmaqla, aşağıdakı meteoroloji kəmiyyətlər üzrə avtomatik müşahidələri həyata keçirirlər:

- meteoroloji və ya qalxma-enmə zolağında (QEZ) görünüş məsafələrini;
- küləyin 2 və 10 dəqiqəlik orta və maksimal sürətlərini;
- küləyin 2 və 10 dəqiqəlik ortalaşdırılmış istiqamətlərini;
- havanın və şəh nöqtəsinin temperaturunu;
- atmosfer təzyiqinin stansiya və dəniz səviyyəsinə gətirilmiş qiymətlərini;

- nisbi rütubətliyi;
- buludların aşağı sərhədlərinin hündürlüklərini;
- yağıntıların miqdarını;
- atmosfer hadisələrini və s..

Yerüstü şəbəkənin çatışmayan cəhətlərindən, onların kifayət qədər sıx yerləşməməsi və Yer kürəsinin bəzi rayonlarında müşahidələrin fasiləsiz aparılmamasıdır. Müşahidələrin aparılmasında fasiləlik təzyiq sahələrinin araşdırılması zamanı bir o qədər də əhəmiyyət kəsb etməsə də, lakin buludluq, ildırım, leysan və s. qısa müddətli atmosfer proseslərinin araşdırılmasında ciddi səhvlərə səbəb olurlar.

Dünya okeanları planetimizin 3/5 hissəsini təşkil edir və atmosfer proseslərinin formalaşmasında onların rolu daha böyükdür. Buna görə də hava bürosu mərkəzləri Dünya okeanları səthlərindən meteoroloji məlumatlar toplanmasına da çox maraq göstərirlər.

Gəmi, stasionar və hərəkətdə olan, yakor tipli avtomatlaşdırılmış dəniz hidrometeoroloji məntəqələrin işləri bir neçə istiqamətdə qurulur. Bu istiqamətlərdən biri adalarda təşkil edilmiş məntəqələrdən və hava xidmət gəmilərindən istifadə edilməsidir. Adalarda təşkil edilmiş məntəqələr yerüstü müşahidə məntəqələrindən fərqlənmirlər. Ancaq qeyd etmək lazımdır ki, yalnız adalarda təşkil edilmiş azsaylı məntəqələrdən alınmış məlumatlarla irimiqyaslı sinoptik proseslərin dəqiq təhlilini aparmaq mümkün olmur. Bütün müşahidə məntəqələri, lazımı ölçmə cihazları və müasir rabitə vasitələri ilə təchiz edilmiş, daimi olaraq fəaliyyətdə olan məntəqələr olmalıdırlar. Gəmilərdə aparılan müşahidələrin proqramı yerüstü müşahidə proqramları ilə eyni olaraq, fasiləsiz atmosfer zondlamaları, bəzən isə raket zondlamaları da aparılır. Bunlardan başqa, gəmilərdə kompleks hidroloji müşahidələr də aparılır.

Dünya okeanında müşahidə şəbəkələrinin sıxlığını artırmaq məqsədilə kommersiya və sənaye tipli gəmilərdən geniş istifadə edilir və hazırda bu məqsədlə 7000-dən çox gəmi fəaliyyət göstərir.



Avtomatlaşdırılmış yakor dreyf tipli hidrometeoroloji məntəqələr aparılan ölçmə sistemlərinin mürəkkəbliyinə görə digərlərindən fərqlənirlər. Lakin son zamanlar həmin tipli məntəqələrlə Yer in süni peykləri arasında əlaqələrin yaradılması, qeyd edilən çətinlikləri azaltmağa imkan verir.

**Meteoroloji radiolokasiya məntəqələri.** Radiolokasiya tipli məntəqələr, atmosferin vəziyyətinin fəza və zamana görə xülasəsini tərtib etməyə imkan verir. Radiolokasiya müşahidələri topa-yağışlı (Cb) bulud, ildırım və yağıntı zonalərini, həmçinin onların intensivliyini, hərəkət sürətini və istiqamətini təyin etmək üçün santimetrlik diapazonlarda istifadə edilir. Müasir radiolokasiya sistemlərinin əhatə radiusları 300 km-ə qədərdir. MRL vasitəsilə müşahidələr hər 3 saatdan bir aparılır. Aerodrom rayonlarında ildırım təhlükəli topa-yağış buludları və ya intensiv leysan yağıntılar, şiddətli küləklə müşayiət olunan ildırım ocaqları aşkar edildikdə 50 dəniz mili (100 km) radiusunda müşahidələr «Tufan» rejimində hər saatdan bir aparılır. Hər saatda keçirilən müşahidə nəticələri radiolokasiya xəritələri şəklində tərtib olunur, özlərin yeri isə hər saatda keçirilən müşahidələr arasındakı müddətlərdə aparılan hesablamaların nəticələri əsasında dəqiqləşdirilir. Həmin məlumatlar növbətçi sinoptiklərə, eləcə də havada hərəkətin idarə edilməsi dispetçerlərinə ötürülür.

MRL müşahidələri mezomiyaslı meteoroloji hadisələrin yerdəyişməsini və inkişafını izləməyə də imkan verir.

**Meteoroloji kosmik sistemlər.** İlk dəfə, 4 oktyabr 1957-ci ildə keçmiş SSRİ-də Yer in süni peykinin buraxılması, meteorologiya və digər elmlər qarşısında yeni imkanlar açdı. Hazırda kosmik gəmilərin və orbital stansiyaların məlumatlarından atmosfer tədqiqatlarında çox geniş şəkildə istifadə edilir. Meteoroloji kosmik sistemlər (MKS) kosmik və yerüstü olmaqla, iki yerə bölünürlər. Kosmik alt sistemləri Yer in süni peyklərinə, yerüstü alt sistemləri isə yerüstü qəbul, yenidən işlənmə və məlumatların yayılmasını təmin edən sistemləri birləşdirir. Süni peyklər, kosmosdan yer

haqqında meteoroloji məlumatların alınması və bu məlumatlar əsasında hava proqnozunun tərtib olunması üçün istifadə edilirlər.

**Təyyarə hava kəşfiyyatları.** Təyyarə hava kəşfiyyatları əsasən üç istiqamətdə aparılır:

1. Təyyarə meydanlarında atmosfer zondlamaları,
2. Atmosferin müəyyən marşrutlar üzrə zondlanmaları,
3. Yerüstü vizual müşahidələr.

Təyyarə kəşfiyyatlarında ilk növbədə, buludluq, görünüş dairəsi və uçuş meyilliyi haqqında məlumatlar toplanılır. Müasir təyyarələrdə xüsusi quraşdırılmış ölçmə sistemləri vasitəsilə təyyarələrin qalxma, marşrut üzrə uçuş və enmə zamanı hər yüz metrdən bir əsas meteoroloji elementlərin avtomatik müşahidəsi aparılır və bu müşahidələr nəticəsində alınan məlumatlar AMDAR məlumatları adlanır. AMDAR məlumatları ilkin olaraq təyyarənin göyertəsində yerləşən xüsusi kompüterlərdə cəmlənir və beynəlxalq hava limanlarında avtomatik olaraq yerüstü stansiyalara ötürürlər. Hal-hazırda inkişaf etmiş ölkələrdə AMDAR məlumatlarından həm uçuşların meteoroloji təminatında, həm də hava xidmətlərində proqnozların tərtibində geniş istifadə olunurlar.

## **Aeroloji diaqramların və atmosferin fəza şaquli kəsirlərinin qurulması**

Meteoroloji bölmələrdə müxtəlif hava xəritələri ilə bərabər, aeroloji müşahidələrin nəticələrinə görə də xüsusi qrafiklər, blanklar tərtib olunur ki, bunlara da **aeroloji diaqramlar** deyilir. Bu diaqramlar atmosferin, əsasən də onun aşağı qatı olan troposferin vəziyyətini analiz etmək üçün ən mühüm vasitələrdəndir. Bu aeroloji diaqramlar müxtəlif hündürlüklərdə meteoroloji elementlərin analizləri və bunların əsasında leysan yağışların, buzlaşmaların, ildırımın proqnozları, bulud laylarının vəziyyətini, kondensasiya izlərinin yaranma hündürlüklərini və başqa atmosfer hadisələrini təyin etməyə imkan verir. Bəzən aeroloji diaqramlara **adiabat diaqramlar** da deyirlər.

Aeroloji diaqramlar bir-birindən əsas və köməkçi şkalalar, atmosferin müxtəlif xarakteristikalarını ifadə edən izoxətlərə görə

fərqlənirlər. Aşağıdakı aeroloji diaqramlar mövcuddur (burada, x- absis, y – ordinat oxlarıdır):

- 1) Revstal emiqramları ( $x = T$ ;  $y = - R \ln p$ );
- 2) Şou teftoqramları ( $x = T$ ;  $y = \varphi$ );
- 3) Revstal aeroqramları ( $x = \ln T$ ;  $y = - RT \ln p$ );
- 4) Rossbiqramlar ( $x = S$ ;  $y = \theta$ );
- 5) Layxtman zondoqramları ( $x = \ln T$ ;  $y = \varphi T$ );

burada,

T- temperatur, P-təzyiq,  $\varphi$  - entropiya, S- qarışıqın xüsusi rütubətliyə görə nisbəti,  $\theta$  – potensial temperatur, R- universal qaz sabitidir.

Keçmiş SSRİ-də aeroloji diaqramlar UMT-nin (Ümumdünya Meteorologiya Təşkilatı) təklifi ilə 3 formada hazırlanırdı. Bu zaman hər 3 forma ( $x = T$ ;  $y = p^{0,286}$ ) koordinatları ilə müəyyənləşdirilir. Bu blanklardan ikisi çəpbucaqlı koordinat sistemində 1050-100 hPa arasında temperatur zondlamaları üçün, digəri isə temperaturun  $40^{\circ}\text{C}$ -dən mənfi  $25^{\circ}\text{C}$  arasında ilin isti fəslə üçün nəzərdə tutulur. Blankların üzərində isə ADÇİ ifadəsi yazılır. AD - aeroloji diaqram, Ç - çəpbucaqlı, İ- isə isti deməkdir. Temperaturun müsbət 10 mənfi  $55^{\circ}\text{C}$  diapozonu isə ilin soyuq yarısı üçün tərtib edilmiş ADÇS blanklarda işlənir. Burada S-soyuq mənasında işlənir. Bu blanklarda izoxətlər aşağıdakı qaydada çəkilir: izobarlar- qəhvəyi rənglərlə, sağ tərəfdə izobarlara  $50^{\circ}$ -lik meyilli bucaqla çəkilirlər. **İzoqramlar** (qarışıqların miqdar əyriləri) yaşıl rənglərlə, izobarlara sol tərəfdən meyilliklə çəkilirlər. **Quru adiabatlar** (potensial temperaturun bərabər qiymətləri) qəhvəyi rənglərlə, **rütubətli adiabatlar** isə (daimi potensial temperatur əyriləri) yaşıl rənglərlə sola meyilliklə çəkilirlər. Aeroloji blanklarda atmosferin zondlaşdırılması nəticəsində **stratifikasiya əyriləri, şəh nöqtəsi əyriləri və atmosferin hal əyriləri** qurulur. Bunlardan başqa, blankların kənarlarında hündürlüklər üzrə küləklərin paylanması qeyd olunur. Hava temperaturunun hündürlüyə görə paylanması stratifikasiya əyrisi adlanır və qırmızı rənglərlə çəkilir. Müxtəlif hündürlüklərdə temperatur dəyişməsinə

bilmək üçün aeroloji blanklara keçmiş müddətlər üçün də stratifikasiya əyriləri çəkilir.

Şeh nöqtəsi əyrisi yaşıl xətlərlə çəkilir və onların qurulması eyni ilə stratifikasiya əyrilərinin qurulması kimi, şeh nöqtəsi temperaturunun hündürlüyə görə dəyişmələrini xarakterizə edir.

Qalxan havada temperaturun adiabatik dəyişmələrini hal əyrisi xarakterizə edir. Bu əyrilər qurularkən kondensasiya səviyyəsinə qədər havanın quru adiabatik olaraq qalxması və hər yüz metrədə onun temperaturunun bir dərəcə aşağı düşməsi nəzərə alınır. Yəni, kondensasiya səviyyəsinə qədər hal əyriləri quru adiabatlarla üst-üstə düşür və adi qara karandaşla çəkilir. Sonra isə kondensasiya səviyyəsi təyin edilir. Əgər yer səthində inversiya və yaxud izotermiya təbəqələri varsa, onda hal əyrilərini bu təbəqələrin yuxarı sərhədlərindən başlayaraq çəkmək lazımdır. Əyrilər qurulduqdan sonra aeroloji diaqramlar analiz edilir. Bu zaman, birinci növbədə stratifikasiyanın dayanıqlıq dərəcəsi təhlil edilir. Əgər hal əyrisi stratifikasiya əyrisindən solda yerləşərsə, onda hava kütləsi dayanıqlı stratifikasiyaya malikdir. Bu halda havanın yuxarı qalxması üçün şərait mövcud deyildir. Əgər, hal əyrisi stratifikasiya əyrisindən sağda yerləşərsə, deməli hava kütləsi dayanıqsız stratifikasiyaya malikdir, yəni burada hava axınlarının yuxarı qalxması üçün əlverişli şərait mövcuddur. Stratifikasiya əyrisi ilə hal əyrisi arasında yerləşən sahələr **dayanıqsızlıq enerjisini** xarakterizə edir. Bu əyrilərdən başqa aeroloji diaqramların blankına təyyarə kəşfiyyatı və havanın zondlaşması nəticələri çəkirlir. Bu məlumatları bort meteoroloqları və təyyarəçilər gözəyari təyin edirlər. Aeroloji diaqramların köməkliliyi ilə aviasianın meteoroloji təminatına aid bir çox məsələlər həll edilir. Bunlar leysan yağıntılarının, ildırımlarının, konvektiv buludların diaqnozu və proqnozlarıdır. Burada isə əsas fikir güclü topa (Cu cong) və topa-yağışlı (Cb) buludlara verilir. Bu buludların aşağı sərhəddi kondensasiya səviyyəsinin yaxınlığında, yuxarı sərhəddi isə hal əyrisinin stratifikasiya əyrisini kəsdiyi səviyyədə olur ki, bu səviyyə də **konveksiya səviyyəsi** adlanır.

Konveksiya səviyyəsində qalxan hava kütlələrinin hərəkəti dayanır, çünki bu səviyyədən yuxarıda qalxan hava hissəciyinin temperaturu ətraf mühitin temperaturuna nisbətən soyuq olur. Konveksiya səviyyəsi nə qədər yüksəklikdə olarsa, buludların şaquli gücü bir o qədər çox olar və topa-yağışlı buludların yaranma ehtimalı da artır. Buludluğun inkişafı üçün havanın rütubət tutumunun böyük əhəmiyyəti vardır. Bunu stratifikasiya və şəh nöqtəsi ayrılmasının bir-birinə yaxın yerləşməsinə görə təyin etmək olur. Onlar nə qədər yaxın yerləşsələr, nisbi rütübətlik də bir o qədər çox olur və güclü konvektiv buludların əmələ gəlməsi üçün əlverişli şərait yaranır. Müəyyən edilmişdir ki, troposferin aşağı 800 m-lik qatında temperaturla şəh nöqtəsi arasında fərq  $2^{\circ}\text{C}$  -dən az olduqda buludların əmələ gəlməsi baş verir. Aeroloji diaqramlar həmçinin uçan aparatların buzbağlamalarını da təyin etməyə imkan verir. Buzbağlama buludlarda, yağıntılarda və dumanlarda temperaturların  $0^{\circ}\text{C}$ -dən aşağı olduğu hallarda baş verir. Bunun üçün birinci növbədə havanın temperaturu və şəh nöqtəsi arasındakı fərqi iki dərəcədə az olduğu təbəqələrə daha çox fikir vermək lazımdır. Aeroloji diaqramlar təyyarələrin arxasında yaranan **kondensasiya izlərinin** aşağı və yuxarı sərhədlərini də təyin etməyə imkan verir. Biz aeroloji diaqramların köməkliyi ilə həll edilən bir neçə məsələlərə baxdıq. Təcrübədə bu məsələlər daha geniş yayılmaqla, aviasiya uçuşlarının təminatı zamanı böyük əhəmiyyətə malikdir.

Atmosferin zondlanmasının nəticələri aeroloji kodlar (KN-04) vasitəsilə kodlaşdırılır. Bu kodlarla izobarik səthlərin hündürlükləri, havanın temperaturu, şəh nöqtəsi və yaxud şəh nöqtəsi çatışmazlığı, küləyin istiqaməti və sürəti verilir.

**Atmosferin fəza şaquli kəsirlərinin qurulması.** Atmosferin fəza şaquli kəsirləri eyni bir zaman anı üçün təqribən bir düz xətt üzərində yerləşən bir neçə məntəqənin radiozond məlumatlarına əsasən qurulur. Xüsusi blanklarda və ya millimetrlik kağızlarda absis oxu üzərində  $1\text{sm}=50\text{ km}$  miqyası ilə stansiyaların yerləşdiyi nöqtələr, ordinat oxu üzərində isə  $1\text{sm}=0,5\text{ km}$  miqyası ilə hündürlüklər göstərilir.

Bütün radiozond nöqtələrindən perpendikulyar xətlər çəkilir və bunların üzərində isə xüsusi və sabit təzyiqli nöqtələrin vəziyyəti qeyd olunur. Bu nöqtələrin solunda havanın temperaturu tam dərəcələrlə (qırmızı), sağda isə şəh nöqtəsi temperaturu (qırmızı) göstərilir. Bundan başqa küləyin istiqaməti və sürəti qeyd olunur. Şaquli kəsimlərdə, təzyiq, buludların aşağı, yuxarı sərhədləri və onların forması, yağıntı zonaları, yağıntının növü, buzbağlama, silkələnmə, duman təbəqələri əks etdirilir.

Atmosferin fəza şaquli kəsimlərinin işlənilməsi aşağıdakı mərhələlərdən ibarətdir:

1) hər  $2^{\circ}\text{C}$ -dən bir, tropopauza yaxınlığında isə hər  $5^{\circ}\text{C}$ -dən bir qırmızı qələmlə izotermaların çəkilməsi;

2) hər 5 m/san-dən bir, küləyin böyük sürətlərində isə hər 10 m/san-dən bir yaşıl qələmlə izotaxların çəkilməsi;

3) tropopauza xətlərinin qəhvəyi rənglə çəkilməsi;

4) atmosfer cəbhələrinin növlərinə uyğun olaraq onların aşağı və yuxarı sərhədlərinin rəngli qələmlərlə ayrılması;

5) inversiya təbəqəsi və duman zonalarının aşağı və yuxarı sərhədlərinin sarı rənglə ayrılması;

6) bulud təbəqələrinin göy xətlərlə hüdudlandırılması və göy qələmlə rənglənməsi;

7) yağıntı zonaları şaquli ştrixlərlə yaşıl rənglə ayrılır;

8) buzbağlama təbəqələri qırmızı olmaqla, ( $\psi$ ) işarəsi ilə qeyd olunur və bu işarədən yuxarı və aşağı təbəqələrin qalınlıqlarını göstərən oxlar çəkilir;

9) silkələnmə təbəqələrinin şərti işarəsi qırmızı rənglə ayrılır;

10) atmosfer cəbhələrinin üfüqi və şaquli təhlili aparılaraq, uyğun rənglərlə qeyd olunurlar.

## **II FƏSİL**

### **ATMOSFER TERMODİNAMİKASININ ƏSASLARI**

**Atmosferin termodinamikası, havanın temperaturu, enerjinin saxlanması qanunu və istilik tənliyi**

Temperatur – havanı təşkil edən atom və molekulların istilik hərəkətinin kinetik enerji ölçüsü olmaqla, ən mühüm vəziyyət

parametridir. Atmosfer təzyiqi altında ərimədə olan buzun hərarət müvazinətindən maddənin tərəddüd etdiyi ölçü **empirik temperatur** adlanır. Yer üçün əsas istilik mənbəyi Günəşin, ulduzların, Ayın, planetlərin şüa enerjisi və Yer in daxili enerjisidir. Günəşin şüa enerjisi **radiasiya** adlanır və o, Yer in əsas istilik mənbəyidir. Yer səthindən atmosfərə istilik əsas etibarilə konveksiya, turbulentiik və şüalanma vasitəsilə verilir.

Meteoroloji məntəqələrdə havanın temperaturu yer səthindən 2 m hündürlükdə, maye termometrlərlə (civəli, spirtli) ölçülür, bir şərtlə ki, termometrə Günəş şüaları birbaşa düşməsin. Havanın temperaturu 30 - 40 km hündürlüyə qədər radiozondların köməyi ilə, daha yuxarı qatlarda isə raketlər, Yer in süni peykləri və bir çox dolayı metodlar vasitəsilə ölçülür. Temperaturun ölçülməsində müxtəlif şkalalardan istifadə olunur. Azərbaycanda və dünyanın əksər ölkələrində 100°-lik (Selsi şkalası-°C) şkaladan istifadə edilir. Bu şkalada 0° buzun əriməsinə, 100°C isə suyun qaynamasına uyğun gəlir (normal atmosfer təzyiqi şəraitində). Bəzi ölkələrdə havanın hərarətini ölçmək üçün Farengeyt şkalasından istifadə olunur (F).

Bu şkalada buzun əriməsi +32°C – yə, suyun qaynaması isə +212°C – yə uyğun gəlir. Bir şkaladan digərinə keçid aşağıdakı kimidir:

$$1) \quad t^{\circ}C = \frac{5}{9}(t^{\circ}F - 32), \quad 2) \quad t^{\circ}F = \frac{9}{5}(t^{\circ}C + 32).$$

Nəzəri meteorologiyada və aerodinamikada, adətən Kelvin şkalasından istifadə edilir və bu aşağıdakı kimi ifadə edilir:

$$T = 273,15 + t^{\circ}C,$$

burada,

273,15-temperaturun mütləq sıfırı, t°C – isə Selsi şkalasına görə temperaturdur.

Havanın qızmasına səbəb olan əsas istilik mənbəyi Günəşdir. Günəş şüaları yer səthinə düşərkən havanın zəif istilik keçirməsi ilə əlaqədar olaraq onu qızdırma bilmir və yalnız atmosferdə olan asılı toz hissəcikləri onu müəyyən dərəcədə qızdırır. Sonra isə yer



səthinə çatan şüa enerjisi səthi qızdırır. Nəticədə bu istilik havanın alt qatlarına keçir və hava üfqi, şaquli istiqamətlərdə qarışdıqda isə istilik atmosferə yayılır. Nəticədə, gecələr yer səthinin şüa buraxması da atmosferə müəyyən qədər istilik verir və bu istilik **effektiv şüalanma** adlanır.

Havanın yer səthinə yaxın alt qatı qızaraq genişlənir, həcmi böyüyür, sıxlığı azalaraq yüngülləşir və nəticədə o, yuxarı qalxır. Bu zaman əmələ gələn şaquli konveksiya cərəyanı istiliyi atmosferin üst qatlarına ötürür. Yuxarı qatlara keçmiş isti hava nisbətən az təzyiqli sahəyə düşdüyündən onun həcmi genişlənir. Genişlənməyə sərf olunan enerji hesabına havanın temperaturu aşağı düşür, hissəcik soyuyur və nəticədə yuxarı qalxan hava hissəciyinin temperaturu hər 100 m-də təxminən  $0.65^{\circ}\text{C}$  azalır. Bu kəmiyyətə temperaturun **şaquli qradienti** ( $\gamma$ ) deyilir.

$$T = T_0 - \gamma \cdot \frac{h}{100},$$

buradan

$$\gamma = \frac{T_0 - T}{h} \cdot 100,$$

burada,

$T_0$  – yer səthində havanın temperaturu,  $h$  – hündürlükdür.

Yuxarıda göstərilən şaquli temperatur qradienti rütubətli havada baş verən qradientin kəmiyyətidir. Quru havada isə bu qradient hər 100 m  $1^{\circ}\text{C}$  təşkil edir. Rütubətli havanın yüksəldikcə soyuma dərəcəsi kondensasiya yaradan mühitin temperatur və təzyiq şəraitindən asılıdır. Məsələn, doymuş hava  $0^{\circ}\text{C}$  - də 760 mm təzyiqdə hər 100 m-ə  $0,54^{\circ}\text{C}$ ,  $20^{\circ}\text{C}$ -də isə  $0,45^{\circ}\text{C}$  soyuyur.

Yer səthində havanın temperaturunu bilməklə, qradientin köməyi ilə troposferdə istənilən hündürlükdə temperaturu hesablamaq olar. Bəzən temperatur müəyyən qatda aşağı düşür, əksinə artır. Bu hallara temperatur **inversiyası** deyilir. İversiya qatları təyyarəçilər üçün böyük maraq kəsb edir. Məsələn, inversiyadan aşağıda uçuşlar üçün zəif görünüş, qışda buzbağlama

və yırğalanma hadisələri müşahidə olunur. İnversiya qatından yuxarıda uçuşlar çox yaxşı hava şəraitində keçir. Bəzən atmosferdə temperatur hündürlüyə görə sabit qalır və bu qat **izotermiya** adlanır. İnversiya və izotermiya qatları şaquli konveksiyanın inkişafına mane olduğuna görə onları **saxlayıcı qat** adlandırırlar. Barik xəritələrdə temperatur sahələrini təhlil etmək üçün izotermilər çəkilir. Eyni temperaturu nöqtələri birləşdirən səlis əyri xətlərə **izotermilər** deyilir və izotermilər  $2^{\circ}\text{C}$  - dən bir çəkilirlər.

Havanın qızmasında su buxarının kondensasiyası da böyük rol oynayır. Yəni, kondensasiya vaxtı atmosfərə gizli istilik ayrılır. Qeyd etmək lazımdır ki, atmosferdə 1 qram suyun kondensasiyası zamanı 600 kkal enerji ayrılır. İstiliyin üfüqi paylanması isə havanın hərəkəti ilə turbulent mübadilə nəticəsində həyata keçirilir. Atmosferdə havanın temperaturu bir coğrafi nöqtədən digərinə zamana görə fasiləsiz olaraq dəyişir. Yer kürəsində temperaturun dəyişmə diapazonu çox geniş olub,  $60^{\circ}\text{C}$ - dən (gündüz vaxtı tropik səhralarda) mənfi  $90^{\circ}\text{C}$ -dək ( Antarktidanın yüksək yaylarında, qütb gecələrində) dəyişir.

Hündürlüyə görə temperaturun zonal paylanma xüsusiyyətləri aşağıdakılardan ibarətdir:

- troposferdə temperatur tropiklərdən qütblərə doğru azalır (yayda az, qışda çox) ;
- stratosferdə qütblər üzərində yayda temperatur tropikdəkindən yüksək olur ;
- qütb atmosferində tropopauza tropiklərdən daha aşağı və isti olur;
- izotermilər qitə və okeanların yerləşməsinin təsiri nəticəsində en dairələri boyu əhəmiyyətli dərəcədə tərəddüd edir;
- ən maksimum və minimum temperaturlar materiklər üzərində müşahidə edilir;
- termik maksimum sahəsi (termik ekvator) hərəkət etməklə, həmişə yay yarımkürəsində qalır. Yayda o, şimal yarımkürəsində tropik enliklərdəkdir, cənub yarımkürəsində isə ekvatora çox yaxın yerləşir.

Temperaturun sutkalıq gedişində maksimum təqribən günortadan sonrakı bir saat ərzində, minimum isə günəşin çıxmasından əvvəl təsadüf edilir.

Temperatur illik gedişata malikdir. Maksimum temperatur günəş radiyasının maksimum kəmiyyəti ilə üst-üstə düşür (materiklərdə təqribən bir ay, okeanlarda isə bu iki, hətta, üç ayadək gecikir). Minimal temperatur da Günəş radiyasının minimumu ilə korrelyasiya etmir və həmçinin eyni gecikmələrlə müşahidə edilir.

## **Atmosferdə baş verən termodinamik proseslər**

Atmosferdə temperaturun paylanma qanunauyğunluğunu izah etmək üçün termodinamika anlayışından istifadə edilir. Buna görə də termodinamikanın öyrənilməsi üçün əsas obyekt termodinamik sistemlər hesab edilir. Məkan daxilində sistemin vəziyyəti və onun dəyişməsi xarici parametrlərlə təsvir edilir (koordinatlar, kütlə). Sistemin termodinamik tarazlığının vəziyyəti tamamilə onun xarici parametrləri ilə göstərilir və bu parametrlərdən biri də temperaturdur.

Temperatur fərqli meteoroloji kəmiyyət olub, digər kəmiyyətlərdən, məsələn, kütlədən fərqlənir: iki eyni kütləli cismin kütlələrini topladıqda onların kütlələri iki dəfə artıq olar, lakin iki eyni temperaturlu cismin temperaturlarını topladıqda cəm temperatur alınmır. Konkret olaraq termodinamik tarazlıq sisteminin vəziyyəti temperaturun vahid kəmiyyəti ola bilər.

Bununla belə, termodinamika anlayışına, xüsusi halda temperaturu, atmosferi təsvir etmək məqsədilə istifadə edilən hər bir hava hissəciyinə ayrı - ayrılıqda termodinamik tarazlıqda olan bir sistem kimi baxmaq lazımdır.

## **Enerjinin saxlanması qanunu və istilik axını tənliyi**

Atmosferdə temperatur dəyişmələrini atmosferin hər bir hissəciyinə tətbiq etməklə, onu **enerjinin saxlanması qanunu** vasitəsilə hesablamaq olar. Bunu qısaca olaraq belə ifadə etmək olar: hava hissəciyinin daxili enerjisinin dəyişməsi ( $dE$ ) və onun tərəfindən tamamlanmış iş ( $\Delta W$ ) yalnız **istilik axını** ( $\Delta Q$ ) hesabına baş verir:

$$dE = \Delta Q + \Delta W$$

Hava hissəciyinin daxili enerjisinin dəyişməsi onun mütləq temperaturu ilə əlaqəlidir:

$$dE = C_v dT.$$

Bu tənlikdə  $C_v$  sabit həcmdə havanın istilik tutumudur. Bir çox meteoroloji hesablamalarda onun qiyməti sabitdir ( $718 \text{ C/kq/K}$ ).

Hava hissəciyinin genişlənmə (sıxılma) işi hissəciyin həcmi ( $dV$ ) və təzyiqinin ( $p$ ) bərabərliyi ilə əlaqəlidir:

$$\Delta W = p dV$$

Bu zaman hissəciyin gördüyü iş mənfi, mühit üzərində hissəciyin gördüyü iş isə müsbətdir. Bu o deməkdir ki, əgər hava hissəciyi sıxılırsa, onda görülən iş mənfidir.

Əgər biz qeyd etdiyimiz bu şəraiti enerjinin saxlanması qanununun keyfiyyət tənliyində nəzərə alsaq, onda hava hissəciyinin temperatur dəyişməsi istilik axınının təsiri altında təyin edilər:

$$C_v dT + p dV = \Delta Q.$$

Hal tənliyindən istifadə edərək, biz bu tənliyin ölçülməyən kəmiyyətini özündə saxlayan və meteorologiyada daha çox istifadə edilən formaya sala bilərik:

$$C_p dT - \frac{RT}{p} dp = \Delta Q.$$

Sabit təzyiqdə  $C_p$  havanın istilik tutumu Mayer əlaqəsinə ( $C_p = C_v + R$  və  $1005 \text{ C/kq/K}$ ) görə havanın sabit qaz kəmiyyəti ( $R$ ) və  $C_v$  ilə əlaqəlidir.

Enerjinin saxlanma qanunu istənilən bir hissəciyin sonuncu tarazlıq halının temperaturunu təyin etməyə imkan versə də, bu qanun qonşu hissəciklərin öz halının uzlaşmış şəkildə dəyişməsinə nəzərə almır. Qeyri-bircins və termodinamik natarazlıq halında olan atmosferdə hissəciklərin uzlaşmış dəyişmələrini təsvir etmək üçün istilik axını tənliyindən istifadə edilir:

$$C_p \frac{dT}{dt} - \frac{RT}{p} \frac{dp}{dt} = \frac{\Delta Q}{dt}.$$

Bu tənlik enerjinin dəyişmə sürətinin və istiliyin verilməsinin (istilik axını) bərabər olmasını tələb edir. Tənlikdəki hər bir həddin vahidi  $\text{Vt/kq}$  – dir. Birinci hissə əsas istilik axınlarının hissəciyə təsirini göstərir.

İstilik axını tənliyi hər bir coğrafi nöqtədə havanın soyuma və qızmasının əsas xüsusiyyətlərini izah etməyə imkan verir. Bunun üçün ümumi törəmələrdən xüsusi törəmələrə keçilir. Bu zaman həmin nöqtədə havanın temperatur dəyişmələri aşağıdakı tənlik vasitəsilə təyin edilir:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \left\{ - \left[ u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right] - \left( w \frac{\partial T}{\partial z} \right) \right\} + \frac{RT}{C_p p} \frac{dp}{dt} + \frac{\Delta Q}{C_p dt}.$$

Mötərizədəki işarələrlə tamamlanan **birinci hədd** baxılan nöqtədə atmosfer axınları vasitəsilə havanın temperaturunun dəyişməsinə təsvir edir. Meteoroloqlar həmişə böyük fərqli sürətlərə malik olan üfüqi və şaquli köçürmələri mütləq nəzərə

almalıdır. Ona görə də kvadrat mötərizədəki hədlər istiliyin üfüqi köçürməsinə təsvir edir və bu köçürməni temperaturun advektiv dəyişmələri və yaxud qısaca olaraq **adveksiya** adlandırırlar. Dairəvi mötərizədəki hədlər isə istiliyin aşağı və yuxarı köçürülməsini təsvir edir ki, meteoroloqlar bunu temperaturun konvektiv dəyişmələri və ya qısaca olaraq **konveksiya** adlandırırlar.

**İkinci fiqurlu** mötərizədən sonrakı hədlər isə sıxılma və genişlənmə işi zamanı temperatur dəyişmələri prosesini təsvir edir. Bu isə **adiabatik temperatur dəyişmələri** adlanır.

**Üçüncü hədd** istilik axını adlanmaqla, hər hansı bir nöqtədə temperaturun dəyişməsinə gətirən fiziki prosesləri təsvir edir:

— radiasiya prosesləri hesabına baş verən istilik axını (hava günəş radiasiyasını zəif udur və hava hissəciklərinin radiasiya istilik axınları uzundalğalı diapazonda baş verir) ;

— kondensasiya və buxarlanma nəticəsində su buxarının istilik axını (bu proseslər buludlarda və dumanlarda zəruri olur) ;

— havanın molekulyar istilikkeçirməsi hesabına baş verən istilik axını;

— təsadüfi tərəddüdlərdən əmələ gələn turbulent mübadilə hesabına baş verən istilik axını.

## **Adiabatik proseslər**

Atmosfer hadisələrinin tədqiqatında adiabatik proseslər vacib rol oynayırlar. Bu proses hava kütləsi daxilində termik tarazlığın, onun ölçülərinin və ya fəzada vəziyyətinin dəyişməsi hesabına baş verməsini müəyyənləşdirməyə imkan verir, yəni bu zaman hava kütləsinə kənardan heç bir istilik axını daxil olmur. Başqa sözlə, belə deyə bilərik ki, ətraf mühitlə istilik mübadiləsi olmadan baş verən temperatur dəyişmələrinə **adiabatik proseslər** deyilir.

Adiabatik prosesin temperatur dəyişmələri üçün başa çatması səbəbindən baş verir. Adiabatik dəyişmələrdə, atmosferin bütün hissəcikləri bir-birindən təcrid edilir və bu zaman enerjinin saxlanma qanununun aşağıdakı tənliyinə müraciət etmək olar:

$$\frac{dT}{T} = \frac{R}{C_p} \frac{dp}{p}, \text{ və yaxud } \frac{T}{T_0} = \left( \frac{p}{p_0} \right)^{R/C_p},$$

burada,

$(R/C_p)$  arasında əlaqə 0,286 – a bərabərdir,

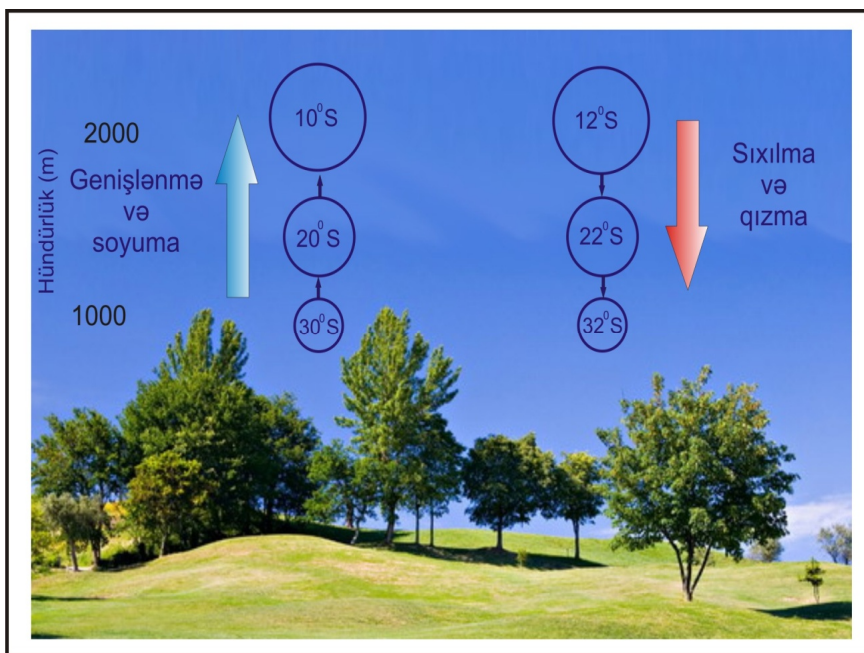
$P_0$  və  $T_0$  kəmiyyətləri adiabatik prosesdə iştirak edən hava hissəciklərinin ilkin vəziyyətini müəyyən edir. Bu düsturdan görünür ki, adiabatik prosesdə hissəciyin verilmiş təzyiqi ilə müqayisədə onun temperaturu artır, təzyiqin azalması ilə hissəciyin temperaturu isə əksinə, azalır. Bu proses sxematik olaraq şəkil 14-də göstərilmişdir.

Atmosferdə təzyiqin tendensiyası hava hissəciklərinin hündürlüyə doğru dəyişməsi zamanı baş verir. Hava hissəciklərinin temperaturlarının adiabatik dəyişmələrini təsvir etmək üçün enerjinin saxlanması qanununun tənliyində  $dp$  və  $dz$  kəmiyyətlərini statika tənliyi vasitəsilə dəyişmək olar. Bu zaman tənlik aşağıdakı şəkllə düşər:

$$\left\{ \frac{dT}{T} = \frac{R}{C_p} \frac{dp}{p}, dp = \frac{gp}{RT} dz \right\} \Rightarrow \frac{dT}{dz} = -\gamma_a, \gamma_a = \frac{R}{C_p},$$

burada,

$\gamma_a$  - hava üçün sabit kəmiyyət olub, adiabatik qalxma zamanı temperaturun mümkün dəyişmələrini göstərir və **quru adiabatik qradient** adlanır.



**Şək. 14. Hava hissəciklərinin qalxma və enməsi zamanı adiabatik hal dəyişənliyi**

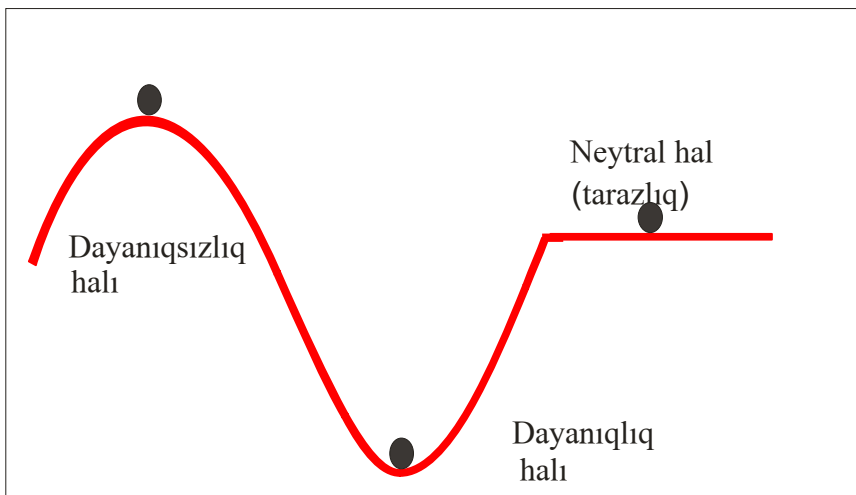
Quru adiabatik qradientin kəmiyyəti  $1,0^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ -ə bərabərdir. Bu onu göstərir ki, hava hissəciyi adiabatik olaraq qalxan zaman onun temperaturu hər 100 metrə bir dərəcə azalır, enmə zamanı isə onun temperaturu uyğun olaraq hər 100 metrə bir dərəcə artır.

### **Lokal termodinamik tarazlığın dayanıqlığı**

Şəkil 15-də hava hissəciklərinin müxtəlif halları təsvir edilmişdir. Bu şəkilə əsasən hissəciyin «dayanıqlıq» terminini mənaca izah etmək mümkündür: əgər kiçik bir tərəddüd hava hissəciyinin parametrlərini tamamilə dəyişərsə, onda təbiətdə hissəciyin ilkin halı dayanıqsız olar. Bu zaman çoxsaylı tərəddüd



yaradan amillər mövcud olur, əks halda, proses dayanıqlı olduqda isə tərəddüd yaradan səbəblər mövcud olmayacaqdır.



**Şək. 15. Hava hissəciyinin dayanıqlı, dayanıqsız və neytral tarazlıq halları**

Termodinamik balansın dayanıqlılığının öyrənilməsi üçün termodinamikanın ikinci qanunu tətbiq edilir. Bu zaman termodinamik proseslər sistemin entropiyasını artırmaq üçündür. Meteorologiyada entropiya ilə birlikdə potensial temperaturdan da istifadə edilir ki, bu da aşağıdakı tənlik vasitəsilə hesablanır:

$$\Theta = T \left( \frac{P_0}{P} \right)^{R/C_p},$$

burada,

$P_0$  üçün 1000 hPa qəbul edilir.

Qaz qanunlarına və enerjinin saxlanma qanununa görə hava hissəciyinin potensial temperaturunun dəyişməsi onun entropiya dəyişkənliyi  $\Delta Q/T$  ilə əlaqədar olub, aşağıdakı tənlik vasitəsilə ifadə edilir:

$$\frac{\Delta Q}{T} = C_P \left( \frac{dT}{T} - \frac{R}{C_P} \frac{dp}{p} \right).$$

Termodinamikanın ikinci qanununa müvafiq olaraq, entropiyanın artımının şərti (vəziyyəti) istənilən prosesin gedişi üçün zəruridir.

Əgər hissəcik şaquli istiqamətdə hərəkət edirsə, onda onun potensial temperatur dəyişməsinə aşağıdakı tənlik vasitəsilə aşkarlamaq mümkündür:

$$\frac{1}{\Theta} \frac{d\Theta}{dz} = \frac{v_a}{T} - \gamma, \quad \gamma = \frac{dT}{dz}.$$

burada,

$\gamma$  - işarəsi atmosferdə temperaturun **şaquli qradientini** göstərir.

Atmosferdə lokal termodinamik tarazlığın dayanıqlılıq şərti üçün temperaturun şaquli qradientindən və potensial temperaturdan istifadə edilir (cədvəl 7).

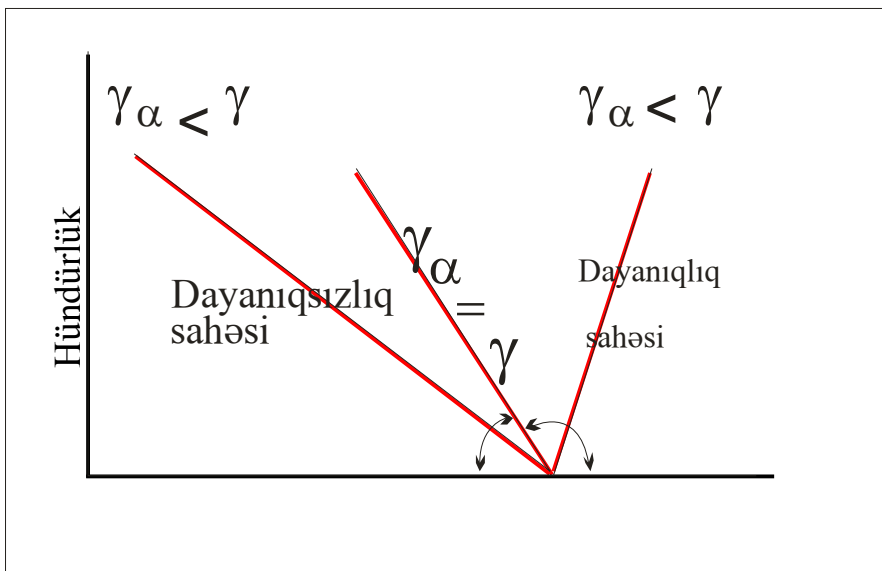
**Cədvəl 7**

**Adiabatik dəyişmələr zamanı hava hissəciyinin müvazinətinin tarazlıq şərtləri**

Hissəciyin vəziyyəti	Temperatur qradientinə görə	Potensial temperaturun qradientinə görə
Dayanıqlı	$\gamma_a > \gamma$	$d\theta/dz > 0$
Neytral	$\gamma_a = \gamma$	$d\theta/dz = 0$
Dayanıqsız	$\gamma_a < \gamma$	$d\theta/dz < 0$

Ayrı-ayrı təbəqələrdə hündürlüyə görə temperaturun sabit şaquli qradientinə əsasən qrafik qurmaqla, gözəyari olaraq atmosferin dayanıqsız təbəqəsini müəyyən etmək mümkündür. Şəkil 16-da temperaturun hündürlüyə görə dəyişməsinin mümkün qrafik variantları verilmişdir. Hündürlüyə əsasən temperaturun sabit qradientə görə adiabatik dəyişmə əyrisi **hal əyrisi** adlanır. Başqa sözlə, aeroloji diaqramlarda eyni potensial temperatura malik olan noqtələri birləşdirən əyrilər hal əyriləri adlanır.

Əgər hündürlüyə görə temperaturun azalması adiabatik qalxmadan, yavaş baş verərsə ( $\gamma < \gamma_a$ ), onda baxılan təbəqə dayanıqlı hesab edilir və inversiya qatı müşahidə olunur.



**Şək. 16. Müxtəlif müvazinət şəraitlərində temperaturun hündürlüyə görə dəyişməsinin xarakteri**

Daha sadə olaraq belə deyə bilərik ki, əgər baxılan hava hissəciyinin temperaturu ətraf havanın temperaturundan yüksəkdirsə, onda proses (mühit) dayanıqsız, əksinə, baş verirsə, onda proses dayanıqlı hesab edilir.

## Dayanıqsızlıq və konveksiya

Atmosferin hal vəziyyəti hava hissəciklərinin şaquli istiqamətdə adiabatik yerdəyişmələrində temperatur stratifikasiyasının dayanıqlığından və ya dayanıqsızlığından asılı olmaqla dəyişir. Havanın təcrid olunmuş hissəciyinin şaquli temperaturu ətraf havanın müdaxiləsi olmadan dəyişir və Nyutonun ikinci qanununa tabe olur. Bu zaman hissəciklərin təcili barik qradiyent qüvvəsinin ( $d^2z/dt^2$ ) və sərbəst düşmə təcilinin ( $g$ ) təsiri nəticəsində əmələ gəlir. Hissəciklər ətrafındakı atmosferi ifadə etmək üçün statika tənliyindən istifadə edilir və bu zaman tənlik aşağıdakı şəkllə düşür:

$$\frac{d^2z}{dt^2} = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z}, \quad 0 = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p_a}{\partial z}.$$

Fərz edək ki, təzyiq bir nöqtədən digərinə nəzərən qatın daxilində və həmçinin səthində eyni olmalıdır ( $p=p_0$ ), bu zaman sıxlığı əvəz edən temperaturun hal və hissəciklərin hərəkət tənliyi aşağıdakı şəkllə düşür:

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g \frac{p_a - p}{p} = g \frac{T - T_a}{T}.$$

Alınmış tənliyin birinci hissəsi Arximed qüvvəsinə aid olmaqla, hissəciklərin hərəkət tənliyi aşağıdakı şəkllə düşür:

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g \frac{(\gamma - \gamma_a)}{\gamma} z$$

olduqda

$$(T - T_a) = (\gamma - \gamma_a) z \quad (\gamma - \gamma_a) z.$$

Əgər atmosferin stratifikasiyası dayanıqsızdırsa, ( $\gamma_a < \gamma$ ) onda qalxan hissəcik Arximed qüvvəsinin təsiri ilə daha böyük təkanla yüksəkliyə qalxacaqdır. Dayanıqsız atmosfer şəraitində şaquli hərəkətlər yaranırlar və Arximed qüvvəsinin təsiri altında hava hissəciklərinin yuxarı istiqamətlənmiş hərəkəti güclənir.

Əgər atmosfer dayanıqlıdırsa, ( $\gamma_a > \gamma$ ) onda Arximed qüvvəsi şaquli hərəkətləri əngəlləyəcək və hissəcik tədricən öz əvvəlki səviyyəsinə qayıdacaqdır. Bu səbəbdən, bəzi təbəqələrdə atmosferin termik stratifikasiyası dayanıqlıdırsa, onda konveksiya mümkün deyildir. Şaquli hərəkətlər o halda mümkün olar ki, digər qüvvələrin təsiri kiçik (təxminən 1 sm/san) və dayanıqlı təbəqə bütöv şəkildə olsun.

Əgər termik stratifikasiya dayanıqsızdırsa, onda təsadüfi qüvvələrin təsiri nəticəsində atmosferdə lokal, böyük sahə tutmayan və güclü (10 m/san-dək) qalxan axınlar yaranır. Bu axınların yaxınlığında onlarla bərabər, həmin intensivlikdə enən axınlar da yaranırlar. Qalxan axınlarda hava hissəcikləri genişlənəcək və soyuyacaq, enən axınlarda isə əksinə, hava hissəcikləri sıxılacaq və qızacaqdır. Bir az da önə gedərək göstərə bilərik ki, qalxan axınlar zonasında hava soyuduqda buludlar əmələ gəlir, enən axınlar sahəsində isə hava qızır və aydın, buludsuz hava şəraiti müşahidə edilir. Bu prosesi daha yaxşı başa düşmək üçün atmosferin ümumi sirkulyasiyasından misal gətirə bilərik. Belə ki, Yer kürəsində qalxan hava axınlarının üstünlük təşkil etdiyi ekvatorial enliklərdə hava həmişə buludlu, yağmurlu, enən axınlar zonalarında isə əksinə, quru, buludsuz hava müşahidə edilir.

## **Dayanıqsızlıq enerjisi və onun təyin olunma metodları**

Atmosferdə həmişə üfqi hərəkətlərlə bərabər, şaquli hərəkətlər də müşahidə olunur və onlar atmosfer proseslərinin inkişafında xüsusi əhəmiyyət kəsb edirlər. Şaquli hərəkətlərin təsiri nəticəsində fəal səthdən istilik və rütubətin daşınması, buludların yaranması və

dağılması, yağıntının düşməsi, şimşək fəaliyyətinin inkişafı baş verir, atmosferdə turbulent sahələr yaranır.

Mənşəyinə görə şaquli hərəkətlərin aşağıdakı növləri fərqləndirilir: konvektiv, qalxan sürüşmələr, dinamik turbulentlik və dalğavari hərəkətlər. Konveksiya şaquli istiqamətdə havanın qalxan hərəkətidir. Qalxan sürüşmələr böyük hava kütləsinin maili hərəkətidir. Bu, isti cəbhələrdə isti havanın soyuq hava üzərinə hərəkəti, isti havanın az meyilli dağ yamacları üzərinə hərəkəti, birinci növ soyuq cəbhələrdə soyuq havanın isti hava kütləsinin altına doğru hərəkəti zamanı müşahidə olunur. Dinamiki turbulentlik havanın üfüqi istiqamətdə yerdəyişməsi və yer səthinə sürtünməsi nəticəsində formalaşan nizamsız qalxan və enən hərəkətlərdir. Dalğavari hərəkətlər inversiya və izotermiya təbəqələrinin yuxarı və aşağı sərhədlərində təzyiqlik və havanın hərəkət sürətinin fərqləri nəticəsində baş verir. Bu zaman dalğanın ən yüksək zirvəsində qalxan hərəkətlər, dalğanın çökək hissəsində isə enən hərəkətlər müşahidə edilir. Kifayət qədər rütubət tutumu olduqda dalğaların yalında laylı buludlar yaranırlar. Belə dalğaların kəsişməsində uçuş həyata keçirərkən təyyarənin dövrü yırğalanması müşahidə olunur. Atmosferdə enerjinin daim bir növdən digər növə keçməsi baş verir. Bu cür çevrilmələrdən ən xarakterik olanı termodinamik proseslərdə baş verən istilik enerjisinin mexaniki enerjiyə və əksinə çevrilməsidir. Atmosferdə adiabatik proseslər şaquli hərəkətlərdə müşahidə olunaraq, quru və rütubətli adiabatik proseslərə bölünürlər. Quru adiabatik proseslər doymamış quru və ya rütubətli havada, rütubətli adiabatik proseslər isə rütubətli, lakin doymuş havada baş verirlər.

Quru havanın temperaturunun adiabatik proses nəticəsində dəyişməsinin kəmiyyət ölçüsü **quru adiabatik qradient**  $\gamma_a$  – quru və ya rütubətli doymamış havanın hər 100 m hündürlüyə qalxması və ya enməsi nəticəsində dəyişməsidir. Bundan əlavə, havanın yuxarı qalxması nisbi rütubətin artması, enməsi isə nisbi rütubətin azalması ilə müşayiət olunur. Hər iki halda havanın xüsusi rütubətliyi dəyişməz qalır. Doymuş hava həcmi yuxarı qalxdıqda genişlənmə nəticəsində hissəciklərin temperaturu aşağı

düşdüyündən su buxarının bir hissəsi kondensasiyaya uğrayır. Bunun nəticəsində, kondensasiyanın gizli istiliyi (597 kal/q<sub>r</sub>) ayrılır, bu da əhəmiyyətli dərəcədə havanın soyumasının qarşısını alır. Buna görə də, doymuş hava 100 m yuxarı qalxdıqda 1°C dən az soyumaya məruz qalır. Bu kəmiyyət **rütubətli adiabatik qradient**  $\gamma_{ra}$  adlanır.

Rütubətli adiabatik qradient dəyişkən kəmiyyət olub, temperatur və təzyiqdən asılıdır. Doymuş qalxan hava həcmnin temperaturu nə qədər yuxarı olarsa, rütubətli adiabatik qradient bir o qədər az olacaqdır. Orta hesabla  $\gamma_{ra} = 0,5 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ .

Quru adiabatik proses nəticəsində temperaturun dəyişməsini aşağıdakı kimi ifadə etmək olar:

$$t = t_0 - \gamma_a H,$$

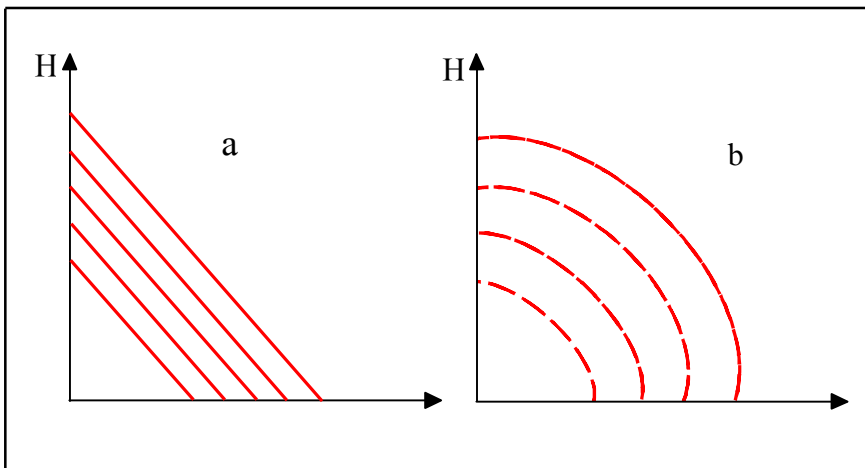
burada,

$t$  – quru adiabatik proses nəticəsində temperaturun dəyişməsi,  $t_0$  – başlanğıc temperatur,  $\gamma_a$  – quru adiabatik prosesdə şaquli temperatur dəyişməsi,  $H$  – hündürlükdür.

Bu düstur düz xəttin tənliyini ifadə edir. Əgər koordinat oxları üzərində eyni miqyasla temperaturu 1°C və hündürlüyü 100 m bölsək, düz xətt – **quru adiabat** – temperatur oxuna 45° bucaq altında meyli edəcək (şək. 17 a).

Qalxan doymuş havada temperaturun dəyişməsini xarakterizə edən əyri **rütubətli adiabat** (şək. 17 b) adlanır. Quru adiabatlardan fərqli olaraq rütubətli adiabatlar daha əyilmiş olur, çünki  $\gamma_{ra}$  – dəyişkən kəmiyyətdir; doymuş havanın qalxması zamanı  $\gamma_{ra}$  artır və quru adiabata yaxınlaşır.

Doymamış hava qalxan zaman onda olan su buxarı temperaturun düşməsi nəticəsində doyma dərəcəsinə yaxınlaşır. Kondensasiya səviyyəsi qalxan havada olan su buxarının doyma halına çatdığı hündürlüyə deyilir. Kondensasiya səviyyəsində havanın temperaturu şəh nöqtəsinin temperaturuna bərabər olur, nisbi rütubətlik isə 100%-ə yaxın olur ( $t=t_d$ ,  $f=100\%$ ).



**Şək. 17. Quru (a) və rütubətli (b) adiabatlar**

Kondensasiya səviyyəsinin hündürlüyü yer səthindəki temperaturla düz, nisbi rütubətlə isə tərs mütənəsidir. Kondensasiya səviyyəsini aeroloji diaqramə görə təyin etmək və ya aşağıdakı düsturlarla hesablaşmaq olar:

$$h_k = 17(100 - f_0),$$

$$h_k = 123(t_0 - t_{d_0}),$$

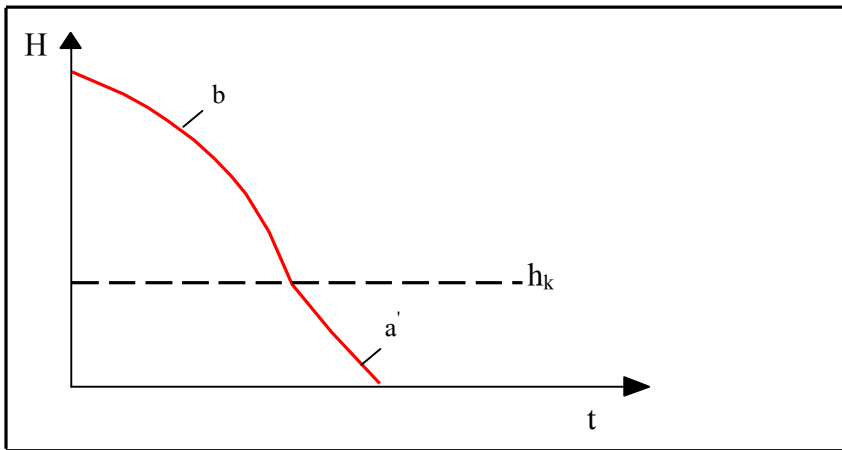
burada,

$f_0$ ,  $t_0$ ,  $t_{d_0}$  – müvafiq olaraq nisbi rütubət, havanın temperaturu və yer səthində şəh nöqtəsinin temperaturudur.

Havanın kondensasiya səviyyəsindən yuxarı hündürlüyə qalxması zamanı su buxarının kondensasiyası baş verir və buludlar yaranır. Onların aşağı sərhəddinin hündürlüyü kondensasiya səviyyəsindən 100-200 m yuxarı olur. Bu onunla izah olunur ki, buludun əmələ gəlməsi üçün müəyyən miqdarda su buxarının kondensasiyaya uğraması lazımdır, bunun üçün isə doymuş

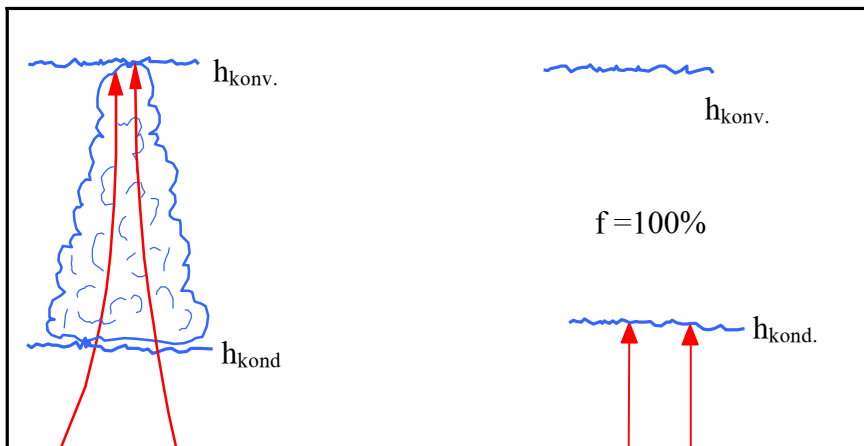


havanın şəh nöqtəsi temperaturundan aşağı soyuması şərtidir. Əgər kondensasiya səviyyəsi yer səthi yaxınlığında yerləşirsə duman əmələ gəlir. Kondensasiya səviyyəsinin hündürlüyünü bilməklə, temperatur və təzyiğin istənilən qiymətlərində qalxan hava kütləsində temperaturun adiabatik dəyişməsini xarakterizə edən hal əyrisini qrafiki olaraq təsvir etmək olar (şək. 18). Hal əyrisi yer səthindən kondensasiya səviyyəsinə qədər quru adiabat, kondensasiya səviyyəsindən yuxarıda isə rütubətli adiabat üzrə çəkilir.



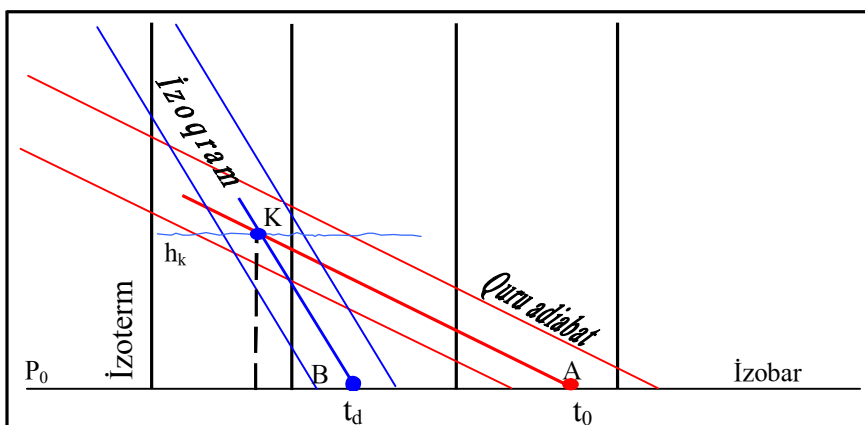
**Şək. 18. Hal əyrisi: quru (a) və rütubətli (b) adiabatlar**

**Konveksiya səviyyəsi**  $h_{konv}$  – qalxan hava axınının yüksələ biləcəyi hündürlüyə deyilir. Konveksiya səviyyəsində qalxan havanın temperaturu ətraf havanın temperaturuna bərabər olur. Aeroloji diaqramda bu səviyyə kimi stratifikasiya və hal əyrisinin kəsişmə nöqtəsi qəbul olunur. Güclü topa və topa-yağış buludlarının aşağı sərhəddi kondensasiya səviyyəsi, yuxarı sərhəddi isə konveksiya səviyyəsi yaxınlığında yerləşir. İnversiya və izotermiya təbəqələri inversiyaltı qatda qalxan hərəkətlər üçün konveksiya səviyyəsi hesab edilirlər. Konveksiya və kondensasiya səviyyələri arasında müəyyən şəraitlərdə buludlar formalaşır (şək. 19).



**Şək. 19. Konveksiya və kondensasiya səviyyələrinin qarşılıqlı yerləşməsinin buludların yaranmasına təsiri**

**Hal əyrisi** qalxan havada temperaturun dəyişməsinə xarakterizə edir və qara xətlə çəkilir. Onun keçirilməsi kondensasiya səviyyəsinin təyin olunması ilə başlayır (şək. 20). Yürüşü səthdə havanın müşahidə olunan temperaturu  $t_0$  (A) və şəh nöqtəsi  $t_d$  (B) qeyd olunur.



## Şək. 20. Kondensasiya səviyyəsinin təyin olunması

A nöqtəsindən yuxarıya doğru quru adiabat üzrə, B nöqtəsindən keçən izoqram ilə kəsişənə qədər xətt keçirilir. Adiabatın izoqramla kəsişmə nöqtəsi (K nöqtəsi) kondensasiya səviyyəsi ( $h_k$ ) hesab edilir. Hal əyrisi hissəciyin adiabatik olaraq hündürlüyə qalxması nəticəsində temperaturun dəyişməsi haqda təsəvvür yaradır. Doyma hündürlüyünədək dəyişmə quru adiabat üzrə, daha sonra isə rütubətli adiabat üzrə baş verir (şək. 21).

**Stratifikasiya əyrisi** – hündürlüklər üzrə faktiki temperaturun paylanma əyrisidir. O, aşağıdakı qaydada çəkilir: üfüqi ox üzərində hərəkətin başlanğıc səviyyəsində temperaturun qiyməti təyin olunur, şaquli ox üzərində isə həmin hündürlük üçün müvafiq təzyiq qeyd olunur. Uyğun izoterm və izobarların kəsişməsində hündürlük qeyd olunur, digər nöqtələr də analoji olaraq qurulur. Bütün nöqtələr qeyd olunduqdan sonra onlar qırmızı qələmlə birləşdirilir və alınan əyri xətt stratifikasiya əyrisi adlanır.

**Şeh nöqtəsi əyrisi** - hündürlüklər üzrə şeh nöqtələrinin (və ya rütubətin) paylanmasını xarakterizə edir. O, eynilə stratifikasiya əyrisi kimi qurulur. Depeqrama stratifikasiya əyrisindən sağda yerləşməklə, yaşıl qırıq-qırıq xətlə keçirilir.

Rütubətli adiabatik proses anlayışı ilə bərabər psevdoadiabatik proses anlayışı da mövcuddur. Rütubətli adiabatik prosesdən fərqli olaraq psevdoadiabatik proses tamamlanmış hesab edilmir, belə ki, hissəcik psevdoadiabat üzrə qalxır (onunla rütubətli adiabat arasında fərq böyük deyil), lakin quru adiabat üzrə (rütubətli adiabatik prosesdə -rütubətli adiabat üzrə) enir. Nəticədə, başlanğıc vəziyyətə qayıtdıqda onun temperaturu qalxmağa başlayarkən olduğundan daha yuxarı olur. Buradan belə bir nəticəyə gəlmək olar ki, psevdopotensial temperatur  $\Theta_r$  – hava hissəciyində su buxarı tam kondensasiyaya uğrayana qədər psevdoadiabatik qanunla qalxdıqda, 1000 hPa səviyyəyə qədər quru adiabatik qanunla endikdə aldığı temperaturdur.

**Rütubətli hissəciyin psevdoekvivalent temperaturu  $T_p$**  – hissəciyin quru adiabatik qanunla kondensasiyaya səviyyəsinə, psevdoadiabatik qanunla su buxarının tam kondensasiya

uğramasına (quru və rütubətli adiabatların paralel olduğu səviyyəyə) qədər qalxdıqda aldığı temperaturdur. Beləliklə, kondensasiya nəticəsində ayrılan su buxarı hesabına hissəciyin temperaturu başlanğıc vəziyyətindəki temperaturdan yuxarı olur, yəni  $T_p = T + \Delta T_p$ , burada,  $\Delta T_p$  – **ekvivalent əlavədir**.

Su buxarının (s kütləli) kondensasiyası zamanı  $L_s$  istilik miqdarı ayrılır. Bu zaman hissəciyin temperaturunun artmasını aşağıdakı düsturla təyin etmək olar:

$$\Delta T_p = \frac{\bar{L}}{c_p} s = 2,5 \cdot 10^3 s (\bar{L} \approx 2,5 \cdot 10^6 \text{ C/kq}, c_p \approx 10^3 \text{ C/(kq} \cdot \text{K)},$$

(s - ‰).

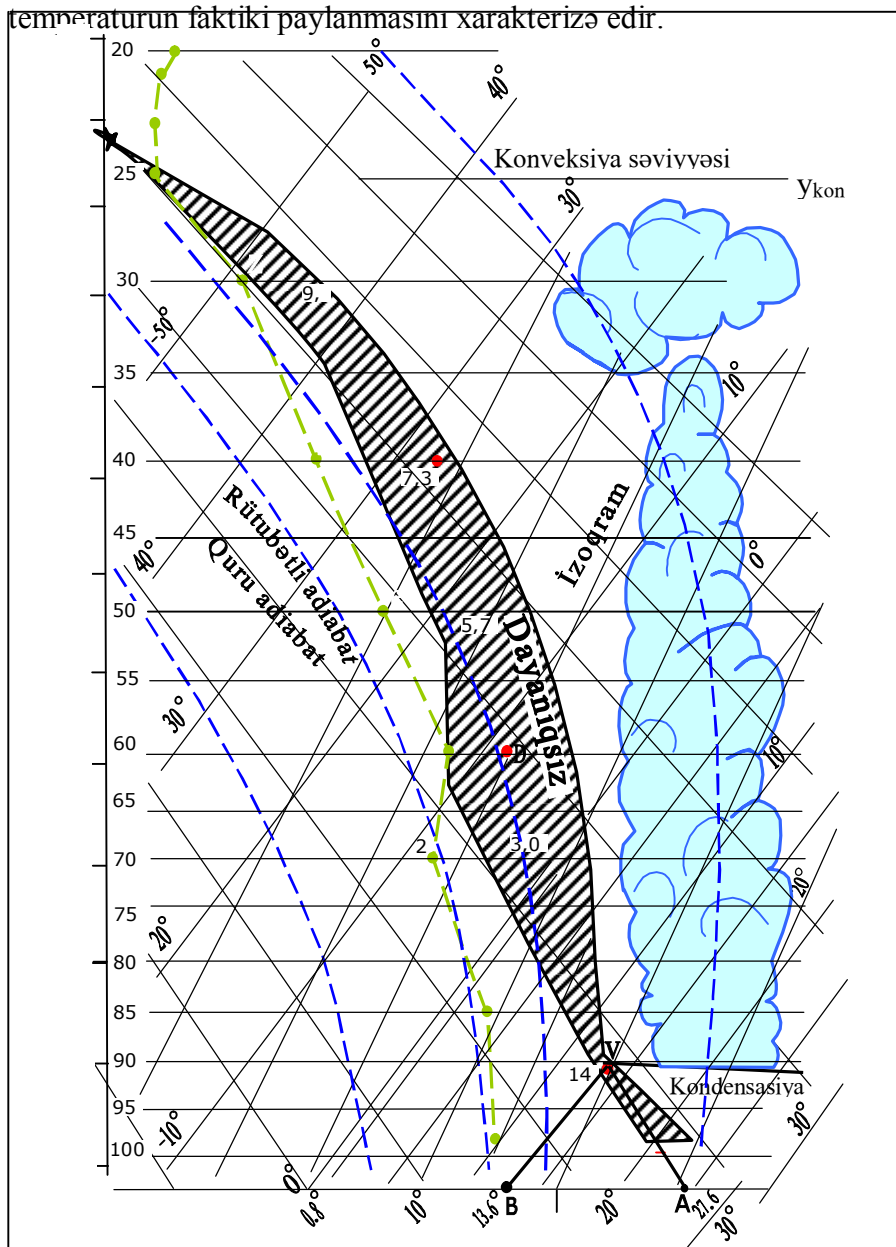
Pseudopotensial və psevdoekvivalent temperatur aşağıdakı əlaqəyə malikdir.

$$\Theta_p = T_p \left( \frac{1000}{p} \right)^{\frac{\chi-1}{\chi}}$$

İstənilən ilkin nöqtədən quru adiabat boyunca 1000 hPa izobarına qədər qalxaraq və ya düşərək burada potensial temperaturu təyin etmək olar.

Atmosferdə şaquli hərəkətlərin yaranması üçün əlverişli şərait həmişə müşahidə olunmur. Yer səthinin qeyri-bərabər qızması nəticəsində onun yaxınlığında şaquli hava axınları formalaşır, lakin atmosferin fiziki vəziyyətindən asılı olaraq onlar tez bir zamanda sönmə bilər və ya əksinə, yuxarı hündürlüklərə yayılmaqla, böyük sürət toplaya bilərlər. Qalxan və ya enən hava kütləsinin temperaturu ilə ətraf havanın temperaturu arasındakı əlaqə havanın şaquli hərəkətlərinin inkişafı və intensivliyinə təsir göstərir. Belə əlaqə quru adiabatik  $\gamma_a$  və ya rütubətli adiabatik  $\gamma_{ra}$  qradiyentlə temperaturun şaquli qradiyentinin ( $\gamma = -\partial T / \partial z$ ) müqayisəsi ilə təyin

olunur. Temperaturun şaquli qradienti hündürlükdən asılı olaraq temperaturun faktiki paylanması xarakterizə edir.



### Şək. 21. Stratifikasiya, şəh nöqtəsi və hal ayrılırları

Adətən troposferdə temperatur hündürlükdən asılı olaraq azalır ( $\gamma > 0$ ), bəzi hallarda temperatur hündürlüyə qalxdıqca artır ( $\gamma < 0$ ).

Əgər temperatur atmosferin müəyyən hissəsində hündürlükdən asılı olaraq dəyişməmişsə,  $\gamma = 0$  olur. Aeroloji diaqram vasitəsilə temperaturun şaquli paylanma əyrisinin analizi  $\gamma > 0$ ,  $\gamma < 0$  və  $\gamma = 0$  olan təbəqələri çox asanlıqla təyin etməyə imkan verir.

Şaquli temperatur qradiyentindən asılı olaraq havanın şaquli hərəkətinin inkişafını xarakterizə edən dörd halı nəzərdən keçirək (şək. 22). Sadəlik üçün rütubətli adiabatik qradiyentini orta qiymətinə uyğun  $-0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ , quru adiabatik qradiyenti isə  $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  qəbul edək.

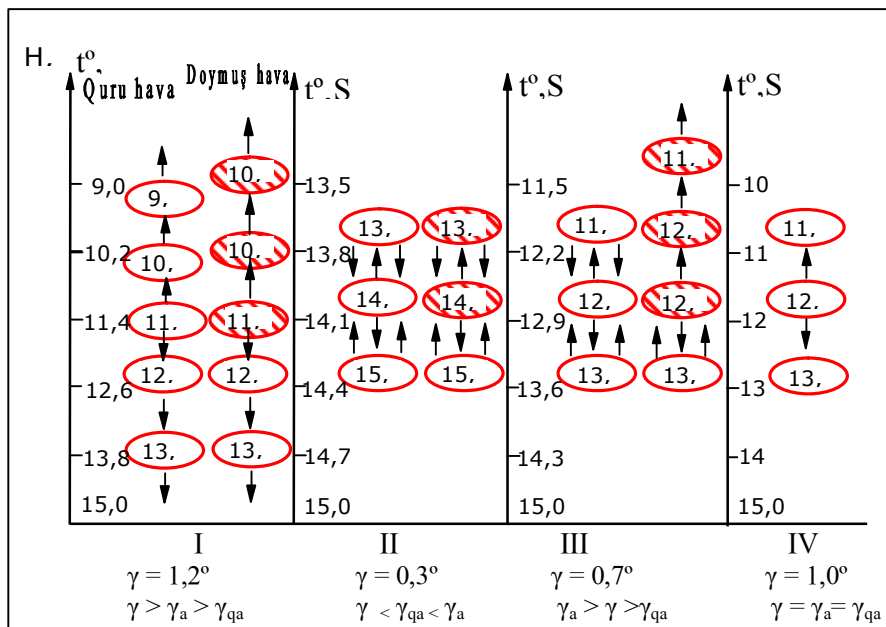
1)  $\gamma > \gamma_a > \gamma_{ra}$ . Tutaq ki, ətraf havanın şaquli qradiyenti quru və rütubətli adiabatik qradiyentdən böyükdür və  $1,2^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  təşkil edir.

Xəyalən 300 m hündürlükdə quru və doymuş hava həcmi ayırıq. Tutaq ki, başlanğıc anda hər iki hava həcmi temperaturu ətraf havanın temperaturuna bərabərdir, yəni  $11,4^{\circ}\text{C}$ -dir və hər hansı bir səbəbdən onlar yuxarı qalxmğa başlamışlar.

Quru hava həcmi hər 100 m-də adiabatik olaraq  $1^{\circ}\text{C}$  soyuyacaq və 400 m hündürlükdə onun temperaturu  $10,4^{\circ}\text{C}$ , 500 m-də isə  $9,4^{\circ}\text{C}$  təşkil edəcək. Bütün hallarda qalxan quru hava həcmi ətraf havadan isti olacaqdır, bu da onun gələcək hərəkətinin yuxarı istiqamətlənməsinə səbəb olur. Əgər hər hansı səbəbdən bu quru hava həcmi aşağı enməyə başlayarsa, ənən zaman hər 100 m-də  $1^{\circ}\text{C}$  qızmağa başlayacaq. 200 m hündürlükdə onun temperaturu  $12,4^{\circ}\text{C}$ , 100 m –  $13,4^{\circ}\text{C}$  və s. olacaqdır. Enən hava həcmi temperaturu ətraf havanın temperaturundan aşağı olacaqdır. Bu səbəbdən quru havanın enməsi davam edəcəkdir.

Eyni vəziyyət su buxarı ilə doymuş havanın qalxması və enməsi zamanı müşahidə olunur. Qalxan zaman o, hər 100 m-də yalnız  $0,5^{\circ}\text{C}$  soyuyacaqdır və ətraf hava ilə müqayisədə hələ də isti olacaqdır, buna görə də onun qalxması daha enerjili olacaqdır. Enən zaman doymuş hava həcmi quru adiabatik qanunla, yəni

1°C/100 m qızacaqdır və quru hava kimi enəcəkdir. Şaquli temperatur qradienti quru və rütubətli adiabatik qradientdən yuxarı olduqda ( $\gamma > \gamma_a$  və  $\gamma \gg \gamma_{ra}$ ), tarazlıq halından çıxmış quru və doymuş hava həcmli dayanıqsız olur, yəni hər iki hava həcmində qalxan və enən hərəkətlər inkişaf edəcəkdir.



**Şək. 22. Müxtəlif temperatur qradientlərində havanın şaquli hərəkətinin inkişafı**

Belə hal havanın **dayanıqsız tarazlıq** vəziyyəti adlanır. Adətən, bu ilin isti dövründə soyuq hava həcmnin isti fəal səth üzərinə yerini dəyişdikdə müşahidə olunur. Şaquli inkişaf buludlarının yaranması dayanıqsız tarazlıq halının əsas əlamətlərindəndir.

2)  $\gamma < \gamma_{ra} < \gamma_a$ . Tutaq ki, ətraf havanın şaquli temperatur qradienti rütubətli adiabatik qradientdən azdır, deməli, quru adiabatik qradientdən də az olacaqdır və hər 100 m-ə 0,3°C təşkil edəcək ( $\gamma = 0,3^{\circ}\text{S}/100\text{ m}$ ).

Əgər bu zaman 360 m hündürlükdə temperaturları ətraf havanın temperaturlarına bərabər olan iki - quru və doymuş hava həcmi ayırsaq və onları yuxarıya və aşağıya doğru hərəkətini izləsək görərik ki, qalxan zaman onlar ətraf havaya nisbətən soyuq, enən zaman isə əksinə nisbətən isti olacaqlar. Hər iki hava həcmi əvvəlki vəziyyətlərinə qayıtmağa və dayanıqlılıqlarını saxlamağa çalışacaq. Ətraf havanın şaquli temperatur qradienti rütubətli və quru adiabatik qradientdən az olacaqdır ( $\gamma < \gamma_{ra} \ll \gamma_a$ ). Tarazlıq vəziyyətindən çıxmış quru və doymuş hava həcmi əvvəlki vəziyyətlərinə qayıdacaq. Yaranmış şaquli hərəkətlər tez bir zamanda sönəcək. Belə şərait havanın **dayanıqlı tarazlıq** halı adlanır. İnversiya ( $\gamma < 0$ ) və izotermiya ( $\gamma = 0$ ) təbəqələrində həmişə  $\gamma < \gamma_{ra} < \gamma_a$  şərti ödənilir, buna görə də onlar havanın qalxan hərəkətləri üçün saxlayıcı təbəqə hesab edilirlər. Dayanıqlı tarazlıq halı ilin soyuq dövründə müşahidə olunur. Bu halda şaquli inkişaf buludları olmur, lakin aşağı təbəqədə laylı və laylı-topa buludlar, orta təbəqədə isə yüksək-laylı və yüksək-topa buludlar müşahidə olunur.

3)  $\gamma_a > \gamma > \gamma_{ra}$ , ətraf havanın şaquli temperatur qradienti quru adiabatik qradientdən az, lakin rütubətli adiabatik qradientdən çoxdur, məsələn,  $0,7^\circ\text{C}/100$  m. Bu zaman havada şaquli hərəkətlər formalaşmayacaq, doymuş havada isə yalnız qalxan axınlar əmələ gələcəkdir. Quru havanın qalxması, enməsi zamanı və doymuş havanın enməsi zamanı dayanıqlı tarazlıq, doymuş havanın məcburi qalxması zamanı dayanıqsız tarazlıq müşahidə olunur. Havanın belə vəziyyəti – dayanıqlı və quru olduğu halda, su buxarı ilə doyma vəziyyətinə çatan kimi dayanıqsız havaya keçməsi **rütubətli-dayanıqsız tarazlıq** adlanır.

4)  $\gamma = \gamma_a$  və ya  $\gamma = \gamma_{ra}$ . Bu halda ətraf havanın şaquli temperatur qradienti quru və ya rütubətli qradientə bərabər olur. Hər hansı xarici qüvvənin təsiri ilə istənilən hündürlüyə qalxmış müəyyən hava həcmi elə həmin hündürlükdə qalacaq, belə ki, qalxan və ya enən hava həcmi temperaturu ətraf havanın temperaturuna bərabər olacaq. Atmosferin belə vəziyyəti **neytral tarazlıq** adlanır. Bu, adətən az hərəkətli və uzun müddət eyni ərazi üzərində qalan



konservativ hava kütlələrində müşahidə olunur. Beləliklə, doymuş havada axınlar quru havaya nisbətən asan yaranır. Doymuş hava eyni şaquli temperatur qradienti şəraitində daha dayanıqsızdır. Atmosferin dayanıqsız vəziyyətində şaquli hərəkətlər daha intensiv inkişaf edirlər və hündürlükdən asılı olaraq qalxan axınların sürəti artır, belə ki, hündürlüyə qalxdıqca qalxan havanın temperaturu ilə ətraf havanın temperaturu arasında kontrast artır. Atmosferin dayanıqlı vəziyyətində adətən qalxan hərəkətlər müşahidə olunmur və ya onlar hər hansı bir səbəbdən yaranarsa, tez bir zamanda sönürlər. Inversiya və izotermiya təbəqələri şaquli hərəkətlərin yaranmasına maneə yaradır, yəni konveksiyanın baş verməsinə əngəl törədir. Temperaturun hündürlükdən asılı olaraq faktiki paylanması və adiabatik qanunla qalxan hava hissəciyinin temperaturunun təhlili hissəciyin ətraf hava ilə müqayisədə hansı vəziyyətdə olduğunu təyin etməyə imkan verir. Lakin atmosferin müxtəlif təbəqələrində temperaturun şaquli qradienti hündürlükdən asılı olaraq dəyişir. Buna görə də havanın şaquli istiqamətdə dayanıqlı paylanma vəziyyəti ümumi **dayanıqsızlıq enerjisi ehtiyatı** ilə xarakterizə oluna bilər. Vahid hava kütləsinin qalxması zamanı Arximed qüvvəsinin gördüyü işə dayanıqsızlıq enerjisi deyilir və hava kütləsinə təsir edən qaldırıcı qüvvənin miqdarı aşağıdakı kimi təyin olunur :

$$f = \frac{dw}{dt} \frac{\rho}{T_e} = T_i - T_e, \quad (2.1)$$

burada,

$T_i$  – hava hissəciyinin temperaturu,  $T_e$  - ətraf havanın temperaturudur.

Atmosferin statika və hal tənliklərindən istifadə etməklə (2.1) düsturunu aşağıdakı şəkildə yazmaq olar:

$$dE = -R (T_i - T_e) d \ln P.$$

Vahid kütləyə malik havanın adiabatik qanunla verilmiş təbəqənin aşağı sərhəddindən yuxarı sərhədinə doğru qalxması

zamanı üzmə qüvvəsinin gördüyü iş  $E_i$  bu təbəqə üçün **dayanıqsızlıq enerjisi** adlanır.

$$dE_i = \rho (T_i - T_e) \frac{dy}{0,286}$$

burada,

$(T_i - T_e) dy$  hasili – aeroloji diaqram üzərində hissəciyin hal əyrisi  $T_i$  ilə real atmosferdə temperaturun şaquli paylanması arasında qalan sahəni ifadə edir. Aeroloji diaqram blankları üzərində 1kq havaya təsir edən  $1C/sm^2$  dayanıqsızlıq enerjisini təyin etməyə imkan verən əlavə şkala verilmişdir.  $E$  ümumi dayanıqsızlıq enerjisi  $E_{\pm} = E_1S_1 + E_2S_2 + \dots + E_pS_p$  asılılığına görə təyin edilir. Burada  $E_1, E_2, \dots, E_p$  dayanıqsızlıq enerjisi kəmiyyətinin elementar sahələrinin orta qiymətləridir;  $S_1, S_2, \dots, S_p$  – **100 hPa** hündürlüyə malik hər bir elementar hissənin sahəsidir.

Dayanıqsızlıq enerjisinin işarəsindən asılı olaraq üç hal mümkündür.

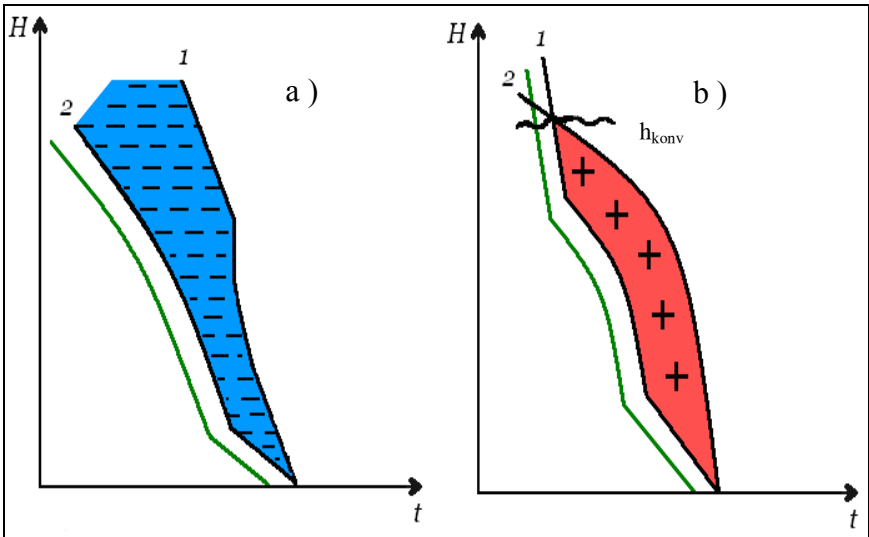
1) Bütün səviyyələrdə hal əyrisi temperaturun şaquli paylanma əyrisindən sağda yerləşir. Bu zaman, bu səviyyələrdə  $T_i > T_e$  və müvafiq olaraq  $E_i > 0$ , yəni dayanıqsızlıq enerjisi müsbətdir. Bu vəziyyət atmosferin aşağı təbəqələrində hissəciyin quru adiabatik qanunla qalxmasına ( $\gamma > \gamma_a$ ) nəzərən temperaturun hündürlükdən asılı olaraq daha tez azaldığı halda müşahidə olunur, yəni stratifikasiya  $T_e$  dayanıqsızdır. Daha yuxarı hündürlüklərdə o, dayanıqlı ola bilər. Atmosferin aşağı təbəqələrində inversiya təbəqəsi olduqda hal əyrisini inversiya təbəqəsinin yuxarı sərhəddindən keçirmək olar.

2) Bütün səviyyələrdə hal əyrisi temperaturun şaquli paylanma əyrisindən sağda yerləşir (stratifikasiya  $T_e$  dayanıqlıdır). İstənilən səviyyələrdə  $T_i < T_e$  və  $E_i < 0$ , dayanıqsızlıq enerjisi mənfidir.

3) Hal əyrisi bəzi səviyyələrdə şaquli paylanma əyrisindən sağda, bəzi təbəqələrdə isə solda yerləşir. Dayanıqsızlıq enerjisinin

ümumi ehtiyatı ayrı-ayrı təbəqələrin müsbət və mənfi dayanıqsızlıq enerjilərinin riyazi cəmi kimi ifadə olunur.

**Dayanıqsızlıq enerjisi** – havanın temperaturunun hündürlükdən asılı olaraq paylanmasından asılı olan atmosferin potensial enerjisidir. Atmosferin şaquli dayanıqlığının xarakteri onun mövcudluğundan və qiymətindən asılıdır. Əgər hava hissəciyi sərbəst yuxarı qalxa bilirsə, dayanıqsızlıq enerjisi müsbətdir. Əgər hissəcik yalnız xaricdən alınmış enerji hesabına yuxarıya doğru hərəkət edərsə, bu zaman dayanıqsızlıq enerjisi mənfi olur. Müsbət dayanıqsızlıq enerjisi havanın şaquli hərəkətlərinin kinetik enerjisinə çevrilir. Onun qiymətinə əsasən leysan, şimşək və dölunun düşmə ehtimalı haqda fikir söyləmək olur. Aeroloji diaqram üzərində stratifikasiya və hal əyriələrini keçirməklə atmosferin tarazlıq halını təyin etmək olar. Əgər hal əyrisi stratifikasiya əyrisindən sağda yerləşərsə dayanıqsızlıq enerjisi müsbətdir və atmosferin vəziyyəti dayanıqsızdır (qırmızı rənglə rənglənmiş sahə). Əgər hal əyrisi stratifikasiya əyrisindən solda yerləşərsə dayanıqsızlıq enerjisi mənfidir və atmosfer dayanıqlıdır (mavi rəng) (şək. 23).



**Şək. 23. Atmosferin dayanıqlı (a) və dayanıqsız (b) tarazlıq hallarının qrafiki təsviri (1-stratifikasiya əyrisi; 2 – hal əyrisi)**

### **III FƏSİL**

#### **METEOROLOJİ ELEMENTLƏRİN SAHƏLƏRİ VƏ ONLARIN TƏHLİLİ**

##### **Meteoroloji kəmiyyətlərin əsas sahə xarakteristikaları**

Meteoroloji kəmiyyətlər olan təzyiq, havanın rütubəti, temperaturu, külək, buludluq, yağıntı sahələri mürəkkəb sahələrdir və hər birinin özünəməxsus xüsusiyyətləri vardır. Bu kəmiyyətlərin sahə vəziyyətinin təhlili sinoptik təhlilin əsas məsələsidir və alınan nəticələr atmosfer proseslərinin inkişaf qanunauyğunluğunu nəzərə almaqla hava proqnozunu tərtib etmək üçün ilkin material hesab olunur. Bu materiallardan istifadə etməklə, müxtəlif zaman üçün proqnohları təşkil etmək olar.

##### **Təzyiq sahələri**

Atmosfer təzyiqi sahəsi kəsilməz, skalyar sahədir. Zamanın hər anında  $P$  təzyiqi  $(x,y,z)$  koordinatının funksiyasıdır:

$$P = P(x, y, z).$$

Başqa sözlə, təzyiq sahəsi üçölçülü kəmiyyətdir. Bütün skalyar kəmiyyətlər kimi, təzyiq sahəsini də ekviskalyar xarakterizə etmək əlverişlidir. Baxılan halı aşağıdakı kimi göstərmək olar.

$$P(x, y, z) = \text{const.}$$

Ümumiyyətlə, izobarik səthlər hamarlaşdırılmış düz səthlərə uyğun gəlmir və onlara nisbətə kiçik bucaq altında yerləşirlər. İzobarik səthin maillik bucağının tangensi hamar səthlərə nisbətə  $10^{-4} - 10^{-5}$  sırasına malikdir. Geostrofik külək şəraitində də izobarik səthin mailliyini təyin edirlər. Bu külək şəraitində izobarik səthin mailliyini təyin edən düstur aşağıdakı kimidir.

$$\operatorname{tg}\beta = \ell \cdot \frac{V_{\alpha}}{g},$$

burada,

$\beta$  - maillik bucağı;  $\ell = 2\omega \sin \varphi$  - Koriolis əmsalı;  $\alpha$  - sərbəstdüşmə təcili;

$V_{\alpha}$  – geostrofik küləyin sürəti.

Əgər  $\varphi = 45^{\circ}$  və  $V_g = 10$  m/s olarsa, onda  $\beta = 24^{\circ}$  olar.

Müxtəlif hündürlüklərdə təzyiq dəyişmələrinin əlaqəsini aşağıdakı barometrik tənlikdən almaq olar:

$$p_2 = p_1 \exp\left(\frac{-g\Delta z}{RT_m}\right). \quad (3.1)$$

Bu tənliyi zamana görə diferensiallasaq, onda alarıq:

$$\frac{\partial p_2}{\partial t} = p_2 \cdot \frac{\partial p_1}{\partial t} + g\Delta z \frac{p_2}{RT_m} \cdot \frac{\partial T_m}{\partial t}. \quad (3.2)$$

Tutaq ki, zaman keçdikcə hava qatının orta temperaturu dəyişmir, yəni  $\frac{\partial T_m}{\partial t} = 0$ . Bu halda (3.2) tənliyindən alınır ki, aşağı və yuxarı hündürlüklərdə təzyiqin dəyişməsi eyni işarəlidir. Ancaq yuxarı hündürlükdə təzyiqin dəyişməsi aşağı hündürlükdəki dəyişmədən  $\frac{p_2}{p_1}$  dəfə azdır. Yuxarı troposferdə təzyiq və temperaturun dəyişməsinin işarəcə eyni olması bununla izah olunur.

Atmosfer proseslərinin inkişafında təzyiqin zamana görə dəyişməsi əhəmiyyətli rola malikdir. Təzyiqin dəyişmə səbəblərini təyin etmək üçün tendensiya tənliyindən istifadə edilir və bu tənlik statika və kəsilməzlik tənliklərinin birgə həllindən alınır.

Birinci tənliyi aşağıdakı kimi yazıb:

$$P_z = \int_z^{\infty} \rho g dz$$

və onu zamana görə diferensiallasaq, alarıq:

$$\frac{\partial P_z}{\partial t} = \int_z^{\infty} g \frac{\partial \rho}{\partial z} dz. \quad (3.3)$$

(3.3) tənliyinin sol tərəfini,  $z$  səviyyəsində təzyiqin lokal dəyişməsini, cox vaxt **barik tendensiya** adlandırırlar. Tənliyin sağ tərəfini dəyişmək üçün kəsilməzlik tənliyindən istifadə edək.

$$\frac{\partial \rho}{\partial z} = - \left( \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} \right) = - \operatorname{div} \rho \mathbf{V},$$

burada,

$\mathbf{V}$  – sürət vektorudur, nəticədə

$$\frac{\partial P_z}{\partial t} = - \int_z^{\infty} g \left( \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} \right) dz = - \int_z^{\infty} g \operatorname{div} \rho \mathbf{V} dz. \quad (3.4)$$

Tənlikdən belə nəticəyə gəlmək olar ki, əgər havanın yuxarı sütununda hərəkət miqdarının divergensiyası varsa ( $\operatorname{div} \rho \mathbf{V} > 0$ ), onda  $z$  səviyyəsindəki təzyiq zaman keçdikcə azalır, yox əgər konvergensiya varsa ( $\operatorname{div} \rho \mathbf{V} < 0$ ), onda təzyiq artır. (3.4) tənliyini aşağıdakı şəkildə yazaq:

$$\frac{\partial P_z}{\partial t} = - \int_z^{\infty} g \rho \left( \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial x} + \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial y} \right) dz - \int_z^{\infty} g \left( u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} \right) dz + g \rho_z w_z.$$

Sonuncu tənlikdə  $\rho_{\infty} w_{\infty} = 0$  sərhəd şərtlərində yazılmışdır. Yəni, ehtimal olunur ki, atmosferin yuxarı sərhəddində kütlənin yerdəyişməsi baş vermir. Bu tənlik **tendensiya tənliyi** adlanır. Tənliyin sağ tərəfinin birinci həddi  $z$  səviyyəsindən yuxarıda sürətin üfüqi divergensiyası, ikinci həddi sıxlığın adveksiyası ilə, üçüncü həddi isə  $z$  səviyyəsində özündə havanın şaquli hərəkətləri ilə əlaqədar təzyiqlə dəyişməsini göstərir.

Birinci hədd sürət divergensiyası zamanı hava kütlələrinin toplanması və ya bir-birindən uzaqlaşması ilə əlaqədar təzyiqlə müxtəlifliyinin dəyişmələrini göstərir.

Sərbəst atmosferdə geostrafik külək şəraitində sıxlığın adveksiyasını temperaturun adveksiyası ilə eyniləşdirmək olar. Temperaturun müsbət advektiv dəyişməsi zamanı yuxarıda yerləşən qatda,  $z$  səviyyəsində təzyiqlə azalır, mənfi dəyişmədə isə artır.

Üçüncü həddin təsiri də bizə məlumdur, belə ki,  $z$  səviyyəsində ( $w_z > 0$ ), qalxma hərəkətləri zamanı hava kütlələrinin yuxarı köçürülməsi baş verir və bu səviyyədə təzyiqlə artır, aşağı hərəkət zamanı isə əksinə - ( $w_z < 0$ ) təzyiqlə azalır. Bu şərt yer səthindən başqa istənilən səthlər üçün doğrudur.

Tendensiya tənliyi təzyiqlə lokal dəyişməsinin fiziki səbəblərini aşkara çıxarsa da, kəmiyyət hesablamaları üçün yaramır, çünki tənliyin sağ tərəfi böyük kəmiyyətlərin kiçik fərqlərini təyin edir.

Hal-hazırda hava proqnozu sxemlərində **burulğanın sürət tənliyindən** istifadə olunur. Burulğan sürəti adı altında  $\mathbf{r}_{ot} = \boldsymbol{\Omega}$  vektoru başa düşülür və koordinat oxları üzrə aşağıdakı kimi verilir:

$$\Omega_x = \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}, \quad \Omega_y = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}, \quad \Omega_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}.$$

Bizi ancaq şaquli ox üzrə burulğanın sürəti maraqlandırır və onu gələcəkdə sadəcə olaraq- **burulğan sürəti** adlandıracağıq:

$$\Omega_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}. \quad (3.5)$$

Tənliyin axırıncı şəklini almaq üçün  $x, y, p$  izobarik koordinat sistemindən istifadə edək və burada üçüncü sərbəst dəyişən kimi  $z$  hündürlüyü əvəzinə,  $p$  təzyiqi qəbul edilir. İzobarik koordinat sistemində **hərəkət tənliyi** aşağıdakı kimi yazılır:

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial p} = -g \frac{\partial H}{\partial y} - l v,$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial p} = -g \frac{\partial H}{\partial x} - l v.$$

Tənliklərdən birincisini  $x$ -ə görə, ikincisini  $y$ -ə görə diferensiallasaq və alınan ikinci nəticəni birincidən çıxsaq, alarıq:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Omega}{\partial t} = & \left( u \frac{\partial \Omega}{\partial x} + v \frac{\partial \Omega}{\partial y} \right) - \left( \Omega \right) \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \left( u \frac{\partial \Omega}{\partial x} + v \frac{\partial \Omega}{\partial y} - \right. \\ & \left. \left( \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} - w \frac{\partial \Omega}{\partial p} \right) \right). \end{aligned}$$

Bu tənlik **burulğan sürətinin tendensiya tənliyi** adlanır. Tənliyə görə burulğan sürətinin lokal dəyişməsi sağ tərəfdəki hədlərlə verilmiş bir sıra amillərin təsiri ilə təyin olunur.

Birinci toplanan  $\frac{\partial \Omega}{\partial t}$ -nin burulğan sürətinin özünün adveksiyasından asılılığını xarakterizə edir.

$$\left( \frac{\partial \Omega}{\partial t} \right)_{\text{bur}} = - \left( u \frac{\partial \Omega}{\partial x} + v \frac{\partial \Omega}{\partial y} \right). \quad (3.6)$$



İkinci toplanan  $\frac{\partial \Omega}{\partial t}$ -nin sürətin horizontal divergeniyasından asılılığını xarakterizə edir. Bu toplanan burulğanın tendensiya tənliyinin divergent tərkibi adlanır.

$$\left( \frac{\partial \Omega}{\partial t} \right)_{\text{div}} = -(\Omega + \ell) \left( \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \mathbf{x}} + \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial \mathbf{y}} \right).$$

Nisbi burulğan sürətindən -  $\Omega$  fərqli olaraq  $(\Omega + \ell)$  cəmi, **burulğanın mütləq sürəti** adlanır. Burada həm hava hissəciklərinin yer səthinə nəzərən, həm də Yerın öz oxu ətrafında fırlanması nəzərə alınır. Kəmiyyətlərin qiymətləndirmə ardıcılığı göstərir ki,  $\ell > \Omega$  -dir. Buna görə də divergent toplananı aşağıdakı kimi yazmaq olar,

$$\left( \frac{\partial \Omega}{\partial t} \right)_{\text{div}} = \ell \left( \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \mathbf{x}} + \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial \mathbf{y}} \right).$$

Üçüncü toplanan ancaq meridian istiqamətdə hərəkət zamanı sıfırdan fərqli olan Koriolis əmsalının  $\ell = 2\Omega \sin \varphi$  köçürülməsi hesabına, burulğan sürətinin lokal dəyişməsini xarakterizə edir. Ona görə də bu toplanan burulğan sürətinin tendensiya tənliyinin **meridional** tərkibi adlanır.

Əgər x oxunu qərbdən- şərqə yönəltsək  $\left( \frac{\partial u}{\partial x} \right) = 0$ , onda alırıq:

$$\frac{\partial \Omega}{\partial t} \text{ mer} = -\mathbf{v} \frac{\partial \ell}{\partial \mathbf{y}}.$$

Dördüncü toplanan şaquli sürətin horizontal üzrə və küləyin yüksəkliyə görə dəyişməsi hesabına burulğan sürətinin lokal dəyişməsini xarakterizə edir. Dördüncü toplanan, əvvəlki toplananlardan kiçik olduğu üçün çox hallarda onu nəzərə almırlar.

Ancaq bəzən, məsələn, dağ rayonlarında  $\frac{\partial w}{\partial x}$  və  $\frac{\partial w}{\partial y}$  törəmələri böyük olduğundan onları nəzərə almaq lazım gəlir.

Beşinci toplanan  $-w \frac{\partial \Omega}{\partial p}$  burulğan sürətinin lokal dəyişməsinin, burulğanın özünün şaqul boyu dəyişməsindən asılılığını xarakterizə edir. Bu toplananı da birinci üç toplanana nisbətən çox kiçik olduğundan nəzərə almırlar.

Geostrofik külək təxminində ( $u = u_g = -\frac{g}{\ell} \frac{\partial H}{\partial y}$ ,  $v = v_g = \frac{g}{\ell} \frac{\partial H}{\partial x}$ ,  $\frac{\partial H}{\partial x}$  və  $\frac{\partial H}{\partial y}$ ) şaquli burulğan sürəti:

$$\Omega = \frac{g}{\ell} \left( \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial \mathbf{x}^2} + \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial \mathbf{y}^2} \right) = \frac{g}{\ell} \nabla^2 \mathbf{H},$$

və ya

$$\Omega = \frac{\alpha}{\ell} \frac{\partial}{\partial \mathbf{t}} \nabla^2 \mathbf{H} = \frac{\alpha}{\ell} \nabla^2 \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial \mathbf{t}}, \quad (3.7)$$

istifadə olunur.

burada,

$$\nabla^2 = \left( \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) - \text{Laplas operatorudur.}$$

(3.7) tənliyini (3.6) – da yerinə qoyub, alınan tənliyi  $\frac{\partial \mathbf{H}}{\partial \mathbf{t}}$  -yə görə həll etmək olar. Qeyd edək ki, geopotensialın lokal dəyişməsi ilə burulğan sürəti arasında aşağıdakı əlaqə mövcuddur.

$$\frac{\partial \mathbf{H}}{\partial \mathbf{t}} = \ell \mathbf{m} \frac{\partial \Omega}{\partial \mathbf{t}},$$

burada,

$\mathbf{m}$  - müsbət əmsaldır.

Burulğan sürətinin müsbət adveksiyasında, məsələn, siklonun yaxınlaşması ilə əlaqədar  $\frac{\partial \Omega}{\partial t}_{\text{bur}} > 0$  olur. Ancaq bu zaman siklonun yaxınlaşması təzyiğin düşməsi və izobarik səthlərin enməsilə əlaqədardır.

Deməli:

$$\frac{\partial \Omega}{\partial t} > 0 \text{ olanda, } \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} < 0 \text{ alarıq}$$

analoji olaraq:

$$\frac{\partial \Omega}{\partial t} < 0 \text{ olanda, } \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} > 0 \text{ alarıq}$$

Fiziki keyfiyyətinə görə daha aydın izah edilməsi üçün (3.6) tənliyi V.A.Buqayev tərəfindən yeniləşdirilərək natural koordinat sistemində təqdim edilmişdir.

(3.6) – tənliyində

$$\mathbf{u} = \mathbf{u}_g = -\frac{\alpha}{l} \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial \mathbf{y}}, \quad \mathbf{v} = \mathbf{v}_g = \frac{\alpha}{l} \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial \mathbf{x}}, \quad \Omega = \frac{\alpha}{l} \nabla^2 \mathbf{H}$$

əvəz etsək alarıq:

$$\left( \frac{\partial \Omega}{\partial t} \right)_{\text{bur}} = \left( \frac{\mathbf{g}}{l} \right)^2 \left( \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial \mathbf{x}} \frac{\partial}{\partial \mathbf{y}} \nabla^2 \mathbf{H} - \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial \mathbf{y}} \frac{\partial}{\partial \mathbf{x}} \nabla^2 \mathbf{H} \right) = - \left( \frac{\mathbf{g}}{l} \right)^2 \left( \mathbf{H}, \nabla^2 \mathbf{H} \right).$$

Natural koordinat sisteminə keçsək:

$$\frac{\partial \mathbf{H}}{\partial \mathbf{x}} = \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial \mathbf{s}} = \mathbf{H}_s = 0, \quad \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial \mathbf{y}} = -\frac{\partial \mathbf{H}}{\partial \mathbf{n}} = -\mathbf{H}_n,$$

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} = k \frac{\partial H}{\partial n} = kH_n, \quad \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} = -\frac{\partial^2 H}{\partial n^2} = -H_{nn},$$

burada,

$k$  -  $H$  izohipsinin əyriliyidir.

## **Meteoroloji sahələrinin xarakteristikalarının hasablanması əsas məsələləri**

Hava xəritələri fəzanın müəyyən nöqtələrinə aid edilmiş atmosfer vəziyyətinin bir sıra kəmiyyət xarakteristikalarını (təzyiq, temperatur, küləyin sürəti və s.) əks etdirir. İlkin halda bu xarakteristikalar diaqnoz və əsasən də hava proqnozu üçün kifayət etmir. Odur ki, hava xəritələrində olan məlumatlardan istifadə etmək yolu ilə əlavə kəmiyyət xarakteristikalarının hesablanması məsələsi qarşıya çıxır.

Birinci qrup məsələlər meteoroloji (yaxud aeoroloji) stansiyalar arasında yerləşən aralıq nöqtələrdəki və həmçinin meteoroloji məlumatın toplandığı rayon xaricindəki hava xarakteristikalarının qiymətinin tapılması ilə əlaqədardır.

Bu və ya başqa məntəqədə, yaxud rayonda müşahidə vaxtları arasında hava xarakteristikalarını təyin edərkən, hava şəraitinin proqnozunu tərtib edən zaman da analoji məsələlər meydana çıxır. Bu cür məsələlər **interpolyasiya** və **ekstrapolyasiya** yolu ilə həll edilir.

İkinci qrup məsələlər meteoroloji kəmiyyətlərin törəmələrinin hesablanması ilə əlaqədardır və qiyməti fəzanın istənilən nöqtəsində bu nöqtə zaman koordinatlarının funksiyası hesab edilir. Bununla belə, hava proqnozu və diaqnozu üçün vacib əhəmiyyət kəsb edən meteoroloji kəmiyyət sahələrinin yardımçı xarakteristikaları da hesablanıla bilər.

Əhəmiyyətlidir ki, meteoroloji kəmiyyətlərlə onların fəzada və zaman ərzindəki dəyişmələri arasında qarşılıqlı əlaqə vardır. Bu əlaqə bəzi hallarda tənlik şəklində ifadə oluna bilər və bizi

maraqlandıran meteoroloji kəmiyyətə və ya onun zaman ərzində dəyişməsinə nisbətə həll oluna bilər.

Proqnostik tənlilər meteoroloji kəmiyyətlərin zaman ərzindəki dəyişməsinə hesablamaya imkan verir.

Xüsusən, elə meteoroloji kəmiyyətlər hesablanma bilər ki, onları birbaşa müşahidə etmək ya mümkün deyil, ya da texniki cəhətdən çox çətindir. Misal olaraq, müasir proqnoz sxemlərində mühüm rol oynayan külək sürətinin şaquli tərkibini göstərmək olar. İnterpolasiya nəzəriyyəsi meteoroloji sahələrin obyektiv analizi üçün müstəqil qiymətə malikdir. Meteoroloji parametrlərin sahələrinin kəmiyyət xarakteristikalarının bir çoxu tələbələrə başqa kurslardan da məlumdur. Ancaq müasir sinoptik metodlar ilə hava xəritələrini analiz etmək üçün, sadə kəmiyyət hesablamaları və havanın bəzi əlavə xarakteristikalarının alınması üsullarını da öyrənmək vacibliyi ortaya çıxır.

## **Laplas və Yakobi operatorlarının, törəmələrinin və qradientlərin hesablanması**

**Törəmələrin hesablanması.** Hava xəritələrində meteoroloji kəmiyyətlərin (məs. barik sahə) kəsilməzlik sahələri müşahidə məntəqələrində bu kəmiyyətlərin diskret qiymətləri ilə verilir. Eyni zamanda  $f$ -in koordinat sistemindən asılılığını müəyyən edən  $F$  – funksiyaları, yəni,  $f = F(x,y)$ , ümumiyyətlə desək, məlum deyil və hər bir xəritə üçün öz forması vardır. Ona görə də törəmələrin  $f$ -dən asılılığının dəqiq hesablanması təqribi hesablanma ilə əvəzlənir. Bu məqsədlə hava xəritələrinə müntəzəm hesablama torunu əmələ gətirən eyni səviyyəli nöqtələri köçürürlər və bu nöqtələr mərkəzi düyünləri əmələ gətirir.

Koordinat başlanğıcı, yaxud  $0$  nöqtəsindən  $f$  meteoroloji kəmiyyətinin törəmələri onun  $f_0, f_1, f_2$  və s. qiymətlərində,  $1, 2, 3$ , nöqtələrində hesablanacaqdır. İki qonşu nöqtə arasındakı məsafə –  $\delta_s$  tor addımı adlanır. Adətən,  $\delta_s = 300$  km götürülür, ancaq həll ediləcək məsələnin xarakterindən asılı olaraq fərqli qiymət ( $100 -$

1000 km) də ala bilər. Lakin inkişaf etmiş ölkələrdə bəzi meteoroloji kəmiyyətlərin hidrodinamik üsullarla yüksək texnologiyalar vasitəsilə hesablanması zamanı bu addım artıq 25 km - ə bərabərdir. Sıfır (0) nöqtəsində törəmələri hesablamaq üçün aşağıdakı düsturlar tətbiq edilir.

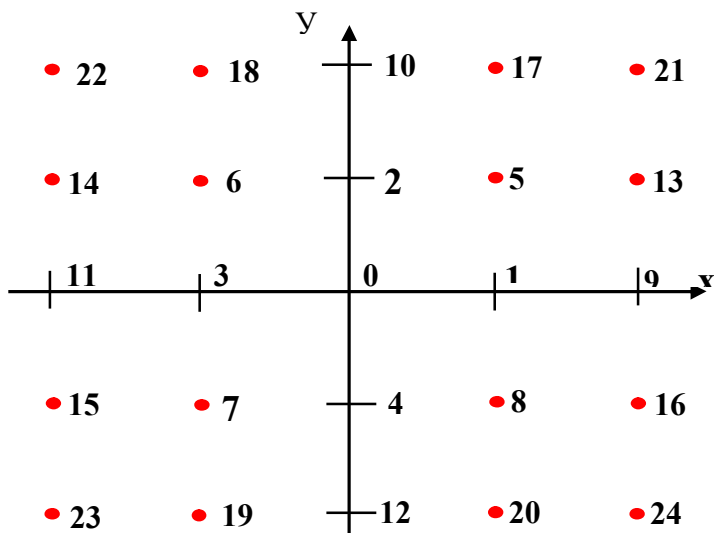
$$\frac{\partial f}{\partial v} = \frac{1}{4\delta s} \left\{ f_1 - \vartheta_3 + 0,5 \left[ f_5 - \vartheta_6 + ( f_8 - \vartheta_7 ) \right] \right\},$$

$$\frac{\partial f}{\partial y} = \frac{1}{4\delta s} \left\{ f_2 - \vartheta_4 + 0,5 \left[ f_5 - \vartheta_8 + f_6 - \vartheta_7 \right] \right\}.$$

$$\frac{\partial^2 f}{\partial x^2} = \frac{1}{8 \delta s^2} \left\{ f_9 + f_{11} - 2\vartheta_0 + 0,5 \left[ f_{13} + f_{14} - 2\vartheta_2 + f_{16} + f_{15} - 2\vartheta_4 \right] \right\}$$

(3.8)

$$\frac{\partial^2 f}{\partial y^2} = \frac{1}{8 \delta s^2} \left\{ f_{10} + f_{12} - 2\vartheta_0 + 0,5 \left[ f_{17} + f_{20} - 2\vartheta_1 + f_{18} + f_{19} - 2\vartheta_3 \right] \right\}$$



**Şək. 24. Düzbucaqlı müntəzəm hesablama torunun bir sahəsi**

Yuxarıda verilən iki düstur əvəzinə, aşağıdakı sadələşdirilmiş düsturlardan istifadə olunur.

$$\left. \begin{aligned}
 \frac{\partial \mathbf{f}}{\partial \mathbf{x}} &= \frac{1}{2\delta s} (f_1 - f_3), \\
 \frac{\partial \mathbf{f}}{\partial \mathbf{y}} &= \frac{1}{2\delta s} (f_2 - f_4).
 \end{aligned} \right\}$$

$$\frac{\partial^2 \mathbf{f}}{\partial \mathbf{x}^2} = \frac{1}{4 \delta s^2} \left\{ f_9 + f_{11} - 2f_0 = \frac{1}{(\delta s)^2} (f_1 + f_3 - 2f_0) \right\}, \quad (3.8^1)$$

$$\frac{\partial^2 \mathbf{f}}{\partial \mathbf{y}^2} = \frac{1}{4 \delta s^2} \left\{ f_{10} + f_{12} - 2f_0 = \frac{1}{(\delta s)^2} (f_2 + f_4 - 2f_0) \right\},$$

$$\frac{\partial^2 \mathbf{f}}{\partial \mathbf{x} \partial \mathbf{y}} = \frac{1}{4 \delta s^2} [f_5 - f_6 (f_8 - f_7)].$$

Koordinat başlanğıcını sıfır (0) nöqtəsindən hesablama torunun istənilən nöqtəsinə keçirsək və bu nöqtəni yeni koordinat başlanğıcı kimi qəbul etsək, hava xəritəsində bizi maraqlandıran bütün nöqtələrin koordinatlarını hesablamaq olar. Beləhesablamalar

şaquli ox boyu da aparıla bilər (məs. radiozond müşahidələri nəticələrindən, yaxud müxtəlif səviyyələrin MT xəritələrində olan məlumatlarından istifadə yolu ilə).

Ancaq bu halda  $\delta_z \approx 1\text{km}$  və ya  $\delta_z \approx 100\text{ hPa}$ , müasir hesablamalarda isə  $\delta_z = 250\text{ m}$  və ya  $\delta_z = 25\text{ hPa}$  götürülür.

Meteoroloji kəmiyyətlərin zaman kəsiyində dəyişməsinin hesabında  $\delta_z \approx 3\text{saat}$  və daha az seçilir.

Əlbəttə, bu halda da həll olunan məsələdən asılı olaraq  $\delta_p$  və  $\delta_t$ -nin qiyməti hiss edilə biləcək qədər bu və ya digər tərəfə dəyişilə bilər.

**Qradiyentin hesablanması.** Təzyiq sahəsinə skalyar sahə kimi baxsaq  $P(x,y,z)$ , onda, məlumdur ki,

$$\text{grad}P = \nabla P = \frac{\partial n}{\partial x} \mathbf{i} + \frac{\partial n}{\partial y} \mathbf{j} + \frac{\partial n}{\partial z} \mathbf{k}. \quad (3.9)$$

Hava xəritəsinə horizontal müstəvi kimi baxsaq, alarıq

$$\nabla_p = \frac{\partial n}{\partial x} \mathbf{i} + \frac{\partial n}{\partial y} \mathbf{j}. \quad (3.10)$$

Verilmiş nöqtədə  $\frac{\partial p}{\partial x}$  və  $\frac{\partial p}{\partial y}$  - i (3.8) düsturu ilə hesablayıb, alınmış qiymətləri parçalar şəklində ( $\frac{\partial p}{\partial x}$  və  $\frac{\partial p}{\partial y}$  - nin işarəsini nəzərə amaq) koordinat oxları üzərində qoysaq,  $\nabla p = \frac{\partial p}{\partial y}$  vektorunu  $\frac{\partial p}{\partial x}$  və  $\frac{\partial p}{\partial y}$  - ni əks etdirən parçalar üzərində qurulmuş paraleloqramın diaqonalı kimi tapa bilərik.

Ədədi qiymətcə,



$$|\nabla P| = \sqrt{\left(\frac{\partial P}{\partial x}\right)^2} + \sqrt{\left(\frac{\partial P}{\partial y}\right)^2} . \quad (3.11)$$

$$\frac{\partial P}{\partial y} = 2 \text{ hPa}/100 \text{ km}, \quad \frac{\partial P}{\partial x} = -3 \text{ mbar}/100 \text{ km} \quad \text{olarsa ,}$$

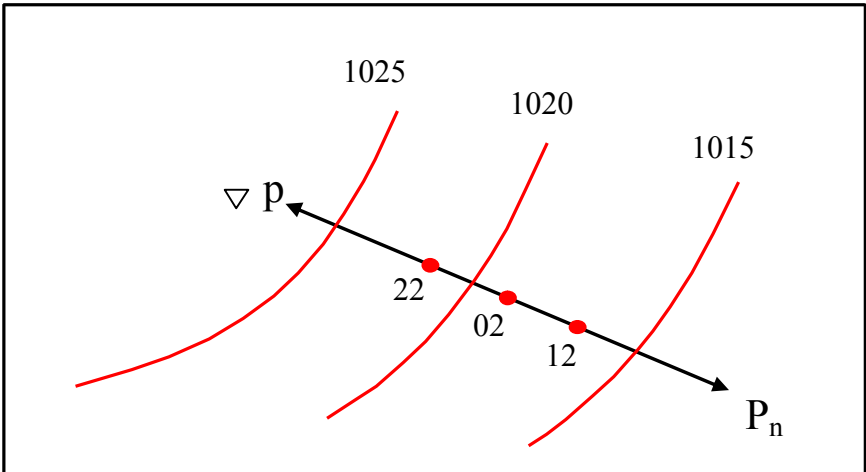
onda  $|\nabla P| \approx 3,6/100 \text{ km}$  olar.

(3.10) düsturunda  $\mathbf{n}$  normalı  $p$ -nin artan qiymətləri tərəfinə yönəlmişdir. Meteorologiyada  $\mathbf{n}$  normalını azalan qiymətlər tərəfinə yönəltmək qəbul olunmuşdur. Odur ki, meteoroloji gradiyentin vektoru,

$$\mathbf{P}_n = -\nabla P$$

qiymətcə eyni olmalarına baxmayaraq  $\nabla P$  vektorunun əksinə yönəlmişdir.

Şəkil 25-də izobarlar,  $\mathbf{P}_n$  və  $\nabla P$  vektorlarının istiqamətləri göstərilən xəritə hissəsi göstərilmişdir.



Şək. 25. Yeriüstü xəritədə  $\mathbf{P}_n$  və  $\nabla P$  vektorlarının istiqaməti

Operativ sinoptik işlərdə,  $\mathbf{P}_n$  ( və ya  $\nabla P$  ) hesabı üçün göstərilən üsuldən az hallarda istifadə edilir. Tez-tez  $\mathbf{P}_n$  – aşağıdakı üsullardan biri ilə təyin olunur.

1. Normal boyu  $\delta_n$  izobarları arasındakı məsafə 100 km-lə ölçülür. Onda ədədi qiymətcə,

$$\mathbf{P}_n = \left| \nabla_n \right| = \left| \frac{\partial \mathbf{P}}{\partial n} \right| \text{ hPa / 100 km.}$$

$\mathbf{P}_n$ - vektorunun istiqaməti normalın istiqaməti ilə eyni olar.

2. Normal boyu interpolasiya yolu ilə izobarlar tərəfə, baxılan sıfır (0) nöqtəsindən sağda 50 km məsafədə yerləşən 1 nöqtəsində və sola 50 km məsafədəki 2 nöqtəsində  $p_1$  və  $p_2$  - nin qiymətləri interpolasiya yolu ilə tapılır. Onda

$$\mathbf{P}_n = \left| \nabla_n \right| = \left| p_1 - p_2 \right| \text{ hPa / 100 km.}$$

MT xəritələrinin izohipslərinə görə geopotensial hündürlüklərin qradientləri, izotermilər üzrə isə temperaturun horizontal qradienti hesablanır.

Biz qradientlərin hesablanmasına horizontal müstəvidə baxdıq. Analoji olaraq şaquli tərkib də hesablanı bilər, məsələn,

$$\mathbf{P}_z = - \frac{\partial n}{\partial z} \quad \text{və ya} \quad \mathbf{V} = - \frac{\partial \mathbf{T}}{\partial z}.$$

**Laplas operatorunun hesablanması.** Laplas operatorlarını çox vaxt  $P$ ,  $H$  və  $T$ -nin qiymətlərinə görə hesablayırlar. İzobarik səthin geopotensial hündürlük sahələri üçün

$$\nabla^2 \mathbf{H} = \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial y^2}, \quad (3.12)$$

yazıb, (3.8) düsturundan ikinci törəmələri yerinə qoysaq, aşağıdakı düsturları alırıq.

$$\nabla^2 H = \frac{1}{4 \delta s^2} (H_9 + H_{10} + H_{11} + H_{13} - 4H_0),$$

$$\nabla^2 H = \frac{1}{4 \delta s^2} (H_1 + H_2 + H_3 + H_4 - 4H_0).$$

**Yakobi opratorunun hesablanması.** Yakobi operatoru iki funksiyanın horizontal törəmələrinin müəyyən kombinasiyasıdır. (3.8<sup>1</sup>) –in birinci formullarını tətbiq etsək, alırıq

$$(H,T) = \frac{1}{4 \delta s^2} [(H_1 - H_3)(T_2 - T_4) + (H_2 - H_4)(T_1 - T_3)].$$

(H,T) tipli yakobilər meteoroloji kəmiyyətlərin advektiv dəyişmələrinin hesabətı zamanı proqnostik məsələlərdə tez-tez rast gəlinir.

Belə hesabatlar üçbucaqlı hesablama toru vasitəsilə də aparıla bilər. Ancaq onlar düzbucaqlı tora nisbətən mürəkkəbdirlər.

## **İnterpolyasiya və ekstrapolyasiyanın hesablanması sadə üsulları**

Sinoptik xəritələrdə izobar və izohipləri keçirən zaman interpolyasiya metodundan istifadə olunur. Ancaq belə interpolyasiya, adətən, hava xəritələrinin işlənməsi əməliyyatlarını sürətləndirmək məqsədilə gözüyarı aparılır.

İnterpolyasiya və ekstrapolyasiyanın düzxətli (düz) və əyrixətli (parabolik) üsulları vardır.

Düzxətli və əyrixətli interpolyasiyanı fəzadakı iki nöqtəyə görə (fəzada interpolyasiya) və ya iki ardıcıl zaman anında (zaman kəsiyində interpolyasiya) həyata keçirmək olar.

Bu zaman  $f$  meteoroloji kəmiyyətinin  $s$  oxu istiqamətində  $A_1$  nöqtəsindən  $A_2$  nöqtəsinə ( və ya  $t_1$  zaman anından  $t_2$  zaman anına) dəyişməsi sabit sayılır.

$$\frac{\partial f}{\partial s} = c_1 \quad \text{və ya} \quad \frac{\partial f}{\partial t} = c_2 ,$$

$c_1$ -in qiymətini və  $\delta s_i$  - nin məsafəsini və ya  $c_2$ -ni təyin etsək , alarıq

$$f_i = f_1 + \frac{\partial f}{\partial s} \delta s_i = f_1 + c_1 \delta s_i , \quad (3.13)$$

$$f_{ii} = f_{t1} + \frac{\partial f}{\partial t} \delta t_i = f_{t1} + c_2 \delta t_i .$$

Əyrixətli interpolyasiya və ekstrapolyasiya, adətən, kvadrat kimi tətbiq edilir.

$$\frac{\partial f}{\partial s} \neq \text{const} , \quad \frac{\partial^2 f}{\partial s^2} = \text{const} = a_1 , \quad \frac{\partial^3 f}{\partial t^3} = 0 .$$

$a$ -nın qiymətini tapmaq üçün və əyrixətli interpolyasiya və ekstrapolyasiya əməliyyatlarını yerinə yetirmək üçün fəzada minimum üç nöqtədən aparılmış müşahidə və ya üç ardıcıl zaman anında olan müşahidə əldə olmalıdır.

Onda,

$$a_1 = \frac{\partial^2 f}{\partial s^2} = \frac{1}{\delta s} \left( \frac{f_3 - f_2}{\delta s} - \frac{f_2 - f_1}{\delta s} \right) = \frac{1}{(\delta s)^2} ( f_1 + f_2 - 2f_2 ) ,$$

Sadəlik üçün sayırıq ki,  $\delta_s$  və  $\delta_t$  addımları  $A_1$  və  $A_2$ , yaxud  $A_2$  və  $A_3$  nöqtələri arasında ( $t_1, t_2, t_3, t_4$  zaman anları arasında) eynidir. Hesabat  $A_2$  nöqtəsindən aparılır.

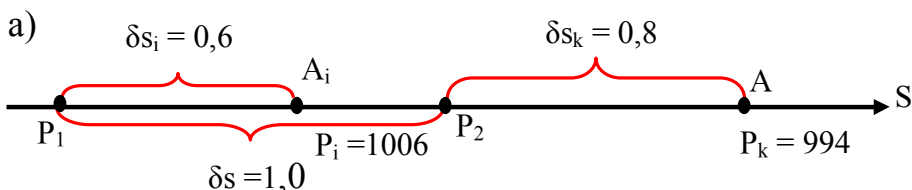
Meteoroloji kəmiyyətin dəyişmə sürəti 1-3 nöqtələri və ya  $t_1$  və  $t_3$  anları arasındakı orta qiymət kimi tapılır.

$$c_1 = \frac{f_3 - f_1}{2\delta s}, \quad c_2 = \frac{f_{t_3} - f_{t_1}}{2\delta t},$$

Onda interpolyasiyada

$$\left. \begin{aligned} f_i &= f_1 \pm c_1 \delta s_k + \frac{a_1 (\delta s)_k^2}{2}, \\ f_{ti} &= f_{t_3} + c_2 \delta t_k + \frac{a_2 (\delta t)_k^2}{2}. \end{aligned} \right\} \quad (3.14)$$

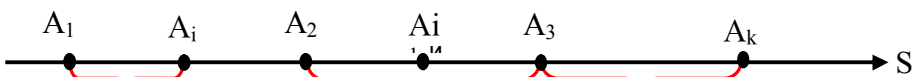
ikinci toplananın qarşısındakı mənfi işarəsi koordinat başlanğıcı kimi qəbul olunan  $A_2$  nöqtəsindən solda yerləşən nöqtələri hesablamaq üçündür. Qeyd edək ki,  $\delta_s = 1$  qəbul etmək rahatdır. Onda,  $\delta_{s_i}$ ,  $\delta_{s_k}$ ,  $\delta_{t_i}$ ,  $\delta_{t_k}$  kiçik qiymətlərlə ifadə olunur.



$$c_1 = 1002 - 1012 = -10; \quad p_i = 1012 - 10 \cdot 0,6 = 1006$$

$$p_k = 1002 - 10 \cdot 0,8 = 994$$

b)



## Şək. 26. Düzxətli interpolasiyanın izahı

Əgər hər hansı bir hava xəritəsində obyektin vəziyyətini (siklon və ya antisiklon) qeyd etsək və ardıcıl zaman anlarında onun intensivliyini göstərsək, onda interpolasiya yolu ilə onun aralıq anlarındakı vəziyyətini, ekstrapolyasiya yolu ilə isə sonrakı vəziyyətini qabaqcadan təyin etmək olar. Həmçinin siklonun və ya antisiklonun mərkəzinin dəyişmə trayektoriyasını və analogi olaraq mərkəzdə temperaturun dəyişməsini qabaqcadan xəbər vermək olar.

Zamanın başlanğıc anından  $t_0 = 0$ ,  $\Delta t$  vaxtı ərzində siklon və ya antisiklonun keçdiyi  $s$  yolu belə tapılır.

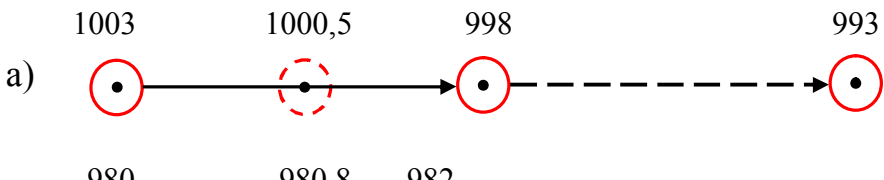
$$s = c \Delta t,$$

düzxətli və əyrixətli ekstrapolyasiya halları üçün isə:

$$s = c \Delta t + \frac{a \Delta t^2}{2}.$$

Bu düsturları siklon və ya antisiklonun mərkəzindəki təzyiqin proqnozu üçün istifadə etmək olar. Bu zaman  $c$  -yə sürət kimi,  $a$ -ya isə mərkəzdəki təzyiqin dəyişmə tezliyi kimi baxmaq lazımdır.

Düzxətli, əyrixətli interpolasiya və ekstrapolyasiyanın siklon mərkəzinin və intensivliyinin tapılması üçün tətbiq edilmə sxemi şəkil 27-də göstərilmişdir.



**Şək. 27. Siklonun yerdəyişməsi və evolyusiyasında düzxətli (a) ,**

**əyrixətli (b) interpolyasiya və ekstrapolyasiyalar**

Baxılmış üsullar, adətən, formal interpolyasiya və ekstrapolyasiya üsulları adlandırılır. Çünki onların tətbiqində atmosfer proseslərinin daxili inkişaf xüsusiyyətləri nəzərə alınmır.

Məsələn, siklonun mərkəzi öz yerini proqnoz tərtib olunan andan sürətlə dəyişir, lakin yeni inkişaf səviyyəsinə keçən zaman mərkəzin yerdəyişməsi ləngiyir. Formal ekstrapolyasiya ancaq 6-12 saatlıq proqnozlara tətbiq oluna bilər. Ancaq bu halda da proqnozlara əlavə düzəlişlər verilməlidir.

## **Temperatur və rütubətlik sahələri**

**Temperatur sahəsi** təzyiq sahəsi ilə müqayisədə çox mürəkkəb sahədir. Temperatur şaquli istiqamətdə çox zaman sıçrayışla dəyişir və belə dəyişmələr əsasən cəbhə zonalarına xasdır.

Sərbəst atmosferdə temperatur sahəsi yəüstü səthə nisbətən, daha bircinsdir. İzobarik səthlərdə isti və soyuq mərkəzləri müəyyən etmək olar, amma burada da temperaturun sıçrayışlı dəyişmələri müşahidə olunur. Temperatur sahəsi **izoterm**lər vasitəsilə ifadə olunur, onun zaman daxilində dəyişmələri isə **izaloterm**lər (temperaturun bərabər dəyişmə nöqtələrini birləşdirən səlis əyri xətlər) vasitəsilə göstərilir.

Temperatur sahəsinin əsas xarakteristikaları onun qradiyentinin üfüqi və şaquli kəmiyyətləridir və bu kəmiyyətlər **temperaturun üfüqi və şaquli qradiyentləri** adlanır. Temperatur şaquli istiqamətdə daha tez dəyişir.

Temperaturun lokal dəyişməsi və ya temperaturun fəzanın verilmiş nöqtəsində dəyişməsi aşağıdakı bərabərliklə ifadə olunur:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \left( u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) - w \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{dT}{dt}.$$

Bərabərlikdən sağ tərəfdən birinci hədd  $\left( u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right)$

temperaturun **advektiv** dəyişməsini ifadə edir.

İkinci hədd isə hava hissəciklərinin **şaquli hərəkəti** hesabına temperatur dəyişmələrini ifadə edir.

Üçüncü hədd **hissəciyin özünün** temperaturunun dəyişməsini ifadə edərək, əsasən, istilik axını ilə bağlıdır, lakin başqa səbəblərdən də asılı ola bilər.

Proseslərin adiabatik hesab edildiyi sərbəst atmosferdə

$\frac{dT}{dt} = -\gamma_a w$  şərti tam ödəniləndiyi üçün temperaturun lokal dəyişmələri ifadəsi aşağıdakı şəkli almış olur:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \left( u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) - w (\gamma_a - \gamma),$$

burada,

$\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}$  - temperaturun şaquli qradiyenti,  $\gamma_a$  - quru adiabatik qradiyent (buludluq olduqda rütubətli adiabatik qradiyent),  $w$  - şaquli hərəkətlərin sürətidir.

Bu ünsürlərdən hər birinin təsirini nəzərdən keçirək.

**Temperaturun advektiv dəyişməsi.** Temperaturun müsbət advektiv dəyişməsi istilik adveksiyası ilə, mənfi advektiv dəyişməsi isə soyuq adveksiya ilə bağlıdır. Temperaturun advektiv dəyişməsi



onun şaquli qradiyenti, yerdəyişmənin sürəti (küləyin sürəti), həmçinin temperatur qradiyenti ilə sürət vektoru arasındakı bucaqdan asılıdır:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_a = \alpha Q V \cos \beta ,$$

burada ,

$\alpha$  – temperaturun üfüqi qradiyenti,  $V$  – küləyin sürəti,  $\beta$  -  $\alpha$  və  $V$  arasında qalan bucaq,  $\alpha$  - vahidin seçilməsindən asılı olan əmsaldır.

Temperaturun advektiv dəyişmələri 12 saata bir neçə dərəcə təşkil edir, lakin atmosfer cəbhələrinin keçməsi zamanı o, daha az müddətdə, əsasən də yərüstü təbəqədə  $10^{\circ}\text{C}$  və daha çox ola bilər.

**Havanın şaquli hərəkəti ilə əlaqədar olan temperatur dəyişmələri.**

Hər hansı bir səthdə şaquli hərəkətlər hesabına temperaturun dəyişməsi aşağıdakı düsturla ifadə edilir:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_v = -w(\gamma_a - \gamma).$$

Dayanıqlı stratifikasiya zamanı ( $\gamma < \gamma_a$ ) qalxan hərəkətlər həmin səviyyədə hissəciklərin temperaturunun aşağı düşməsinə, dayanıqsız stratifikasiya zamanı isə ( $\gamma > \gamma_a$ ) hissəciklərin temperaturunun azalmasına səbəb olur. Havanın enən hərəkətləri ( $w < 0$ ) dayanıqlı stratifikasiya zamanı temperaturun azalmasına, dayanıqsız stratifikasiya zamanı isə artmasına səbəb olur.

Yərüstü təbəqədə rütubət sahəsi mürəkkəb diskret sahədir. Bu müxtəlif faktorların (tempertur rejiminin dəyişməsi, buxarlanma, kondensasiya və s.) təsiri və rütubətliyin dəyişkənliyi ilə izah olunur.

Havanın rütubətinin müxtəlif xarakteristikaları mövcuddur. Sinoptik təcrübədə daha çox şəh nöqtəsi və onun çatışmazlığı, nisbi

və xüsusi rütubətlikdən istifadə olunur. Su buxarı atmosferə su səthindən buxarlanma nəticəsində daxil olur. Hava axınları su buxarını Yer kürəsinin müxtəlif rayonlarına daşıyır və bunun nəticəsində rütubət tutumunun üfüqi qradiyenti formalaşır.

Səthin qeyri-bircinsliyi atmosferdə olan su buxarının miqdarına böyük təsir göstərir. Bu rütubət tutumu üfüqi qradiyentin böyük zonal toplananlarını təyin edir. Eyni enlik dairəsi daxilində daha çox su buxarı, təbii ki, okeanlar üzərində qeyd olunur.

Rütubətin advektiv dəyişməsinə aşağıdakı bərabərliklə ifadə etmək olar:

$$\left(\frac{\partial q}{\partial t}\right)_a = -\left(u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y}\right).$$

Rütubətin advektiv dəyişmələri əlverişli şərait olduqda sutka ərzində bir neçə q/kq-a çata bilər.

Rütubət tutumunun dəyişməsində şaquli mübadilə prosesi böyük rol oynayır, belə ki, şaquli xüsusi rütubət axını  $Q_q$  onun şaquli qradiyenti və turbulent mübadilə əmsalı A ilə təyin olunur:

$$Q_q = -A \frac{\partial n}{\partial z}.$$

Xüsusi rütubətlik hündürlük artdıqca azalır. Bu onunla izah olunur ki, havada olan su buxarının əsas mənbəyi fəal səthdir. Bu halda su buxarı axınının istiqaməti aşağıdan yuxarıya doğru yönəlmiş olur. Lakin konkret şərtlər daxilində, məsələn, hündürlüyə görə su buxarının qeyri-bərabər advektiv dəyişməsi hesabına rütubətliyin inversiya paylanması müşahidə oluna bilər. Belə halda su buxarı axınının istiqaməti yuxarıdan aşağıya doğru yönəlmiş olur. Bu halların bulud və dumanların əmələ gəlməsində əhəmiyyətli rolu vardır.

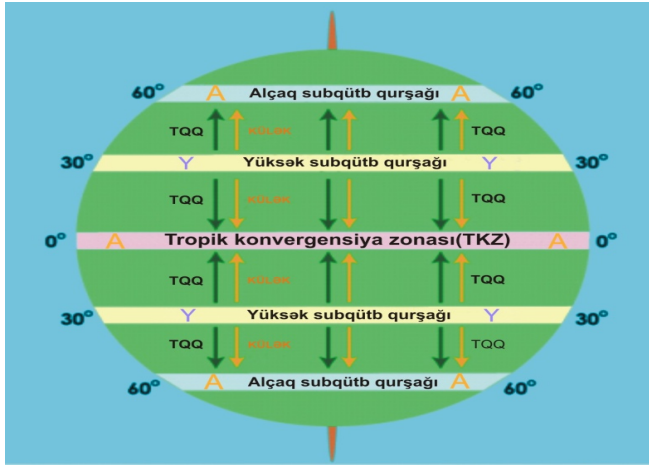
## **Külək sahələri və onların hündürlüyə görə dəyişməsi**

Hava axınları atmosferdə üfüqi və şaquli vəziyyətdə baş verir. Havanın üfüqi istiqamətdə yerdəyişməsinə **külək** deyilir. Küləklər hava kütləsinin yer səthinə nəzərən hərəkətinə görə təyin edilir. Bu təyinatə əsasən külək ərazidə üç istiqamətdə əsə bilər. Külək vektorial kəmiyyət olub, sürət və istiqaməti ilə təyin edilir. Əgər vektorun qiyməti yer səthinə nəzərən götürülsə, bu o deməkdir ki, o, üç istiqamətdə ola bilər: şimal – cənub, şərq – qərb və yuxarı – aşağı.

Əgər vektorun qiyməti hava gəmisinin uçuş trayektoriyasına nəzərən götürülsə, o zaman aşağıdakı istiqamətlərdən istifadə edilir: eyni səmtli və qarşıdan əsən küləklər, yan səmtli küləklər (sağ və soldan), enən və qalxan küləklər (şaquli). Küləklər fəaliyyəti zamanı iki qüvvənin təsirinə məruz qalır:

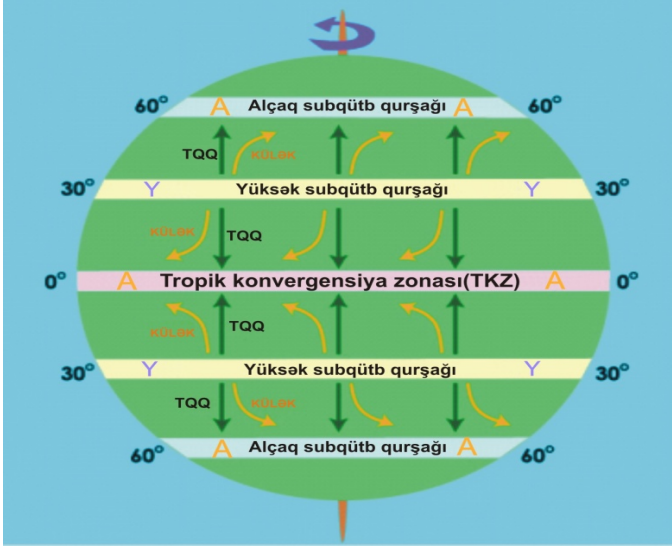
1. Külək yer səthinə sürtünərək zəifləyir - sürtünmə qüvvəsi;
2. Küləklər Yerın fırlanmasından asılı olaraq hər iki yarımkürədə zəifləyir və istiqamətini dəyişir - **Koriolis qüvvəsi**.

Küləyin istiqaməti yüksək təzyiqli sahədən aşağı təzyiqli sahəsinə doğru yönəlir. Onun gücü (sürəti) təzyiqli sahələri arasındakı fərqlə düz mütənasibdir. Yəni təzyiqlin böyük fərqlərində sürət çox, az fərqlərində isə əksinə, az olur. Yerın fırlanması nəticəsində küləklər şimal yarımkürəsində sağa, cənub yarımkürəsində isə sola meyl edirlər. Bu qüvvə Koriolis qüvvəsi adlanır. Beys - Bolla qanununa əsasən küləklər adətən qradiyentdən sağa  $60^0$ -lik bucaq altında meyl edirlər. Koriolis qüvvəsi çox kiçik olmasına baxmayaraq, ( $\omega=7,29 \cdot 10^{-5} \text{sm}^{-1}$ ) arasıqəsilməz, fasiləsiz olduğuna görə ümumi aparıcı axına təsir göstərmək iqtidarına malik bir qüvvədir. Əgər Yer kürəsi fırlanmasaydı, (yəni, Koriolis qüvvəsi mövcud olmasaydı) onda küləklərin istiqaməti ancaq qradiyentdən asılı olardı. Şəkil 28-dən aydın görünür ki, Yer kürəsində daimi küləklərin istiqaməti ancaq en dairələri üzərində yaranan təzyiqli sahələri və onlar arasında olan qradiyentdən asılıdır.



**Şək. 28. Təzyiqin qradiyent qüvvəsinin (TQQ) təsiri altında yaranan küləklər**

Lakin, əslində heç də belə deyildir. Çünki Yer kürəsi həmişə dövr edir və burada küləklərin istiqaməti Yerin fırlanma meyletdirici qüvvəsi olan Koriolis qüvvəsinin təsirinə məruz qalır. Bu zaman hava kütləsi əvvəlcə təzyiq qradiyenti qüvvəsinin təsiri altında yüksək təzyiq sahəsindən alçaq təzyiq sahəsi istiqamətinə yerini dəyişməklə, hərəkət edir.



**Şək. 29. Koriolis qüvvəsinin küləklərə təsiri**

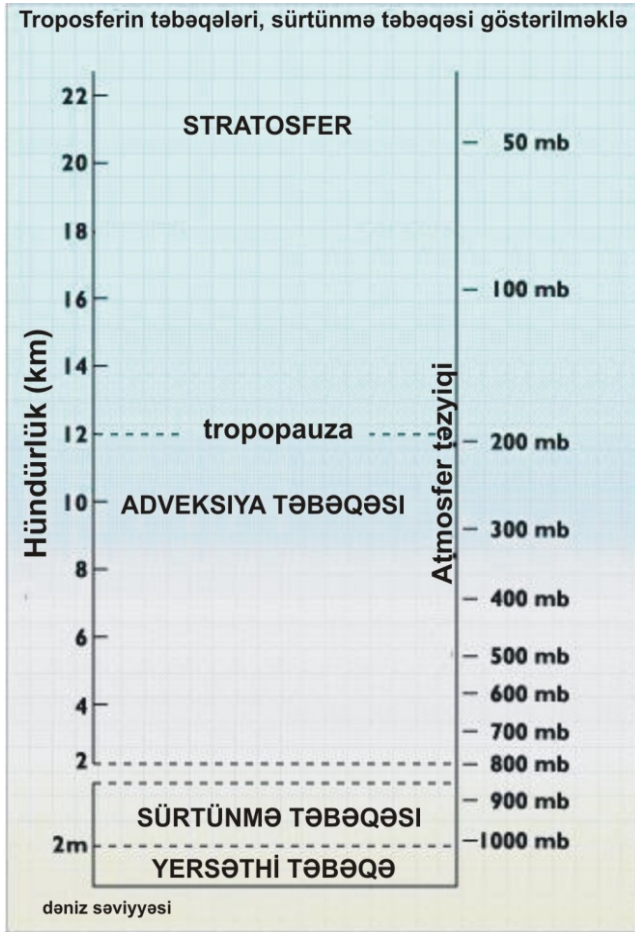
Yerin fırlanma meyletdirici qüvvəsi olan Koriolis qüvvəsinin təsiri nəticəsində küləklər şimal yarımkürəsində sağa, cənub yarımkürəsində isə sola meyl edəcək. Yəni, bu zaman şimala doğru əsən küləklər sağa, cənuba doğru əsən küləklər isə sola meyillənmiş olacaq (şək. 29).

Sürtünmə təbəqəsi yer səthindən 1,5-2,0 km hündürlüyə qədər atmosfer qatında qərarlaşır. Ümumiyyətlə, havanın hərəkət sürətini zəiflədən bir sıra səbəblər vardır ki, bu səbəblərdən də ən vacibi sürtünmədir. Sürtünmə 2 cür olur:

1. Havanın alt qatının yer səthinə sürtünməsi;
2. Havanın hərəkəti zamanı öz daxilində yaranan sürtünmə.

Havanın yer səthinə sürtünməsi bilavasitə relyefindən, yer səthinin kələ-kötürlüyündən asılıdır. Atmosferin alt qatında, yerlə təmas sahəsində sürtünmə ən böyük dərəcəyə, küləklər isə ən zəif sürətə malik olurlar. Su hövzələrinin səthi daha çox hamar olduğu üçün sürtünmə orada zəif, sürət çox, quruda kələ-kötürlüklərin təsiri ilə sürtünmə əmsalı böyük, sürət isə az olur.

Troposfer qatında bir neçə sürtünmə təbəqəsi ayrılır (şək. 30):



**Şək. 30. Troposfer qatında sürtünmə təbəqələri**

Sürtünmə qüvvəsinin təsirinin nəzərə alınmasından asılı olaraq küləklər **geostrofik və qradient küləklərə** ayrılırlar.

Atmosferdə ağırlıq qüvvəsi, Yerın fırlanması nəticəsində yaranan qüvvə və Arximed qüvvəsi şaquli istiqamətdə təsir göstərmirlər. Bunlar şaquli yönəlmiş barik qradient qüvvəsini tarazlaşdırır və bu əlaqə statikanın tənliyi ilə təsvir edilir.

Sürtünmə və inersiya qüvvələri havanın hərəkətini dəyişən əsas qüvvələr hesab edilirlər. Təzyiq sahəsinin üfüqi qeyri-bircinsliyi küləyi əmələgətirən yeganə səbəb olmaqla, həmçinin üfüqi barik qradient qüvvəsini də yaradır.

Müntəzəm hava hərəkətlərinin yaranmasında ən vacib sahəni yer səthindən 1,5 km – dən yuxarı atmosfer təbəqəsi tutur ki, bu təbəqə **sərbəst atmosfer** adlanır. Bu təbəqədə yer səthinə sürtünmə qüvvəsinin təsiri heçə, minimuma enir. Lakin, bu zaman atmosferdə barik qradient qüvvəsi ilə Koriolis qüvvəsi bir-birini tarazlaşdırarsa, müntəzəm hərəkətlərin yaranması mümkündür. Bu qüvvələrin bərabərlik şərtini isə aşağıdakı tənlik vasitəsilə göstərmək olar:

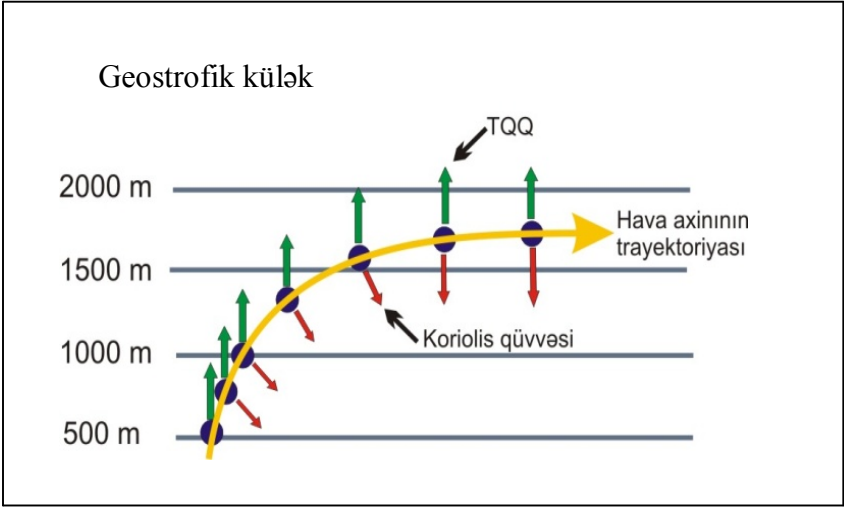
$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial \mathbf{n}}{\partial \mathbf{n}} + 2\boldsymbol{\omega} \cdot \sin \varphi \cdot \mathbf{V} = 0.$$

Bu zaman elə bir şərti külək vektoru daxil etmək olar ki, onun nəticəsində yaranan Koriolis qüvvəsi mövcud olan barik qradienti tarazlaşdırsın. Qeyd edilən şərti külək vektoru geostrofik küləklər adlanırlar. **Geostrofik küləyin** sürət vektorunun modulunu  $v_g$  aşağıdakı bərabərlik şərtindən almaq olar:

$$v_g = \frac{1}{2\boldsymbol{\omega} \sin \varphi} \frac{\partial \mathbf{n}}{\partial \mathbf{n}}.$$

Başqa sözlə, **geostrofik küləklər** atmosferdə sürtünmə qüvvəsinin təsiri olmadan düzxətli izobarlar boyunca havanın qərarlaşmış hərəkətinə deyilir.

Küləklər müəyyən hündürlükdən sonra (sürtünmə qüvvəsinin təsirinin azaldığı hündürlüklərdə) geostrofik küləklərin paylanma qanunlarına tabe olur (şək. 31). Şəkildən görüldüyü kimi, müəyyən hündürlükdən sonra təzyiğin qradient qüvvəsi (TQQ) ilə Koriolis qüvvələri bir-birini tarazlaşdırır və küləklərin hərəkəti geostrofik qəbul edilir.



**Şək. 31. Düzxətli izobarlar boyunca əsən geostrofik küləklərin inkişafı**

Sürtünmənin təsiri olmadıqda və ya az mövcud olduğu hallarda geostrofik küləklərin istiqaməti düzxətli izobarlar boyunca aşağıdakı kimi meyl edir (şək. 32).

Sərbəst atmosferdə havanın əyrixətli izobarlar boyunca qərarlaşmış hərəkətinə isə **qradiyent külək** deyilir. Yer kürəsinin fırlanması ehtimal edildikdə onun üzərində küləklərin necə inkişaf edə biləcəyi illüstrasiya edilərsə, bu zaman Yer kürəsi üzərində yüksək subekvatorial və alçaq ekvatorial təzyiqli sahələri arasında hava hissəciklərinə təsir göstərən əsas qüvvə təzyiqlin qradiyent qüvvəsi olacaqdır. Əgər sürtünmə qüvvəsinin təsirini nəzərə almasaq və qradiyent qüvvəsini yeganə təsir göstərən qüvvə kimi qəbul etsək, onda hava hissəcikləri həmin qüvvənin təsiri altında ekvator istiqamətində ətalətlə hərəkət edəcəkdir.

Sürtünmə baş vermədikdə	Sürtünmə mövcud olduğu halda
$H, dk.metr$ <small>A</small>	$P, hPa$ <small>A</small>
Təzyiqlin qradiyent qüvvəsi	Təzyiqlin qradiyent qüvvəsi



### **Şək. 32. Geostrofik küləklərdə düzxətli izobarlar boyunca küləklərin istiqaməti**

Yer kürəsinin fırlanmadığını qəbul etsək, onda külək izobarlara nəzərən perpendikulyar olaraq birbaşa təzyiqin qradiyent qüvvəsinin (TQQ) təsiri istiqamətində, yüksək təzyiq sahəsi mərkəzindən alçaq təzyiq sahəsi mərkəzi istiqamətində sürətlə hərəkət edəcək. Bu izafi (qalıq) havanın hava çatışmayan sahəni dərhal doldurmasına bənzəyir. Bu zaman yüksək təzyiq sahələrindən hava hissəciklərinin hərəkəti mərkəzdənqaçma qüvvəsinin təsiri altında alçaq təzyiq sahələrinə doğru, alçaq təzyiq sahələrində hava hissəciklərinin hərəkəti isə mərkəzəqaçma qüvvəsinin təsiri altında baş verəcəkdir .

Yuxarıda qeyd edildiyi kimi küləklər atmosfer təzyiqinin yer üzərində qeyri-bərabər paylanmasından əmələ gəlir. Küləyin istiqaməti  $0-360^0$  arasında dəyişməklə, 16 rumba əsasən (8 əsas, 8 aralıq) təyin edilir. Küləyin istiqaməti onun üfün hansı tərəfindən əsməsi ilə müəyyən edilir. Belə küləklərə **meteoroloji küləklər** deyilir. Bundan başqa aviasiyada **aeronaviqasiya küləklərindən** istifadə olunur ki, bu küləklər meteoroloji küləklərdən istiqamətcə  $180^0$  fərqlənir. Bu da hava gəmilərinə küləklərin təsiri ilə əlaqədar olaraq həyata keçirilir. Küləyin müşahidəsi meteoroloji

stansiyalarda 10 m hündürlükdə quraşdırılan anemorumbometr və müasir cihazlar vasitəsilə aparılır. Müasir aviasiya meteoroloji stansiyalarında isə küləyin müşahidəsi avtomatlaşdırılmış şəkildə həyata keçirilir. Küləklərin sürəti vahid zaman ərzində hava hissəciklərin üfüqi yerdəyişmə məsafəsinə deyilir. Küləyin sürəti m/san, düyün (uzel), km/s, mil/saat ilə ölçülür və vahidlər arasında əlaqə aşağıdakı kimidir:  $1\text{m/san}=2\text{düyün (kt)}$ ,  $1\text{m/san}=3,6\text{ km/s}$ . Yuxarıda qeyd edildiyi kimi, atmosfer təzyiqinin yer üzərində qeyri-bərabər paylanması küləklərin istiqamət və sürətini şərtləndirir.

Bəzi praktiki məsələlərin həllində küləyin gücünü adətən Bofortun 12 ballıq cədvəli üzrə təyin edirlər. Məsələn, 0 bal 0 - 0,5 m/san adı isə şlakət , 3 bal 4 - 5 m/san, adı zəif, 6 bal 11- 12 m/san, güclü, 9 bal 19 - 21 m/san, adı fırtına, 12 bal > 30 m/san, qasırğa kimi tanınırlar.

Küləyin sürətinin əsas parametrləri aşağıdakı kimi qəbul edilmişdir: **küləyin ani sürəti** - küləyin verilmiş zaman anındakı sürətinə deyilir. Bundan başqa küləyin 2 və 10 dəqiqəlik, maksimal və ani şiddətlənmə sürətləri də vardır. Küləyin ani şiddətlənmə sürəti və onun xüsusiyyətləri havada olan turbulent hərəkətlərlə əlaqədardır və fluktasiya xarakteri daşıyır.

Küləklər vektorlu sahəni əmələ gətirməklə, atmosferin turbulent hərəkətini xarakterizə edir. Bundan başqa, küləklər zamana və məkana görə də dəyişirlər. Zaman daxilində küləyin istiqamətinin dəyişməsi nəticəsində aşağıdakı mülahizələr əldə edilmişdir :

a) küləyin istiqamətinin dəyişməsi üçün onun sürəti əsas şərtlərdən biridir;

Belə ki, böyük sürətli küləklər istiqamətcə daha dayanıqlı olurlar.

b) müəyyən sürətli küləklərdə istiqamət dəyişməsi demək olar ki, bütün troposferdə eyni olur. Stratosferə keçid vaxtı isə küləyin sürəti kəskin sürətdə azalır. Bunun səbəbi isə stratosferdə təzyiq və temperatur qradiyentlərinin nisbətən dayanıqlı olmasıdır.

Zamana görə külək sürətinin dəyişməsi isə aşağıdakı nəticələrə gətirib çıxarır:

a) külək sürətinin dəyişməsi tropopauzada maksimum qiymət alır;

b) troposferdə külək sürətinin dəyişməsi srtatosferdəkinə yaxındır;

c) külək sürətinin dəyişməsi ilin dövrlərindən az asılıdır.

Tədqiqatlar nəticəsində müəyyən edilmişdir ki, məkan daxilində külək sürətinin dəyişməsi 5-9 km hündürlükdə təqribən eynidir. Məlumdur ki, yerüstü təbəqədə müşahidə olunan küləklər istiqamətcə izobardan  $15^0$  bucaq altında su üzərində,  $30^0$  bucaq altında isə quru üzərində meyl edir. Hündürlüyə görə küləyin istiqamət və sürətinin müəyyən təbəqədə dəyişməsi həmin təbəqədə havanın orta temperaturunun qeyri-bərabər paylanması, yəni üfüqi temperatur qradientinin yaranmasının nəticəsidir.

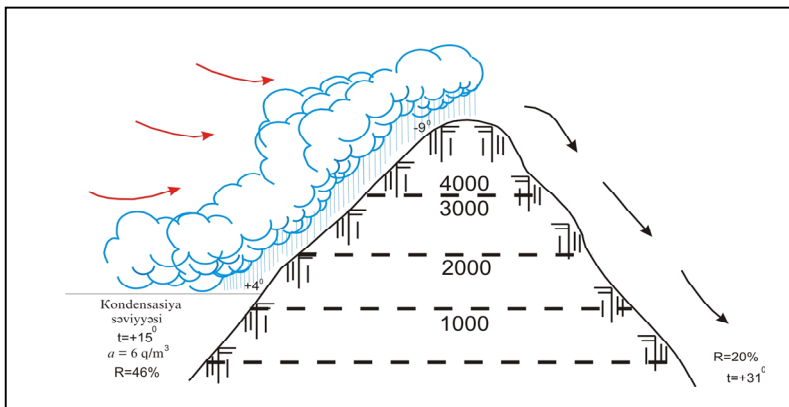
Yer kürəsinin orta temperatur paylanması təhlili göstərir ki, mülayim enliklərdə troposferdə temperaturun üfüqi qradienti ekvator dan qütblərə doğru, termik küləyin vektoru qərbdən şərqə istiqamətlənmişdir. Qeyd etmək lazımdır ki, hündürlükdə küləyin istiqaməti bütün hallarda izotermaların istiqamətini qəbul etməyə şərait yaradır.

Küləklər yerli şəraitin xüsusiyyətlərindən asılı olaraq bir neçə cür olurlar. Yerli fiziki-coğrafi və termik şəraitin təsirindən yaranan və həmin yerin tipik xüsusiyyətlərini mənimsəyən hava axınlarına **yerli küləklər** deyilir. Çox da böyük olmayan ərazini tutan atmosfer sirkulyasiyası yarandığı rayonun hava şəraitinə böyük təsir göstərir. Yer kürəsinin müxtəlif coğrafi rayonlarında yerli küləklərin bir çox növləri müşahidə olunur. Onların bəziləri müəyyən sinoptik şəraitdə yaranır. Aşağıdakı yerli küləkləri misal gətirmək olar: Abşeron yarımadasında yaranan xəzri, gilavar, Aralıq dənizi sahillərində sirokko, cənub rayonlarında xəmsin, əfqan və s. bu tip küləklərdəndir.

Yerli küləklərə fyonlar da aiddirlər. Fyonlar həm termik sirkulyasiya, həm də relyefin təsirindən və hava axınlarının mexaniki qarışması nəticəsində yaranırlar. **Fyon** - alman sözü olub, «isti külək» mənasını verir. Hava kütlələri dağ silsilələrini aşıb keçərkən dağın əks tərəfində ( külək tutmayan hissəsində) enən

hava axınları yaranır və onlar quru adiabatik olaraq ( $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ) isinməyə başlayır. Başqa sözlə, fyonlar – dağdan dərəcəyə axan isti, quru küləklərdir. Külək tutmayan yamacla aşağı enən hava adiabatik olaraq qızır və onda olan su buxarı doyma vəziyyətindən uzaqlaşır, hava dərəcəyə doğru daha yüksək temperatur və az nisbi rütübətli halda daxil olur.

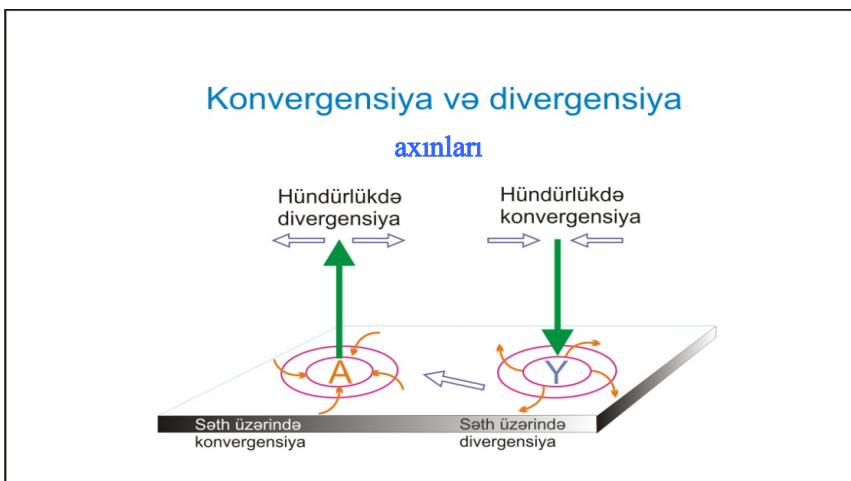
Havanın endiyi yüksəklik nə qədər çox olarsa, fyon küləklərinin temperaturu bir o qədər yüksək olar. Fyonların yaranma sxemi şəkil 33-də göstərilmişdir Azərbaycanda hər bir rayonun özünə məxsus külək rejimi vardır. Yerli şəraitin spesifik xüsusiyyətlərindən asılı olmaqla bərabər, onlar lokal xarakterli olurlar.



**Şək. 33. Fyonların yaranma sxemi**

Bu cür yerli küləklərə Abşeron yarımadası üçün xarakterik olan **Xəzri** aiddir. Xəzrinin yaranması və rejimi Abşerona şimaldan, şimal-qərbdən və şimal-şərqdən gələn soyuq hava axınlarından çox asılıdır. Cənub istiqamətində hərəkət edən bu soyuq hava kütlələri Şimali Qafqazda Qafqaz sıra dağları ilə qarşılaşır və **konvergensiyaya** uğrayır. Konvergensiya nəticəsində hava axınları sıxlaşır və atmosfer təzyiqi artmağa başlayır. Hava kütlələrinin dalğasının gücü bəzən az olduğuna görə, onlar hündür sıra dağları aşıb keçə bilmirlər və orada cəmləşirlər. Sonra, tədricən hava kütlələri Böyük Qafqaz sıra dağlarını şərqdən keçərək, Xəzərin

qərb sahili boyunca güclü axınla Abşeron yarımadasına daxil olurlar. Bu səbəbdən də Abşeronda şimal istiqamətli küləklərin sürəti güclü olur. Prosesin intensiv inkişafı bəzən dənizdə fırtına və qasırgaların əmələ gəlməsinə səbəb olur. Bu zaman şimal küləyinin sürəti 35–40 m/san olur və iqtisadiyyata böyük ziyan vurur. Gilavar küləkləri isə ərəziyə cənub istiqamətindən daxil olur. Bu zaman əks proses (divergensiya) formalaşır. **Divergensiya** konvergensiyanın əksi olmaqla, burada hava axınlarının genişlənməsi baş verir. Məhz bu səbəbdən də gilavarın sürəti əksər hallarda xəzridən az olur (18–23 m/san). Konvergensiya və divergensiya uğramış hava axınlarında hərəkətin xarakteri şəkil 34-də göstərilmişdir:



**Şək. 34. Konvergensiya və divergensiya axınları**  
**Atmosferdə rütubətlik və onun fiziki xarakteristikaları**

**Havanın rütubətliyi** havada olan su buxarının mütləq və nisbi vahidlərlə ifadəsinə deyilir.

Planetimizin səthinin 71%-ni dənizlər, okeanlar tutur və onların səhindən müntəzəm olaraq buxarlanma gedir. Bu rütubət hava axınları ilə şaquli və üfüqi istiqamətdə yayılaraq kontinentə daxil olur. Bundan başqa kontinentdə su hövzələri: göllər, çaylar,

bataqlıqlar havanı nəmləndirir. Bu səbəbdən havada həmişə su buxarı vardır. Buxarlanan səthin temperaturu nə qədər çox və hava quru, külək güclü olarsa, buxarlanma bir o qədər sürətli gedər.

Su buxarının atmosferdə miqdarını aşağıdakı əsas xarakteristikalarla və rütubətlik elementləri ilə ifadə etmək olar:

a) **su buxarının səthi gərilmə əmsalı (elastikliyi) /e/** - su buxarının təzyiqi, mm civə sütunu və ya mb- la ölçülür.

b) **mütləq rütubətlik /a/** - mütləq rütubətlik havanın əsas rütubətlik elementlərindən biri olub, 1m<sup>3</sup> havada olan su buxarının qramlarla miqdarına deyilir. Mütləq rütubətliyin vahidi q/m<sup>3</sup> -dir. Mütləq rütubətlik **su buxarının elastikliyi** ilə (e) əlaqədar olub, baxılan havada su buxarının parsial təzyiqini ifadə edir. Su buxarının elastikliyi hektopaskallarla (millibarlarla), həmçinin atmosfer təzyiqi kimi mm. c. s. ilə də ölçülür.

Su buxarının elastikliyi hPa ilə ifadə edildikdə, mütləq rütubətliklə su buxarının elastikliyi arasında əlaqə aşağıdakı tənlik vasitəsilə təyin edilir:

$$a = 217 \frac{e}{T} = \frac{0.8e}{1 + \alpha t}.$$

Su buxarının elastikliyinə mm civə sütunu (mm.c.st) ilə ifadə etdikdə isə yuxarıdakı tənlik aşağıdakı şəkllə düşər:

$$a = 289 \frac{e}{T} = \frac{1.06e}{1 + \alpha t}.$$

Hər iki tənlikdə T – havanın **Kelvin şkalası** ilə (K), t-isə havanın **Selsi şkalası** ilə (°C) temperaturudur, burada,  $\alpha = \frac{1}{273}$  -ə

bərabərdir. Mütləq rütubətlik havanın temperaturu ilə düz mütənəsbdir. Belə ki, havanın temperaturu yüksəldikcə, onun tərkibində olan su buxarının miqdarı da yüksələcəkdir. Məsələn, +25<sup>0</sup>C- də 1m<sup>3</sup> havanın doyması üçün 22 q su buxarı lazım oduğu halda, mənfi 25<sup>0</sup>C – də isə bu miqdar təxminən 1qr təşkil edir.

c) su buxarının xüsusi çəkisi və ya **xüsusi rütubətlik /s/** - 1kq rütubətli havada olan su buxarının qramlarla miqdarına deyilir. Su buxarının xüsusi çəkisi atmosfer təzyiqindən (P) və su buxarının elastikliyindən asılıdır. Bu asılılıq, xüsusi rütubətliyin su buxarının elastikliyi ilə əlaqəsi aşağıdakı kimi ifadə olunur:

$$s = \frac{0,623e}{p - 0,377e}$$

burada,

**p** və **e** eyni vahidlərlə ifadə edilir (hPa).

d) **nisbi rütubətlik** – verilmiş hava həcmində, faktiki su buxarı miqdarının, həmin həcmə doyması üçün lazım olan su buxarı miqdarına olan nisbətində deyilir və faizlə ölçülür:

$$U = \frac{a}{E} \cdot 100\%$$

Praktiki olaraq meteoroloji təminat zamanı nisbi rütubətlik hava kütlələrinin hiqrometrik xarakteristikalarından ən vacibi sayılır. Nisbi rütubətliyi ölçmək üçün ən geniş yayılmış cihaz tükklü hiqrometrdir. Bunun iş prinsipi yağlı çıxarılmış insan saçından götürülmüş tükün rütubətlik dəyişdikdə uzunluğunun dəyişməsinə, həssaslığına əsaslanır.

Nisbi rütubətin 100 % - ə yaxınlaşması ərazidə duman və alçaq buludların əmələ gəlməsinin əsas əlamətlərindən biridir.

e) **rütubət çatışmazlığı** (d) eyni temperatur və təzyiq şəraitində havada olan faktiki su buxarının (E) və doymuş (e) su buxarının fərqiə deyilir və bu əlaqə aşağıdakı kimi ifadə edilir:

$$d = E - e.$$

q) **şeh nöqtəsinin temperaturu (T<sub>d</sub>)** – atmosfer təzyiqi və rütubətliyin dəyişməz qiymətlərində havada olan su buxarının

doymuş hala çatması üçün lazım olan temperaturdur və daha sadə olaraq deyə bilərik ki, havada olan su buxarının doyma anında malik olduğu temperatura şəh nöqtəsi temperaturu deyilir. Şəh nöqtəsi temperaturu həmişə havanın temperaturundan aşağı və ona bərabər ola bilər. Bərabər olduğu hallarda həmin hava doymuş hava ( $T = T_d$ ) adlanır.

j) **şəh nöqtəsi çatışmazlığı temperaturu (d)** - havanın temperaturu ilə şəh nöqtəsi temperaturu arasında olan fərqə şəh nöqtəsi çatışmazlığı temperaturu deyilir:

$$d = T - T_d$$

burada,

d – şəh nöqtəsi çatışmazlığı temperaturu, T – havanın temperaturu ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $T_d$  - şəh nöqtəsi temperaturudur ( $^{\circ}\text{C}$ ).

Şəh nöqtəsi çatışmazlığı temperaturu havada olan su buxarının doymuş hala çatması üçün havanın nə qədər soyumasını göstərən temperaturdur.

Havada olan su buxarının doymuş hala çatması üçün əsas proses temperaturun aşağı düşməsidir. Doymuş havanın cüzi soyuması nəticəsində havanın rütubəti artır və nisbi rütubətlik 100%-ə yaxınlaşdıqda duman, aşağı buludluğun yaranması ehtimalı da artır. Temperatur artdıqca hava doyma vəziyyətindən uzaqlaşır.

Su buxarının miqdarı hündürlük artdıqca sürətlə azalır, lakin bununla belə, saxlayıcı qatların (inversiya və izotermiya) alt hissəsində isə əksinə, çoxalır. Su buxarı atmosfer proseslərində mühüm rol oynayır, çünki təhlükəli hava hadisələri: aşağı buludluq, güclü yağıntılar, duman hadisələri də su buxarı ilə əlaqədardır.

## **Atmosferdə kondensasiya şəraiti. Su buxarının kondensasiyası və sublimasiyası**

Atmosferdə həmişə müəyyən miqdarda su buxarı mövcuddur. Bununla belə, atmosferdə su üç halda ola bilər: qazvari (su buxarı), maye (su), və bərk (buz). Atmosferdəki su buxarı bərk və maye



halına keçə bilər. Suyun qazvari haldan maye halına keçməsinə **kondensasiya** deyilir. Tədqiqatlar nəticəsində aydın olmuşdur ki, nisbi rütubət 100%-ə yaxınlaşanda su molekulları toplanaraq gələcək su damcılarının əsasını yaradır. Su buxarı ancaq soyuma nəticəsində doyma dərəcəsinə çata bilər. Şəhin yaranması və atmosferdə su damcılarının əmələ gəlməsi isə əsasən 3 səbəbdən yaranır:

- a) yer səthinin və havanın aşağı qatının şüa buraxma nəticəsində soyuması ;
- b) havanın soyuq səthə toxunaraq soyuması ;
- c) adiabatik qalxma nəticəsində havanın yuxarı qatlarda genişlənərək soyuması.

Folmerə görə 1 qram su buxarının havada doyması və damla əmələ gətirməsi üçün 600 kalori enerji və  $3 \cdot 10^{63}$  il vaxt lazım olardı. İlk dəfə prof. Aytgen isə müəyyən etmişdir ki, su buxarının kondensasiyası üçün havada toz hissəcikləri və aerozollar olmalıdır və bu zərrəciklər də **kondensasiya nüvələri** adlanırlar.

Atmosferdə kondensasiya nüvələri olmasa, təmiz havada su buxarının kondensasiyası üçün 4-8 qat artıq doyma şəraiti olmalıdır. Ancaq real atmosferdə bu şəraitin əmələ gəlməsi mümkün deyil. Kondensasiya nüvələri əriyən və əriməyən olmaqla, radiusu  $5 \cdot 10^{-7}$ - $2 \cdot 10^{-5}$  sm olan kiçik hissəciklərdən ibarətdir. Kondensasiya nüvələri rolunu oynayan hissəciklər atmosfərə yanacaqın yanması, dağ suxurlarının sovrulması, dəniz suyunun buxarlanması və vulkan püskürməsi nəticəsində daxil olurlar. Kondensasiya nüvələri ən çox atmosferin aşağı təbəqələrində olmaqla, hündürlük artdıqca tədricən azalırlar.

Su və buz buxarlanma nəticəsində qazvari hala keçir. Atmosferdə suyun aqreqat halının dəyişməsi prosesi fasiləsiz davam etməklə, bu buludların, yağıntılıların, dumanların və başqa atmosfer hadisələrinin yaranmasında əhəmiyyətli rol oynayır. Su buxarının həddindən artıq doyması nəticəsində kondensasiya prosesi baş verir. Bu proses birinci növbədə, havanın rütubət tutumunun artmasına görə, ikinci halda isə havanın temperaturunun aşağı düşməsi hesabına baş verir. Bununla birlikdə, əgər havada

çox kiçik bərk hissəciklər yoxdursa, göstərilən proseslər su buxarının kondensasiyasına səbəb ola bilməz. Beləliklə, su buxarının kondensasiyası üçün əsas şərtlər havada kondensasiya nüvələrinin olması və su buxarının doymuş hala gəlməsidir. Havada kondensasiya nüvələri olmasa, kondensasiya prosesi ancaq yer səthində baş verərək şəh, qırov, sırsıra və s. əmələ gətirə bilərdi. Atmosferdə havanın rütubətlənməsi və soyuması prosesi çox vaxt eyni zamanda baş verir. Ancaq, bu zaman, yuxarıda qeyd edildiyi kimi, temperaturun aşağı düşməsi əsas rol oynayır. Bu isə havanın yuxarı qalxması, isti və soyuq hava kütlələrinin hərəkəti, həmçinin şüalanma (radiasiya soyuması) prosesi zamanı baş verir. Belə ki, sakit havada Günəş batdıqdan sonra yer səthi soyumağa başlayır və getdikcə onu bürüyən hava da soyuyur. Soyuyan havadakı su buxarı doyma dərəcəsinə yaxınlaşır və nəhayət kondensasiya prosesi baş verir və bu da kiçik damcıların (şeh) yer səthinə çökməsi ilə nəticələnir. Şeh sakit, buludsuz havada, bəzən də yüksək buludların olduğu və zəif külək əsdiyi zaman əmələ gələ bilər. Əgər şehin əmələ gəldiyi zaman temperatur  $0^{\circ}\text{C}$  - dən aşağı olarsa, bu zaman şeh deyil, **qırov** əmələ gəlir. Bu prosesə (su buxarının bərk hala keçməsinə) **sublimasiya** deyilir. Soyumuş damcıların donması nəticəsində yuxarı atmosferdə buz kristalları yaranır. Bu zaman su buxarının birbaşa buz kristallarına keçməsi mənfi  $40^{\circ}\text{C}$  və daha aşağı temperaturda mümkündür. Bəzən damcıların çox hissəsində onların bərk hala keçməsi şəraiti artıq mənfi  $12^{\circ}\text{C}$  və mənfi  $17^{\circ}\text{C}$  temperaturlarda baş verir. Həmçinin, daha aşağı temperaturlarda xırda damcılar iri damcılara nisbətən daha tez donmağa başlayır.

Atmosferin termodinamikası baxımından, hava yuxarı qalxarkən temperaturun aşağı düşməsi adiabatik olaraq baş verir, yəni bu zaman ətraf mühitlə hava hissəcikləri arasında heç bir istilik mübadiləsi getmir. Temperaturun bu cür aşağı düşməsinə səbəb qalxan havada daxili enerjinin xarici qüvvələrə qarşı sərf olunmasıdır. Bundan başqa, temperaturun aşağı düşməsi isti və soyuq havanın qarışması nəticəsində də müşahidə edilir.

Doyma halına yaxın olan və temperaturu müxtəlif olan iki hava kütləsi bir-birinə qarışan zaman isti havanın temperaturu aşağı düşür və artıq su buxarı kondensasiyaya uğrayır.

Soyuq havanın temperaturu artdığına görə kondensasiya nəticəsində əmələ gələn su damcıları buxarlanır, yerdə qalanı isə bulud və duman əmələ gətirir. Havanın temperaturunun dəyişməsi, xüsusən, onun aşağı düşməsi, yer səthinin və atmosferin şüa buraxması nəticəsində də baş verir. Belə ki, Yer və atmosfer enerjini udmaq və şüalandırmaq qabiliyyətinə malikdir.

Yer səthi tərəfindən istiliyin şüalanması onun soyumasına səbəb olur və bu havanın yer səthinə yaxın hissəsində temperaturun aşağı düşməsinə gətirib çıxarır. Bu cür soyumaya yer səthinin **radiasiya soyuması** deyilir.

## **Bulud sahələri və buludların yaranma səbəbləri**

Yer səthindən müəyyən hündürlükdə asılı vəziyyətdə yerləşən su damcıları və buz kristalları yığımına **bulud** deyilir. Buludlar su buxarının kondensasiyası və yaxud sublimasiyası nəticəsində yaranırlar. Buna görə də buludları çox zaman **kondensasiya və ya sublimasiya məhsulları** da adlandırırlar. Məlum olduğu kimi, atmosferdə 1 (bir) qram su buxarının kondensasiyası və ya sublimasiyası üçün 600 kalori istilik ayrılır. Lakin bunun üçün hava həddən artıq doymalıdır. Atmosfer çox qarışıq bir mühitdir və burada üfüqi hərəkətlərlə bərabər, şaquli hərəkətlər də müşahidə olunur. Havanın bu cür axınları yer səthinin böyük ərazilərində hava şəraitinin formalaşmasında mühüm rol oynayır. Bu təsir, xüsusən buludların, yağıntılının və başqa atmosfer hadisələrinin yaranmasında da özünü göstərir.

Atmosfer rütubətliyi 100 %-ə çatdığı zaman kondensasiya nüvələri üzərində su damcılarının əmələ gəlməsi prosesi güclənir. Beləliklə, tərkibində çoxlu miqdarda su damcıları olan buludlar əmələ gəlir. Müəyyən edilmişdir ki, təmiz su normal atmosfer təzyiqi şəraitində 0<sup>0</sup>C-də donur. Suyun bərk hala keçməsi üçün

kristallaşma mərkəzinin əmələ gəlməsi zəruridir. Atmosferdə hərərin  $0^{\circ}\text{C}$ -dən aşağı olduğu yerlərdə tərkibində su buxarı olan buludlarda kristallaşma mərkəzi əmələ gəldiyi üçün tərkibində buz zərrəcikləri olan buludlar əmələ gəlir. Kondensasiya nəticəsində bulud və digər atmosfer hadisələrinin əmələ gəlməsi üçün su buxarının olması zəruridir. Havaya su buxarı dəniz, göl və çaylardan, torpaq, bitki səthindən buxarlanaraq qalxır. Bu proses hətta aşağı temperatur şəraitində belə davam edir. Lakin, yüksək temperatur şəraitində buxarlanma çox və güclü gedir. Havanın temperaturu artdıqca onda olan su buxarının miqdarı da artır, yəni mütləq rütubətlik havanın temperaturu ilə düz mütənasibdir. Müxtəlif temperaturda  $1\text{m}^3$  havada görünməz halda olan su buxarının ən çox miqdarı cədvəl 8- də verilmişdir.

Tutaq ki,  $20^{\circ}\text{C}$  temperaturda havanın  $1\text{m}^3$  həcmində 15 qram su buxarı vardır. Cədvəldən görüldüyü kimi, bu temperatur şəraitində  $1\text{m}^3$  havada ən çoxu 17 qram su buxarı ola bilər. Əgər hava soyuyaraq temperaturu  $1^{\circ}\text{C}$  aşağı düşərsə, bu zaman 5,5 qram su buxarı artıq buxar halında qala bilmir və onlar su damcılarına çevrilərək buludların yaranmasına səbəb olur.

Atmosferdə bulud əmələgəlmədə iştirak edən qalxan və enən hava axınları öz ölçülərinə, sürətlərinə və atmosfer proseslərinə təsiri baxımından fərqlənirlər. Buna görə də şaquli axınları 3 əsas növə bölmək olar:

- nizamlı şaquli hərəkətlər ;
- istilik konveksiyası ;
- dinamik turbuləntlik .

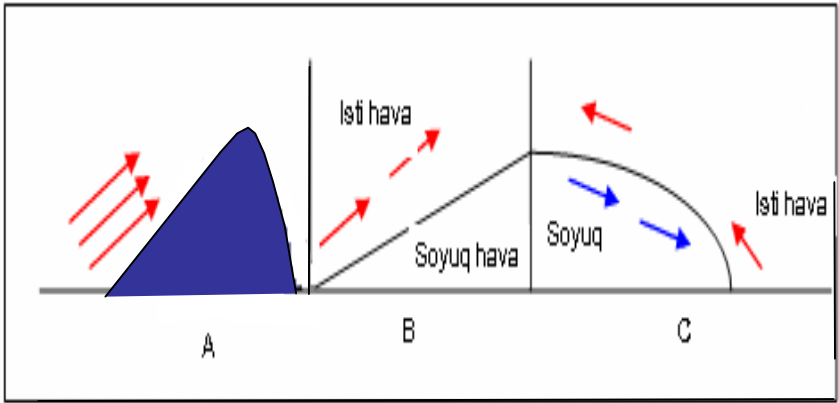
### Cədvəl 8

#### **Havada müxtəlif temperatur şəraitində su buxarının miqdarı**

Havanın temperaturu, $^{\circ}\text{C}$	Su buxarının miqdarı, $\text{q}/\text{m}^3$
-30	0,5

-20	1,0
0	5,0
10	9,5
20	17
30	30

**Nizamlı şaquli hərəkətlər** – sürəti 1-10 sm/san olan şaquli hava axınlarıdır. Bu cür hərəkətlər böyük ərazilərdə müşahidə edilir və şaquli istiqamətdə bütün troposferi əhatə edə bilirlər.



**Şək. 35. Hava kütlələrinin üfüqi səth üzərində hərəkəti**

Şəkil 35- dən görüldüyü kimi bu cür hərəkətlər aşağıdakı kimi baş verir:

- hava kütləsinin dağ yamacı ilə yuxarı qalxması zamanı (A);
- isti havanın soyuq havanın təsiri nəticəsində yuxarı qalxması (B);
- isti havanın soyuq havanın üzərinə yayılması (C);

**İstilik konveksiyası** – Günəş tərəfindən yer səthinin qeyri-bərabər qızması nəticəsində yaranır. Daha çox isinmiş sahələrdə hava tez qızır və isti, yüngül olduğuna görə o, yuxarı qalxmağa başlayır, qalxan hava kütlələrinin sürəti 5-10 m/san, lakin bəzi

hallarda 30-40 m/san təşkil edir. Enən hava kütləsinin sürəti isə bundan dəfələrlə az olur. İstilik konveksiyası, adətən, ilin isti dövründə müşahidə olunur, səhər vaxtı yaranır, günorta maksimum həddə çatır, axşam isə zəifləyir.

**Dinamiki turbulentiqlər** – ilin istənilən dövründə yarana bilirlər. Yayda istilik konveksiyasının hesabına güclənməklə bir neçə yüz metr atmosfer qatını əhatə edir.

Hava kütləsi yuxarı qalxdıqca adiabatik olaraq soyuyur, aşağı endikdə isə əksinə, adiabatik olaraq isinir. Havanın temperaturu ilə şəh nöqtəsi temperaturu arasındakı fərq azalan zaman hava doymuş hala çatır və bu hündürlükdə kondensasiya prosesi başlayır.

Əgər hissəciklər qalxan hava cərəyanları vasitəsilə ilkin səviyyədəndən kondensasiya səviyyəsinədək qalxırsa, bu zaman kondensasiya səviyyəsində və ondan yuxarıda buludlar əmələ gələcəkdir. Qalxma davam etdikcə su buxarının kondensasiyası baş verir və kondensasiyanın gizli istiliyi ayrılır, buna görə də temperaturun az aşağı düşməsi müşahidə olunur. Doymuş havada temperaturun hər 100 m-də aşağı düşməsi  $0,5^{\circ}\text{C}$  olacaq və kondensasiya prosesi rütubətli adiabatik qanuna uyğun davam edəcəkdir.

Atmosferdə qalxan hava müxtəlif xüsusiyyətlərə malik olduğuna görə, yaranan buludlar da bir-birindən forma və növünə görə fərqlənirlər. Bununla birlikdə, buludların oxşar cəhətləri də vardır ki, onlara görə də buludları qruplara bölmək, yəni təsnifatlaşdırmaq olar.

Buludların təsnifatı aşağıdakı əlamətlərə əsaslanaraq aparılır:

a) Buludların aşağı sərhədlərinin yer səthindən hündürlüyünə və onların xarici görünüşlərinə görə - bu cür təsnifat **buludların morfoloji təsnifatı** adlanır və aşağıdakı kimi aparılmışdır:

1) aşağı sərhədi 6 km-dən yuxarıda yerləşən **yuxarı təbəqə buludları** – Ci, Cc, Cs ( lələkli, lələkli-topa, lələkli-laylı );

2) sərhədləri 2 – 6 km arasında yerləşən **orta təbəqə buludları** – Ac, As (yüksək-topa, yüksək-laylı);

3) aşağı sərhədi 2 km-dən aşağı olan **aşağı təbəqə buludları** – Sc, St, Ns (laylı-topa, laylı, laylı-yağışlı);

4) **Şaquli inkişaf buludları və ya konvektiv buludlar** – Cu, Cu cong, Cb (topa, güclü-topa, topa- yağışlı). Burada Cu cong buludu Cu buludunun yarımnövüdür.

Buludların formalarına görə onların ilk təsnifatlaşdırılmış sxemi Lamark və Hovard (1803) tərəfindən hazırlanmışdır. Keçmiş SSRİ ərazisində bu təsnifat V.V. Kuznetsov, P.A.Molçanov və başqaları tərəfindən **Beynəlxalq Bulud Komissiyasının** iştirakı ilə daha da təkmilləşdirilmişdir. Bu zaman buludların adlarının latın dilində qısaldılmış kodları Hovard tərəfindən təklif edilmişdir.

İlk beynəlxalq bulud atlası 1896-cı ildə tərtib edilib. Beynəlxalq morfoloji təsnifata görə buludlar hündürlüklərinə görə 4 sinfə və xarici əlamətlərinə görə fərqlənən 10 tipə bölünür (Ci, Cc, Cs, Ac, As, Sc, St, Ns, Cu, Cb).

Bundan başqa, buludlar yaranma şəraitinə görə də təsnifatlaşdırılır. Buludların bu cür təsnifatına onların **genetik təsnifatı** da deyilir. Genetik təsnifatına görə buludlar aşağıdakı kimi bölünürlər:

1) **topa xarakterli buludlar;**

2) **dalğavari buludlar;**

3) **layvari buludlar;**

Topa xarakterli buludlara şaquli inkişafda olan və ya konvektiv buludlar da deyirlər. Bu buludlara Cu (topa), Cu cong (güclü-topa), Cb (topa-yağışlı) buludlar aiddir. Onların yaranması üçün əsas şərtlər istilik konveksiyası, dayanıqsız stratifikasiyada turbulent mübadilə, bol rütubət və yüksək temperatur, səth örtüyünün qeyri-bircinsliyi, oroqrafiya və s.-dir.

**Topa buludlar (Cu)** quru üzərində isti dövrdə, adətən, səhərlər yaranır, günün ikinci yarısında inkişafının maksimumuna çatır. Buludun aşağı sərhəddi adətən 500-1500 m olur. Şaquli qalınlığı isə bir neçə yüz metrə, bəzən 1-1,5 km-ə çatır. Bunlar sulu buludlardır və burada turbulentlik yaxşı inkişaf etməklə, qalxan hava axınlarının sürəti 5-7 m/san çatır. Cu (topa) buludların minimumu ( $N_{\min}$ ) qışda müşahidə edilir. Bu isə yuxarıda göstərilən

səbəblərlə izah oluna bilər. Cu (topa) buludlarının miqdarı (N) mart ayından başlayaraq artmağa başlayır və iyun, iyul aylarında maksimuma çatır. Topa buludların aşağıdakı ən çox müşahidə olunan yarımnövlərinə də rast gəlmək olar:

a) səthi düz, müstəvi olan topa buludlar (Cu humulus) və ya “yaxşı havanın topa buludları”;

b) dağınıq topa buludlar (Cu fractus);

c) orta ölçülü topa buludlar (Cu mediocrus). Bu buludlar Cu cong (güclü topa) buludlarına keçid yarımnövləri hesab olunurlar.

d) güclü-topa buludlar - topa buludlarının sonrakı inkişafı zamanı yaranır. Aşağı sərhədi 500-1500 m-də yerləşir, yuxarı sərhədi isə 4-5 km-ə qədər çata bilər.



**Şək. 36. Topa buludlar ( Cu )**

Topa-yağış buludları güclü-topa buludların sonrakı inkişafı nəticəsində yaranır, rütubət tutumu çox və atmosferdə dayanıqsız stratifikasiya olarsa, böyük hündürlüyə qədər çata bilərlər. Topa-yağış buludlarının aşağı sərhəddinin hündürlüyü ilin fəsilərindən asılı olaraq bir neçə 100 m-dən 2 km-dək, yuxarı sərhəddinin hündürlüyü ilin soyuq dövrlərində, adətən, 4-6 km, isti dövrdə isə 8-10 km, bəzən 13-15 km-dək yüksəlir. Cb buludlarının üfüqi istiqamətdə paylanması isə bir neçə kilometrə onlarla kilometrə qədər ola bilər. Təxminən 70% hallarda Cb buludlarının üfüqi paylanma məsafəsi 40 km-ə qədər və 10% hallarda isə 60 km-

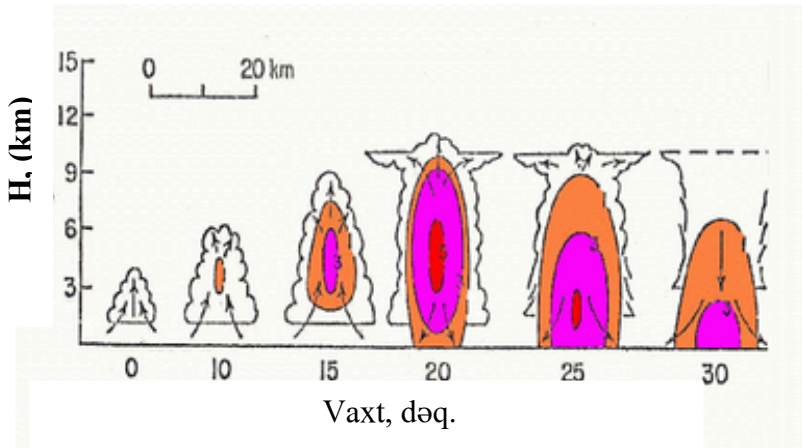


dən çox olur. Topa-yağış buludları güclü topa buludların zirvəsinin mənfi temperatura malik təbəqələrə daxil olması nəticəsində əmələ gəlir. Bu zaman buludun yuxarı hissəsində buz kristalları əmələ gəlir və ondan iri damcılı leysan yağışlar, bəzən də dolu düşür. Şaquli və üfüqi istiqamətdə çox yaxşı inkişaf etmiş Cb buludlarında yüklü zərrəciklərin əmələ gəlməsi nəticəsində ildırım hadisəsi baş verir. Cb buludlarının yuxarı sərhəddi  $-22^{\circ}\text{C}$  izotermindən yuxarı olarsa, bu buludlarda ildırım aktivliyi daha da yüksəlir. Məhz bu baxımdan da Cb buludlarına çox zaman ildırım buludları da deyir.

İldırım buludlarının yaranması üçün əsas şərt qalxan hava hərəkətlərini yaradan atmosferin dayanıqsızlığıdır. Qalxan hərəkətlərin gücü və ölçüsündən asılı olaraq müxtəlif növ ildırım buludları əmələ gəlir. İldırım buludlarının daxilində şaquli istiqamətdə qalxan hava hissəciklərinin sürəti 40 m/san-dən artıq olur.

İldırım buludları yaranma şəraitindən asılı olaraq birnövəli və ya çoxnövəli ola bilirlər.

Birnevəli topa-yağış buludları az qradiyentli təzyiqli sahəsində, zəif küləkli şəraitdə inkişaf edirlər. Onları həm də kütlədaxili və ya lokal ildırımlar adlandırırlar. Bu buludun ölçüləri üfüqi istiqamətdə 5-20 km, şaquli 8-12 km olmaqla, davamiyyət müddəti 30 dəqiqəyə, bəzən də bir saatadək olur (şək. 37) . Çoxnövəli ildırım buludlarının struktur quruluşunun sxemi isə şəkil 38-də verilmişdir.



**Şək. 37. Birnövəli ildırım buludunun inkişaf dövrü**

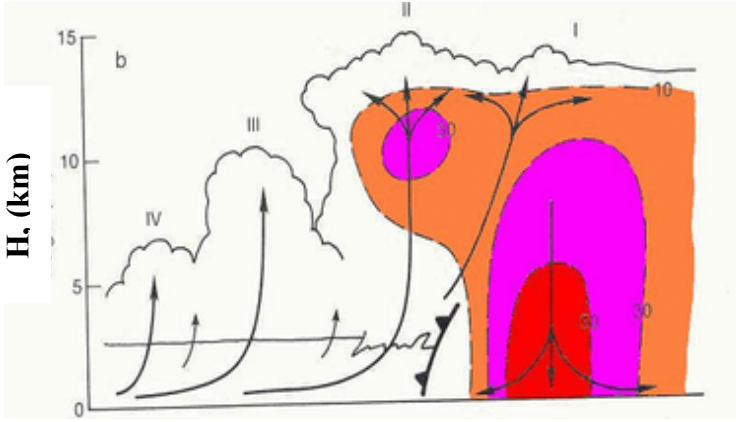
Belə qəbul olunub ki, Cb buludunun sərhəd təbəqəsində yaranması atmosferdə yüksək rütubətliyin əmələ gəlməsi, orta troposferin qeyri-dəyanıqlılığı və dinamik konveksiya ilə bağlıdır.

Məlumdur ki, Cb buludu bir və ya bir neçə (5-8) konvektiv özəkdən ibarətdir. Onlardan hər biri Cb buludunun mövcud olduğu dövr ərzində üç evolyusiyaya mərhələsi keçir: 1) inkişaf; 2) yetişkənlik; 3) dağılma.

Birinci mərhələ Cu buludu yarandığı andan başlayır və əlverişli şərait olduqda inkişaf edib Cu cong buluduna çevrilir. Onun zirvəsi 3-5 km-dək çata bilir. Adətən, Cu cong buludunun yuxarı hissəsində çox soyumuş hava axınlarının olması damcılardan birləşərək böyüməsinə şərait yaradır. Nəticədə, daha böyük damcılar buluddan düşməyə başlayır, lakin onlar bəzən yer səthinə çatmamış buxarlanırlar. Birinci mərhələnin əsas fərqləndirici xüsusiyyəti buludda qalxan hava axınlarının üstünlük təşkil etməsidir.

İlk mərhələdə onların sürəti 5 m/san, sonradan Cu cong buluduna çevrildikdə isə 15-20 m/san-dək çatır. Cu cong buludunun intensiv inkişafının nəticəsi ondan ibarətdir ki, buludun yuxarı hissəsi daha aşağı temperatur zonasına düşür və nəticədə

soyumuş damcılardan bir hissəsi donmaqla, buz kristallarına çevrilir.

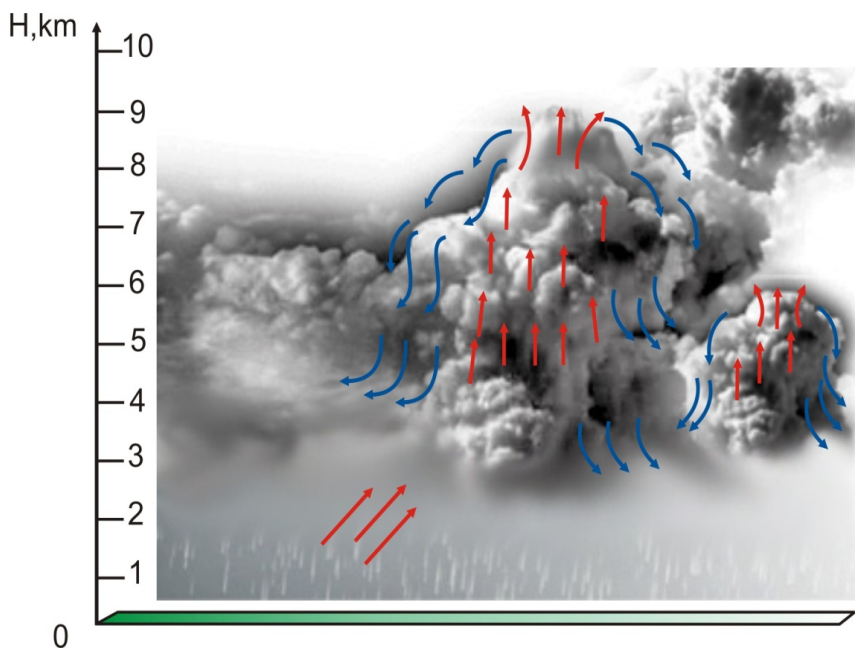


Şək. 38. Çoxnövəli ildırım buludunun strukturu

Eyni zamanda, bulud elementlərinin böyüməsi ilə intensiv yağıntılardan əmələgəlmə prosesi başlayır. Buludda baş verən güclü turbuləntlik bu prosesə yaxından kömək edir.

Buludlardan yağıntılardan düşməyə başlaması onu göstərir ki, bulud topa yağış buluduna (Cb) çevrilməklə, o öz inkişafının ikinci mərhələsinə keçmişdir. Damcılar kondensasiya prosesinin hesabına əmələ gəlir və çox kiçik olurlar (onlar çox kiçik olmasına baxmayaraq havadan 1000 dəfə ağırdır). Bu zaman sual oluna bilər ki, bəs nə üçün bu damcılar yerə düşümlər? Buna səbəb havanın müqavimət qüvvəsidir. Yəni, bu zaman damcının səthi gərilmə qüvvəsi havanın müqavimət qüvvəsi ilə tarazlaşır. Müəyyən olunub ki, buludlarda ildırım hadisəsi o zaman baş verir ki, buludun yuxarı səviyyəsi mənfi 22-25<sup>0</sup>C və daha aşağı temperatur olan zonalarda yerləşmiş olsun. Əgər buludun zirvəsi bu səviyyədən aşağıda yerləşərsə, ancaq leysan yağıntılar gözləmək olar və bu zaman elektrik boşalmaları müşahidə olunmur. İkinci mərhələ zamanı Cb zirvəsinin hündürlüyü 8-10 km və daha çox yüksələ bilər. Bu zaman buludda şaquli hərəkətlərin xarakteri də dəyişir. Yəni, qalxan hava axınları ilə bərabər, enən hava axınları da

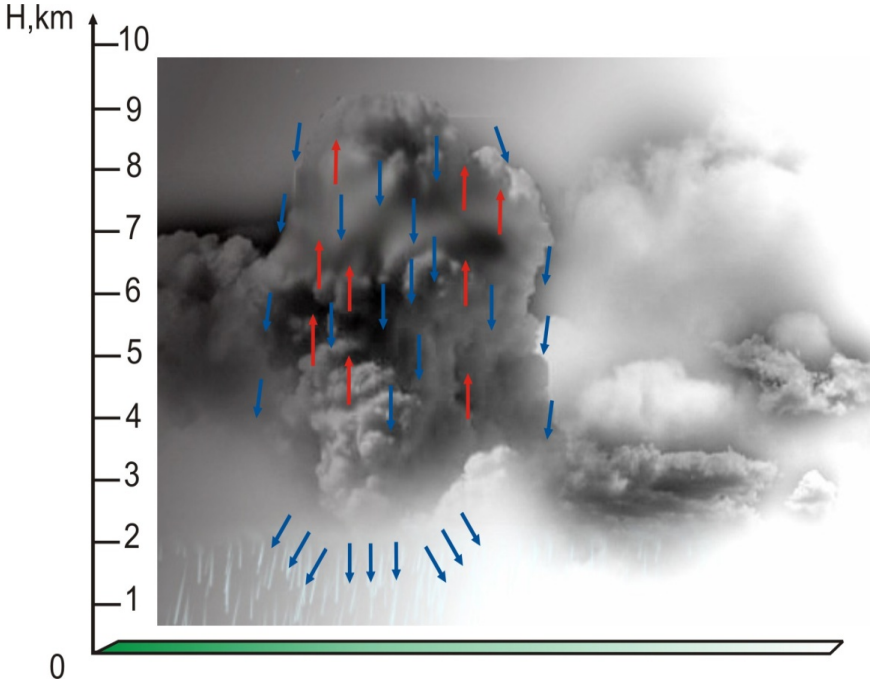
yanarırlar. Bu proses yağıntılarn düşməsi ilə eyni vaxta təsadüf edir. Yağıntılarn intensivliyi çox olarsa, ənən hava axınlarının da sürəti bir o qədər çox olur və bəzən 10-15 m/san çata bilər. Cb buludu qarışıq və mürəkkəb quruluşa malikdir. Bulud aşağı hissəsindən  $0^{\circ}\text{C}$  izoterminə qədər müxtəlif ölçülü damcılardan, buz kristallarından, buz dənəciklərindən və bəzən doludan ibarət olur. Mənfi  $30^{\circ}\text{C}$ -dən yuxarı olan zona isə ancaq buz kristallarından ibarətdir. Şəkil 39-da topa-yağış buludlarında sirkulyasiyanın ikinci mərhələsinin yaranma prosesi, sxemi göstərilmişdir:



**Şək. 39. Topa- yağış buludlarında ikinci mərhələ üçün sirkulyasiyanın sxemi**

Topa-yağış buludlarının axırncı mərhələsində, əsasən, ənən hava axınları üstünlük təşkil edir. Onların sürəti 5 m/san, bəzən isə 6-10 m/san-dək çata bilər. Topa-yağış buludlarında üçüncü mərhələ üçün sirkulyasiyanın sxemi isə şəkil 40-da verilmişdir:

Cb buludunun tam mövcudluğu 2-3 saatadək davam edir. Göstərilən evolyusiyə mərhələlərinin birinin digərinə keçidi və sürəti konveksiyanın sürətindən, dayanıqsızlıq enerjisinin vəziyyətindən asılı olaraq dəyişə bilər.



**Şək. 40. Topa- yağış buludlarında üçüncü mərhələ üçün sirkulyasiyanın sxemi**

Dalğavari buludlar inversiya sərhəddində baş verən dalğalı hərəkətlər nəticəsində yaranır. Belə ki, yuxarıda yerləşən isti və aşağıda yerləşən soyuq hava müxtəlif sürətlərə malik olduqlarından onlar bir-birlərinə qarışdıqda burada dalğalı hərəkətlər yaranır. Dalğavari buludlara laylı (St), laylı-topa (Sc), yüksək- topa (Ac), ləkəli-topa (Cc) buludları aiddir.

**Laylı buludlar (St)** – ilin soyuq dövrü üçün xarakterik olan buludlardır. Onların bütöv, boz, lay şəkilli və bircins görkəmi vardır. Laylı buludlar inversiya qatı altında yaranır və bu buludların

yanarında çox böyük hava kütlələri iştirak edir. Müşahidə nəticələrindən aydın olur ki, bu buludlar 8 oktant, yəni bütöv bulud massivi əmələ gətirirlər. Buludların aşağı sərhədi 300 m- dən çox olmur, ilin soyuq dövründə isə 100 m və daha aşağı ola bilər.

Laylı buludların ən çox müşahidə olunan yarımnovləri dağınıq laylı (St fractus), dumana oxşar laylı buludlar (St nebulatus) və dağınıq-yağışlı (Fr nimbus) buludlarıdır.



**Şək. 41. Laylı buludlar**

Temperaturdan asılı olaraq laylı buludlar maye damcılı, həddən artıq soyumuş, buzlu və qarışıq tərkibli ola bilərlər. Tubulentlik zəif inkişaf etdikdə, çox zaman ilin soyuq dövründə davamiyyətli çiskin yağıntılar müşahidə edilir.

**Laylı-topa buludlar (Sc)** – nazik dalğavari, yaxud bəzən qalın şəkilli buludlardır. Aşağı sərhədi ilin dövrlərindən asılı olaraq dəyişir, ilin isti dövründə 500-1500 m, soyuq dövründə isə 300-600 m təşkil edir. Buludun qalınlığı bir neçə 100 m-dən, 1-2 km- ə qədər olur. Bu buludlar maye damcılı, qışda həddən artıq soyumuş, bəzən qarışıq quruluşa malik olurlar. Bu buludlardan zəif yağış və çiskin (əsasən ilin soyuq dövrlərində), yaxud mülayim qar yağması

müşahidə olunur. Laylı-topa buludlar adətən səmanın xeyli hissəsini, bəzən isə tam örtmüş olur. Sc buludlarının ən çox müşahidə olunan yarımnovləri Sc opacus (günəş şüalarını keçirməyən) və Sc translucidusdur (günəş şüalarını keçirən). Sc op yarımnovu çox zaman səmanı tam örtə bilər.

**Yüksək-topa buludlar (Ac)** 3-5 km hündürlükdə müşahidə olunurlar. Bulud qatının qalınlığı 300 m-ə çatır. Adətən, bu buludların tərkibi maye damcılı, bəzən həddən artıq soyumuş halda olur, çünki hətta, yayda bu hündürlükdə havanın temperaturu mənfi olur.

Yüksək-topa buludlarından yağıntı yağmır. Turbulentlik bu buludlarda yaxşı inkişaf edib. Ac buludlarının ən çox müşahidə olunan yarımnovləri Sc buludunda olduğu kimi, opacus və translucidusdur. Ac buludlarının Sc buludlarından əsas fərqi onların aşağı sərhəddinin hündürlüyü hesab edilir. Xarici görünüşlərinə görə isə onlar demək olar ki, çox zaman fərqlənmirlər.



**Şək. 42. Yüksək-topa buludlar (Ac)**

**Lələkli-topa buludlar (Cc)** – ağ, kiçik dalğalı görkəmə malik olurlar. Bunlar ən yüksək buludlar hesab edilir. Cc buludlarını çox zaman təyyarələrin arxasından çıxan **kondensasiya izləri** də

adlandırılır. Onların bu yarımövü Cc tractus adlanır. Mülayim qurşaqda onların hündürlüyü 6-8 km-ə, bəzən isə 10-11 km-ə qədər çata bilər. Bu buludların qalınlığı 200-400 m təşkil etməklə tərkibi buz kristallarından ibarətdir.

**Layvari buludlar** isti havanın şaquli nizamlanmış hərəkəti zamanı yaranırlar. Bu zaman şaquli hərəkətlərdə çox böyük hava kütlələri iştirak etməklə bütöv bulud sahəsi əmələ gələ bilər. Layvari buludlara Ns (laylı-yağışlı), As (yüksək-laylı), Cs (lələkli-laylı), Ci (lələkli) buludları aiddir.

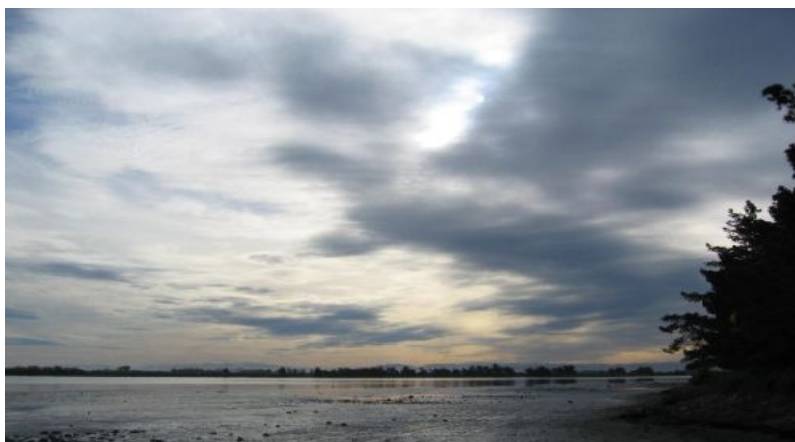
**Yağışlı - laylı buludlar (Ns)** – boz rəngli bulud növü olaraq, aşağı sərhəddi 100-1000 m və bəzən 30 m-dək, qalınlığı isə bir neçə yüz m-dən bir neçə km-ə qədər dəyişir. Yağışlı - laylı buludlar öz quruluşuna görə qarışıq tərkibli buludlardır. Həddən artıq soyumuş damcılar buludun aşağı hissəsində, orta və yuxarı hissələrdə isə buz kristalları yerləşir. Yağışlı - laylı buludlar digər buludlardan fərqli olaraq, yüksək davamiyyətli (bəzən bir neçə sutkayadək), az intensiv aramsız yağıntılar verir. Yağıntılar zamanı Ns buludlarının altında laylı buludların yarımövü olan dağınıq yağışlı buludlar (Frb) müşahidə edilir.



**Şək. 43. Yağışlı- laylı buludlar**



**Yüksək-laylı buludlar (As)** – Yer səthindən baxdıqda onlar boz bulud layına oxşayır, bəzən isə dalğalı olurlar. Buludun qalınlığı ilin fəslindən, en dairəsindən, yerli şəraitdən asılı olaraq 1000-2000 m təşkil edir. Bu buludlar, adətən, qarışıq quruluşa malikdirlər. Burada əsas üstünlüyü kiçik, həddən artıq soyumuş damcılar və buz kristalları təşkil edir. Yüksək-laylı buludlar, əsasən, ilin soyuq dövrlərində aramsız qar, keçid dövrlərində isə fasilələrlə aramsız yağışlar verirlər. Xarici görünüşünə görə As buludlarını Ns buludlarından fərqləndirmək çox zaman bir qədər çətinlik törədir.



**Şək. 44. Yüksək-laylı buludlar (As)**

As buludlarının əsas yarımnövü As op və As trans buludlarıdır.

**Lələkli - laylı buludlar (Cs)** – ağ, yaxud boz rəngli, nazik buludlardır. Günəşin və Ayın şüaları bu buludlardan keçir. Bu buludlar buz kristallardan ibarətdir. Cs buludlarını ilk baxışdan As buludlarından ayırmaq bir qədər çətinlik törədir. Onları fərqləndirən əsas cəhət Cs buludlarının daha nazik olması hesab olunur. Cs buludları çox zaman səmanı tam örtə bilər. Digər lələkvari buludlardan Cs-un fərqi ondadır ki, onlar daha bircins və dəyişməz olurlar. Ümumiyyətlə, lələkvari buludların heç birindən yağıntı düşmür.

**Lələkli buludlar (Ci)** – ucları əyilmiş, ağ, nazik buludlar olmaqla, kiçik buz kristallarından ibarətdir. Lələkli buludların ən çox müşahidə olunan yarımnövü uzunsov şəkilli (Ci uncus) yarımnövüdür.



**Şək. 45. Lələkli buludlar (Ci)**

Buludları tədqiq edərkən onların mikrofiziki quruluşlarını və xüsusiyyətlərini bilmək elmi və praktiki cəhətdən çox vacib şərtlərdəndir.

Buludların aşağıdakı mikrofiziki xüsusiyyətləri var:

a) bulud elementlərinin aqreqat halı (su damcıları və buz kristalı);

b) damcıların və kristalların ölçüləri;

c) sululuq ( $q/m^3$ ).

Buludların aqreqat vəziyyəti onun hansı temperaturda yaranması və inkişafı ilə əlaqədar olaraq üç yerə bölünür: sulu, buzlu, qarışıq.

Damcıların donması və buz kristallarının əmələ gəlməsi mənfi  $12^{\circ}C$  və aşağı tam kristallı buludlar isə mənfi  $24^{\circ}C$  və aşağı temperaturlarda müşahidə olunur.

Bulud elementlərinin ölçüləri çox müxtəlifdir. Sulu buludlarda radiusu 1-2 mk- dan 100 mk-dək və çox olan damcılara da rast gəlmək mümkündür. Ən böyük damcılar isə turbuləntlik yaxşı inkişaf etmiş buludlarda müşahidə olunur. Buz kristallarının uzunluğu bir neçə mm, qalınlığı bir neçə mk - na çata bilər. Beləliklə, Cu cong və Cb buludlarında sululuq  $10 \text{ q/m}^3$ -ə çatır. Kristallik quruluşa malik buludlarda sululuq azdır və orta hesabla  $0,02 \text{ q/m}^3$  təşkil edir. Buludlarda fasiləsiz olaraq su buxarının kondensasiyası və sublimasiyası, damcıların buxarlanması və donması, bulud elementlərinin böyüməsi və yağıntılardan düşmə prosesi getdiyinə görə onların sululuğu dəyişkəndir. Buludların mikrofiziki (daxili) quruluşları onların yaranmasına səbəb olan şərtlərdən asılıdır.

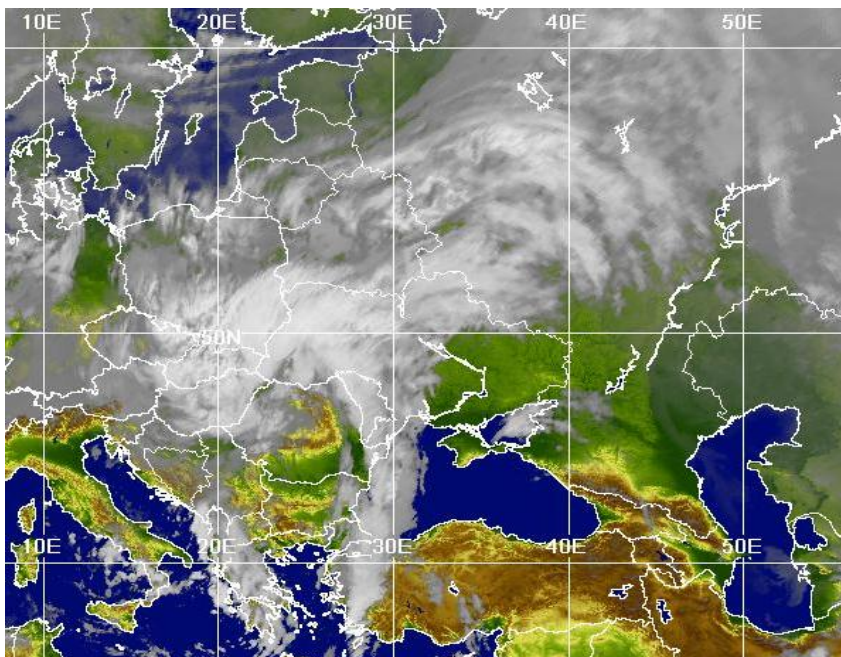
Buludların yuxarıda qeyd edilən təsnifatından əlavə təsnifatı da mövcuddur və bu təsnifat buludların **kütlədaxili (konvektiv) və cəbhə (advektiv)** xarakterli olmalarına görə aparılır. Kütlədaxili buludlara **konvektiv buludlar** da deyilir. Oroqrafik buludlar da kütlədaxili buludlar olaraq, topa (Cu), güclü-topa (Cu cong) və topa-yağış (Cb) buludları aiddir. Oroqrafik buludlar, əsasən, hava kütlələrinin dağ silsilələri ilə qarşılaşması zamanı əmələ gəlir, dağlıq və dağətəyi ərazilərdə formalaşır və üfüqi gücləri (paylanması) çox olmasa da, yuxarıda deyildiyi kimi, şaquli ölçüləri hətta tropopauzayadək (12 km) çata bilər. Cəbhə buludları ilə qarşıdakı mövzularda yaxından tanış olacağıq.

Meteoroloji məntəqələrdə buludluluğun müşahidəsi aşağıdakı ardıcılıqla və parametrlər üzərində aparılır.

**Buludların miqdarı** – səmanın görünən hissəsinin bağlılığının gözəyari təyin edilməsidir. Hal-hazırda inkişaf etmiş qərb dövlətlərində bu parametrin müşahidəsi də cihazlarla aparılır. Buludluluğun maksimal miqdarı olaraq 10 bal və ya 8 oktant götürülür. Yəni, səma bütün bağlıdırsa, onda buludluluq – 10 bal (8 oktant), yarısı bağlıdırsa 5 bal (4 oktant) hesab olunur.

Əvvəlcə, ümumi buludluluq, sonra ayrıca aşağı təbəqə buludlarının miqdarı, forması təyin edilir. Bu zaman buludların genetik təsnifatı da nəzərə alınmaqla, morfoloji təsnifata əsasən

onların forması seçilib yazılır. Buludların formasını təyin etmək üçün bulud atlasından istifadə olunur. Bu atlasda buludların xarici görünüşünün fotosəkilləri yerləşdirilmişdir. Buludluq sahəsinin təhlili zamanı onların peyk sistemi vasitəsilə alınmış təsvirlərindən də istifadə etmək olar (şək. 46). Buludların müşahidəsi zamanı ən vacib parametrlərdən biri də onların aşağı sərhədlərinin hündürlüyü hesab edilir. Bu yer səthindən buludun aşağı sərhədinə qədər olan məsafədir.



**Şək. 46. Peyk vasitəsilə buludluluq sahəsinin təsviri**

Buludların aşağı sərhədinin hündürlüyünü bir sıra cihazlarla ölçürlər. Bunlara misal olaraq, Seliometr, LİDAR-12 AVİATOR, CT25K və s. cihazları göstərmək olar. Bu cihazlar buludların aşağı sərhədinin hündürlüyünü 10 m-dən 7500 m-dək ölçmək imkanına

malik olmaqla, iş prinsipləri eynidir. Buludların aşağı səviyyəsinin hündürlüyü aşağıdakı düsturla hesablanır:

$$H = \frac{S \cdot t}{2},$$

burada,

S-işiq sürəti (S=300000 km/san), t – isə impulsun göndərilməsinə və qəbul olunmasına sərf olunan vaxtdır.

Hal-hazırda buludların aşağı sərhəddinin hündürlüyünü operativ təminat məqsədilə ölçmək üçün ən əlverişli və optimal cihaz olaraq LİDAR-12 və CT25K seliometrləri hesab edilir. Bu cihazlar buludların aşağı sərhəddinin hündürlüyünü lazerlərlə bir dəqiqə ərzində dörd dəfə ölçmək imkanına malikdir. Bütün bu üsullardan başqa buludların parametrlərinin təyin edilməsi üçün Doppler radiolokatorlarından, MRL (meteoroloji radiolokatorlar), radiozond məlumatlarından da istifadə etmək faydalıdır. Hal-hazırda H.Əliyev beynəlxalq hava limanında olan MRL-5 tipli meteoroloji radiolokator 300 km radiusda olan bütün bulud sistemlərini və onlarla əlaqədar təhlükəli atmosfer hadisələrini aşkarlamaqla, uçuşların meteoroloji təhlükəsizliyini təmin etmək üçün əhəmiyyətli müşahidə vasitəsi hesab edilir.

Buludların müşahidəsi zamanı müşahidəçilər onların evolyusiyasını da nəzərə almalıdır. Buludların evolyusiyası və ya birindən digərinə keçid formasının mümkünlüyü qanunauyğun şəkildə baş verməklə, buludların ilkin formasından asılıdır.

## **Yağıntı sahələri və onların xüsusiyyətləri**

Buludlardan düşən, yaxud havadan yer səthinə çökən su damcılarına və buz kristallarına – **atmosfer yağıntıları** deyilir. Əksər hallarda, yağıntılar havada nisbi rütubətlik 100 %-ə yaxın olduqda baş verir. Yağıntıların yaranmasının əsas şərtlərindən biri, bulud elementlərinin ölçülərinin böyüməsi və onların düşmə sürətinin qalxan hava axınlarının sürətindən çox olmasıdır. Yəni bu şərt ödənilməlidir:

$$\omega \succ \nu,$$

burada,

$\omega$ - damcılarının düşmə sürəti;

$\nu$  -isə qalxan hava axınlarının sürətidir.

Bulud elementlərinin ölçülərinin böyüməsi kondensasiya, sublimasiya və birləşmə (koaqulyasiya) nəticəsində baş verir. Damcılarının kondensasiya prosesi nəticəsində böyüməsi buludların yaranmasının başlanğıc mərhələsində üstünlük təşkil etməklə, damcılarının radiusu 20-60 mk olana qədər davam edir. Bundan sonra buludların yaranmasında əsas proseslərdən hesab olunan koaqulyasiya prosesi baş verir. Bu prosesdə buludlarda qalxan hava axınlarının təsiri çox böyükdür. Müşahidələr göstərir ki, turbulentiyyət nəticəsində yaxşı inkişaf etmiş buludlardan intensiv yağıntılar daha çox yağır.

Yağıntılar miqdarına və intensivliyinə görə xarakterizə olunurlar. **Yağıntılarının miqdarı** su keçirməz üfqi səthə düşmüş yağıntının əmələ gətirdiyi su qatının qalınlığına deyilir və mm-lə ölçülür. Meteoroloji məntəqələrdə yağıntıları ölçmək üçün yağıntıölçən vedrələrdən və xüsusi qablardan istifadə edilir.

**Yağıntılarının intensivliyi** vahid zaman ərzində vahid səthə düşən yağıntının miqdarına deyilir və mm/s ilə ölçülür.

Atmosfer yağıntıları bir neçə cür təsnifatlaşdırılır. Bunlardan biri yağıntılarının faza və ya aqreqat halına görə aparılan təsnifatıdır. Burada əsas şərt havanın temperaturudur. Belə ki, yağıntılar  $0^{\circ}\text{C}$  -dən aşağı temperaturlarda donaraq bərk hala keçir. Atmosfer yağıntıları suyun faza və ya **aqreqat halına** görə 3 yerə ayrılır:

**1) bərk yağıntılar; 2) maye yağıntılar; 3) qarışıq yağıntılar.**

Bərk yağıntılara aşağıdakılar aiddir:

- qar, ulduz formasında olan buz kristalları və dolu. Bu tip yağıntılar ilin soyuq dövrlərində olmaqla (dolu istisna edilməklə), Cb, Ns, As, Sc buludlarından yağır;

- qar dənəcikləri - qeyri-şəffaf, kürəvi, qara bənzər dənəciklərdir. Bu yağıntılar ağ rəngli olmaqla, diametri 3 mm-ə qədər olaraq, Ns, As, Sc buludlarından düşür;

- buzlu yağış - şəffaf buz kürəcikləri olmaqda, ölçüləri 1-3 mm təşkil edir.

- dolu – müxtəlif ölçülü və formalı buz parçalarıdır. Dolu nüvələri daha iri Cb bulud damcılarının, təxminən mənfi 20-25<sup>0</sup>C temperaturlarda donması nəticəsində, əsasən, ilin isti dövrlərində, günün ikinci yarısında dağlıq və dağətəyi regionlarda əmələ gəlir.

Maye yağıntılara isə aşağıdakı yağıntılar aiddir:

- yağış - 0.5-7.0 mm diametri olan damcılardan təşkil olunub, As, Sc, Cb, Ns buludlarından düşür.

- çiskin - havadan asılı vəziyyətdə olan, düşməsi hiss olunmayan və diametri 0.05-0.5 mm olan damcılardır. Bu yağıntılar, əsasən, Sc və St buludlarından düşür.

Qarışıq yağıntılara sulu qar, qarla yağışın qarışığı aiddir. Qarışıq yağıntılar əsasən bir neçə bulud növlərinin (Sc, Ns, As və Cb) birgə təzahürü nəticəsində müşahidə olunur.

Yaranma şəraitindən asılı olaraq yağıntılar aşağıdakı növlərə bölünür:

1) aramsız yağıntılar;

2) leysan xarakterli yağıntılar;

3) çiskin yağıntılar;

Aramsız yağıntılar, əsasən, cəbhə buludlarından olan laylı-yağışlı, yüksək-laylı və bəzən də laylı - topa buludlarından qar və sulu qar, yağış şəklində yağır. Aramsız yağıntılar böyük əraziləri əhatə edərək mülayim, təxminən bərabər intensivlikli, eyni zaman ərzində böyük ərazini tutmaqla, fasiləsiz və davamiyyətli olurlar. Bu yağıntılar çox qısa fasilələrlə, bir neçə saat, bəzən hətta 1-2 sutkayadək davam edir və damcılarının ölçüləri 0,5-0,7 mm təşkil edir.

**Leysan yağıntılar** – topa-yağışlı buludlardan qar, dolu, yağış şəklində yağır. Bu cür yağıntılar qəfil başlaması və qurtarması, kəskin tərəddüdü, intensiv və nisbətən az davamiyyətli olması ilə fərqlənilir. Adətən, leysan yağıntılar çox da böyük olmayan ərazini əhatə edirlər. Yayda belə yağıntılar çox iri damcılı və bəzən də dolu ilə birlikdə yağır. Yay leysan yağışları tez-tez ildırımlarla və güclü küləklərlə müşayiət olunurlar. Qışda leysan yağıntılarını

güclü qar şəklində müşahidə edilir. İlin keçid dövrlərində güclü qar və yaxud buz dənələri qar və yağışla birlikdə müşahidə olunur. Leysan xarakterli yağıntılarda damcılarda diametri, adətən, 1,0 mm-dən çox olur.

**Çiskin yağıntılar** – əsasən, ilin soyuq dövrü üçün xarakterik olan yağıntılardır. Bu tip yağıntılar laylı və laylı-topa buludlardan çiskin şəklində, çox alçaq temperaturda isə buz kristalları şəkilində yağır.

Sinoptik şəraitə görə yağıntılar iki növə bölünür:

1) **kütlədaxili yağıntılar**; 2) **cəbhə yağıntıları**.

**Kütlədaxili yağıntılar** - nisbətən bir tipli hava kütlələri daxilində yaranırlar. Kütlədaxili yağıntılar dağlıq zonalarda çox zaman leysan, dənizsahili və düzənlik sahələr üçün isə aramsız xarakterli olur.

Sabit (dayanıqlı) isti hava kütlələri üçün laylı buludlardan çiskin, laylı-topa buludlardan zəif, aramsız yağışlar yağması daha çox xarakterikdir.

Qeyri-sabit (dayanıqsız) soyuq hava kütlələrində isə topa - yağış buludlarından leysan xarakterli yağıntılar yağır.

**Cəbhə yağıntıları** – atmosfer cəbhələrinin keçməsi ilə əlaqədar olan yağıntılardır. İsti hava cəbhələri üçün aramsız yağıntılar, soyuq cəbhə üçün isə leysan yağıntılar xarakterikdir.

Ümumiyyətlə, aparılan tədqiqatlar nəticəsində müəyyən edilmişdir ki, Yer kürəsinə düşən yağıntıların cəmi 16% - i kütlədaxili yağıntıların (konvektiv), 84% isə cəbhə yağıntılarının (advektiv) payına düşür.

Bəzən, yağış damcıları və qar dənəciklərinin tərkibində rəngli qarışıqlar olur. Belə yağıntılara isə qeyri-adi və ya qəribə yağıntılar deyirlər. Bu yağıntıların mənbəyi və başlıca səbəbi küləklər hesab olunur. Rəngli qarışıqlar müxtəlif mənşəli ola bilərlər. Onların bəziləri səhralardan güclü küləklər vasitəsi ilə havaya qalxır və atmosferə daxil olur. Bundan başqa, torf və meşə yangınları, vulkan püskürməsi zamanı atmosferə his və kül hissəcikləri də düşür ki, bütün bu qarışıqlar atmosferin orta qatlarına külək vasitəsilə qaldırılaraq böyük məsafələrə aparılır, daha sonra bulud damcıları ilə birləşərək yağıntı şəklində yer səthinə düşür.



Meteoroloji stansiyalardan alınan yağıntı məlumatları həm keyfiyyət, həm də kəmiyyət baxımından xarakterizə edilir. Yağıntıların kəmiyyəti dedikdə, onların miqdarı (mm) və keyfiyyəti dedikdə isə intensivliyi (mm/san) başa düşülür. Burada, konkret olaraq yağıntıların meteoroloji görünüşə göstərdiyi təsir nəzərdə tutulur. Hal-hazırda müasir aviasiya meteoroloji stansiyalarında (AWOS, ASOS, VAISALA) bu təsnifatı aparmaq mümkündür. Yəni bu sistemlərin görünüş ölçən cihazları yağıntı zamanı görünüşün nə qədər pisləşməsinə dəqiqliklə göstərərək yağıntıların növlərini də təyin edirlər.

Aviasiya Meteoroloji müşahidə məntəqələrində yağıntıların intensivliyi onların meteoroloji görünüş məsafəsinə göstərdiyi təsirə görə müəyyən edilir və aşağıdakı kimi təsnif edilir:

1) zəif ; 2) mülayim ; 3) güclü.

Yağıntılar səbəbindən meteoroloji görünüş məsafəsi 2000 m - dək azalarsa, belə yağıntılar **zəif**, görünüş məsafəsi 1000-2000 m təşkil edərsə, intensivliyi **mülayim**, görünüş 1000 m-dən az olarsa, belə atmosfer yağıntıları **güclü** intensivliyə malik yağıntılar hesab edilir. Bu yağıntıların kod adı qarşısında intensivliyin göstəricisi olan şərti işarə qoyulur, zəif yağıntı «-», güclü yağıntı «+», mülayim üçün isə işarəsiz olması qəbul olunmuşdur.

## **Atmosferdə ildırım hadisələri**

**İldırım** təhlükəli atmosfer hadisəsidir. İldırım hadisəsi zamanı bulud daxilində və ya buludla yer səthi arasında göy gurultusu ilə müşayiət olunan elektrik boşalmaları baş verir. Bir qayda olaraq, ildırım topa-yağış buludlarında baş verməklə, leysan və dolu ilə müşayiət olunur. Yer səthində, eyni zamanda, 1500-ə yaxın ildırım hadisəsi müşahidə olunur, boşalmaların orta intensivliyi isə saniyədə 46 ildırım kimi qiymətləndirilir. Planetimizin səthi üzrə ildırımlar qeyri-bərabər paylanmışdır. İldırımlar okean üzərində kontinentlə müqayisədə on dəfə çox müşahidə olunur. Yer kürəsində maksimal ildırım fəallığı Mərkəzi Afrikada müşahidə olunur. Arktika və Antarktika qütb rayonlarında və qütblər

üzərində ildırımlar demək olar ki, heç müşahidə olunmur. İldırımların maksimal təkrarlanması yay fəslinə, əsasən də günün ikinci yarısına təsadüf edir.

İldırım buludlarının əmələ gəlməsi üçün əsas meteoroloji şərait konveksiyanın inkişafıdır və aşağıdakı hallarda baş verir:

- su və quru səthləri üzərində havanın qeyri-bərabər qızması nəticəsində, məsələn, su səthi və quru üzərində temperatur fərqləri. Böyük şəhərlər üzərində konveksiyanın intensivliyi şəhər kənarına nisbətən daha böyük olur;

- atmosfer cəbhələrində isti havanın soyuq hava kütləsi tərəfindən sıxışdırılması və ya yuxarı qaldırılması nəticəsində. Atmosfer cəbhələrində konveksiya kütlədaxili konveksiya ilə müqayisədə daha intensiv olur;

- dağlıq ərazilərdə havanın hündürlüyə qalxması nəticəsində hündür dağlar konveksiyanın inkişafı üçün daha mürəkkəb şərait yaradır və demək olar ki, həmişə konveksiyanın intensivliyini artırır.

Yaranma şəraitinə görə ildırımlar **kütlədaxili və frontal** (cəbhə xarakterli) olur. Kütlədaxili ildırımlar isə öz növbəsində **konvektiv, advektiv və orografik** olur.

**Konvektiv ildırımlar** günün ikinci yarısında azqradiyentli barik sahələrdə əmələ gəlir. Bu ildırımlar kiçik ölçüyə malik olmaqla, zəif sürətlə (10-15 km/s) hərəkət edirlər, lakin kütlədaxili topa-yağış buludları çoxlu şimşək, dolu və güclü leysanlarla müşayət oluna bilər. Konvektiv ildırımlarda külək zəif olur, yalnız ildırımdan öncə küləyin qısamüddətli güclənməsi müşahidə olunur. Bu növ ildırımlar zamanı yer səthində havanın temperaturu, adətən, yüksək olur (22-25°C-dən yuxarı).

**Advektiv ildırımlar** mülayim dəniz hava kütlələrində soyuq atmosfer cəbhələri keçərkən müşahidə edilir. Bu növ ildırımlar aşağı temperatur şəraitində inkişaf etməklə, böyük yerdəyişmə sürətinə malikdirlər. Advektiv ildırım ocaqları, adətən, izolə olunmuş halda olurlar.

**Oroqrafik ildırımlar** yalnız dağlarda deyil, hətta təpələr üzərində də müşahidə edilir. Bu zaman relyef və hava kütləsinin istiqaməti şaquli cərəyanların artmasına səbəb olur.

**Cəbhə ildırımları** soyuq, isti və okklyuziya cəbhə ildırımlarına ayrılırlar.

**Soyuq cəbhə ildırımları** soyuq atmosfer cəbhələri üzərində baş verir. Bu növ ildırımlar cəbhə boyu müşahidə olunaraq 50-70 km üfüqi ölçüyə malik olurlar. İldırım sahələrinin orta yerdəyişmə sürəti 30-40 km/s təşkil edir. Lakin onlar bəzən 100 km/s sürətlə də hərəkət edə bilirlər. Ayrı-ayrı topa-yağış buludları arasında məsafə 10-20 km-ə çatdıqda onlar hava gəmilərinin uçuşlarına çətinlik törədir. Soyuq cəbhə ildırımları günün ikinci yarısında güclənir, gecə saatlarında isə əksinə, zəifləyirlər.

**İsti cəbhə ildırımları** nisbətən az müşahidə olunur. Onlar isti və rütubətli hava soyuq havanın üzərinə qalxması nəticəsində baş verirlər. İsti cəbhə ildırımları gecə saatlarında güclənir, gündüz saatlarında isə əksinə, zəifləyir. Bu onunla izah olunur ki, günəş batdıqdan sonra buludluğun yuxarı sərhəddinin “qızması” dayanır və onlar istilik şüalandırmağa başlayırlar. Nəticədə, buludluğun yuxarı sərhədində temperatur düşür, bu isə öz növbəsində, buludda temperaturun şaquli qradiyentinin artmasına, dayanıqsız stratifikasiyanın yaranmasına və laylı-yağış buludlarının əvəzinə, topa-yağış buludlarının əmələ gəlməsinə səbəb olur.

**Okklyuziya cəbhə ildırımları** isə digərlərindən fərqli olaraq günün istənilən vaxtında müşahidə edilə bilirlər.

## **Dumanlar və onların yaranma səbəbləri. Meteoroloji görünüş məsafələri**

Yerə yaxın təbəqədə kondensasiya və sublimasiya məhsullarının toplanması nəticəsində görünüş məsafəsi 1000 m - dən az olarsa, bu hadisəyə **duman** deyilir. Başqa sözlə, dumanlar yerə yaxın təbəqədə doymuş su buxarının yığılmasına da deyilir. Duman

görünüşü pisləşdirən atmosfer hadisələrinə aid olub, aviasiya uçuşları üçün çox təhlükəlidir.



**Şək. 47. Duman**

Qeyd etmək kifayətdir ki, Beynəlxalq Mülki Aviasiya təşkilatının (İCAO) statistikasına əsasən aviaqəzaların 62%-i görünüşün pisləşməsinə görədir, təbiidir ki, burada əsas səbəb kimi dumanları qeyd etmək mümkündür. Dumanlar görünüşü pisləşdirməsinə, yəni intensivliyinə görə aşağıdakı 4 tipə bölünürlər:

1) çox güclü dumanlar – görünüş məsafəsi 50 m - dən az olduqda;

2) güclü dumanlar- görünüş məsafəsi 50-200 m olduqda;

3) mülayim dumanlar- görünüş məsafəsi 200-500 m olduqda;

4) zəif dumanlar - görünüş məsafəsi 500-1000 m olduqda.

Dumanlar da buludlar kimi su damcılarından, buz kristallarından və onların qarışığından ibarətdir. Bu zaman havanın nisbi rütubətliyi 100%-ə yaxın olur. Lakin, bəzən daha aşağı nisbi rütubətlik şəraitində də (90-95 %) duman yarana bilər. Duman havanın temperaturunun aşağı düşməsi, yer səthindən buxarlanma

nəticəsində rütubətliyin artması və yağış damcılarının buxarlanması nəticəsində yaranır. Dumanların ən vacib xüsusiyyəti onların sululuğudur. **Dumanın mütləq sululuğu** (buludlar və yağıntılarda olduğu kimi) buz kristalların və su damcılarının kütləsi adlanır. Dumanın sululuğu geniş diapazonda, mində bir ədədlərdən 1,5-2,0 q/m<sup>3</sup>-dək dəyişməklə, intensivlik artdıqca artır.

Dumanların sutkalıq gedişatını araşdırdıqda aydın olur ki, onların maksimumu səhər saatlarına, minimumu isə günortadan sonrakı saatlara təsadüf edir. Temperaturun aşağı düşməsi öz növbəsində yer səthinin radiasiya soyuması nəticəsində də müşahidə olunur. Nisbətən isti və soyuq havanın qarışması, qalxan havanın adiabatik soyuması zamanı da dumanlar yarana bilər. Qalxan havanın adiabatik soyuması dağ yamaclarında dumanların yaranmasında mühüm rol oynayır. Dumanlar əmələ gələn zaman havanın temperaturu 0°C-dən aşağı və ona yaxın olarsa, onda yaranan dumanlar **soyuma dumanları** adlanır.

Yaranma şəraitindən asılı olaraq bütün dumanlar aşağıdakı şəraitlərdə əmələ gələ bilər:

- 1) havanın soyuması nəticəsində;
- 2) iki müxtəlif temperaturlu havanın qarışması nəticəsində;
- 3) buxarlanma nəticəsində.

Havanın soyuması nəticəsində yaranan dumanlar öz növbəsində radiasiya, advektiv və advektiv-radiasiya olaraq üç yerə bölünür.

**Radiasiya dumanları** havanın soyuması nəticəsində yaranan dumanlara aid edilir. Buludsuz gecələrdə yer səthi Günəş batdıqdan sonra öz istiliyini şüalandıraraq soyumağa başlayır. Bu zaman havanın sərhəd təbəqəsinin temperaturu aşağı düşür və rütubətliyi kifayət qədər çoxdursa, onda radiasiya dumanının əmələ gəlməsi üçün əlverişli şərait yaranır. Radiasiya dumanlarının əmələ gəlməsi iki toxunan səth (soyuyan yer səthi və nisbətən isinən havanın aşağı qatı) arasındakı temperatur rejimindən çox asılıdır. Yəni bu fərq nə qədər böyük olarsa, radiasiya dumanlarının əmələ gəlmə şəraiti daha çox reallaşa bilər.

Radiasiya dumanlarının əmələ gəlməsi üçün digər mühüm şərt isə tam küləksiz və yaxud zəif, yəni 1-3 m/san küləklərin olması,

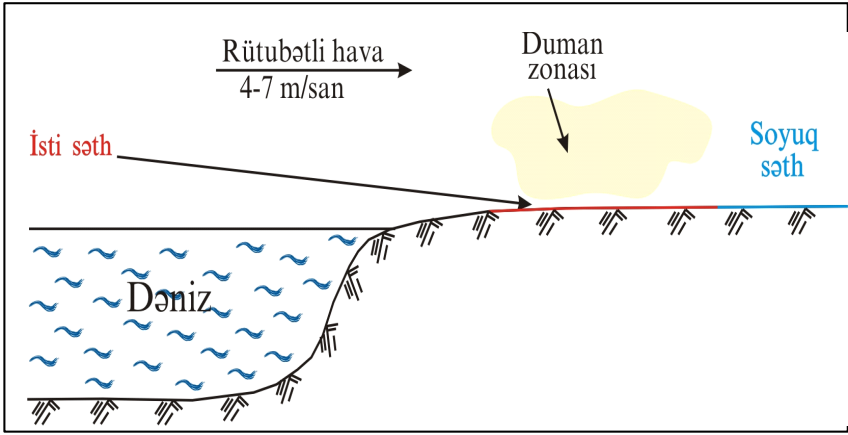
açıq və ya az buludlu səmanın olmasıdır. Radiasiya dumanlarının şaquli qalınlığı bir neçə metrədən bir neçə on metrə qədər, bəzən isə 100-200 m - dək çata bilər. Belə dumanların ən sıx yeri bilavasitə yer səthində olur, hündürlüyə qalxdıqca isə onların sıxlığı azalır. Radiasiya dumanları düzənlikdə, su hövzələrinin üzərində və rütubətli yerlərdə daha çox yaranırlar. Buna görə də bu dumanlar məhdud bir ərazini tutur və uçuş hündürlüyündən lələklər şəklində müşahidə olunurlar. Belə dumanlar, əsasən, gecə saatlarında (02-03 radələrindən sonra) formalaşmaqla, davamiyyət dövrü çox zaman 5-8 saatadək olur. Radiasiya dumanları, əsasən, ilin soyuq və keçid dövrləri üçün daha xarakterik hesab edilirlər. Belə dumanların təkrarlanmasının maksimumu yer səthi ilə hava kütləsi arasında böyük temperatur fərqləri olduqda və küləyin sürətinin 1-3 m/san olduğu hallarda müşahidə edilir.

**Advektiv dumanlar** soyuq səth üzərinə hərəkət edən isti və rütubətli havada yaranır. Bu cür dumanlara cəbhə dumanları da demək olar. İsti hava kütləsinin soyuq səth üzərinə hərəkəti zamanı yerüstü sərhəd təbəqəsində inversiya qatı yaranır və havanın soyuması aşağı qatda yuxarı qata nisbətən daha çox olur.

Advektiv dumanların şaquli qalınlığı yer səthindən başlayaraq inversiya layının yuxarı qatına qədər davam edir. Advektiv dumanların və inversiyanın qalınlığı bir neçə on metrədən 1,5-2,0 km-ə qədər çatır. Adətən, bu halda, dumanlar St buludları ilə birləşirlər. Radiasiya dumanlarından fərqli olaraq, advektiv dumanlar 3-7, bəzən isə 12-15 m/san küləklərdə də yarana bilər. Bu dumanların davamiyyət dövrü radiasiya dumanlarından fərqli olaraq, bir neçə saat, bəzən bir neçə sutkayadək ola bilər.

Advektiv dumanların yaranma sxemi şəkil 48-də göstərilmişdir.

**Advetkiv – radiasiya** dumanlarının yaranmasında isə hər iki təsir özünü birgə biruzə verir. Yəni, burada həm isti havanın soyuq səth üzərinə hərəkəti, həm də radiasiya soyuması baş verir. Belə dumanların yaranması üçün əlverişli sinoptik şərait, yüksək rütubət, gecələr aydın səma və küləyin sürətinin 3-4 m/san-dək olması əsas sinoptik şəraitlərdən hesab edilir.



**Şək. 48. Advektiv dumanların yaranma sxemi**

Advektiv-radiasiya dumanları, adətən, səhər vaxtı yaranır və böyük ərazini əhatə edirlər. Bu tip dumanların sıxlığı çox, davamiyyəti isə uzunmüddətli olur.

**Buxarlanma dumanları** adından göründüyü kimi, buxarlanma nəticəsində formalaşır. Bu zaman su hövzəsinin səthi ilə hərəkət edən hava kütlələri səthdən buxarlanma nəticəsində doymuş hala düşürlər və əksər hallarda havanın temperaturu su səthinin temperaturundan  $8-10^{\circ}\text{C}$  aşağı olur.

Buxarlanma dumanları, əsasən, payızda soyuq havanın quru səth üzərindən çay və göllərin üzərinə hərəkəti zamanı da yarana bilirlər.

Dumanların ən çox müşahidə olunan növlərindən biri də dağ yamaclarında əmələ gələn **yamac dumanlarıdır**. Onlar dağ yamacı ilə qalxan havanın adiabatik soyuması nəticəsində yaranırlar və yamacla yuxarı hərəkət edən dumanlar çox zaman dağ zirvələrini bağlayırlar. Uçuş zamanı yuxarıdan baxdıqda belə dumanlar laylı buludlara da oxşayır, ona görə də dağlıq zonada uçuşlar zamanı təhlükəsizlik hündürlüyünü saxlamaq vacibdir və bu buludlu

zonaları keçib aşağı enmək çox təhlükəlidir. Yamaclarda əmələ gələn dumanların yaranma sxemi isə şəkil 49- da göstərilmişdir:



**Şək. 49. Yamaclarda dumanların yaranma sxemi**

Bütün növ dumanların əmələ gəlməsi üç mərhələdən ibarətdir:

**1) Dumanların əmələgəlmə mərhələsi** – bu dövr dumanın ilkin əlamətlərinin yaranması vaxtından onun nisbətən böyük ərazi üzərində yayılmasınadək olan bir dövrü əhatə edir. Advektiv dumanların müşahidə məntəqəsi üzərindən keçdiyi dövrdə bu mərhələ bir neçə dəqiqə, radiasiya dumanlarında isə bu mərhələ əksinə bir neçə saat davam edə bilər. Lakin bu mərhələ tez də formalaşa bilər. Radiasiya dumanları ilk dövrdə məhdudlaşmış ərazidə və cərgə şəklində də ola bilər. Gecə vaxtı belə cərgələrin əmələgəlməsi onlardan birinin ölçü cihazına düşməməsinə qədər müşahidə oluna da bilər. Bu halda aerodromda bütövlükdə, bəzən, yarı hissəsini tutan səthi, yerüstü dumanlar da əmələ gələ bilər.



2) **Dumanların əsas mərhələsi**- bu mərhələ dumanın bütün növlərinə aiddir. Bu mərhələdə aerodromun əksər hissələrində dumanlar dayanıqlı qat əmələ gətirirlər, məkan və zaman baxımından bircinsdirlər. Belə ki, başqa hallarda dumanın əsas qatında görünüşün dəyişməsi 50 % - dək ola bilər.

3) **Dumanların zəifləmə mərhələsi**- bu mərhələ dumanın zəifləməsi və dağılması dövrüdür. Dumanda görünüşün dəyişməsi əsaslı yer tuta bilər. Bu dövr radiasiya dumanlarında Günəşin çıxması vaxtı ilə əlaqəli olub, qısa zaman ərzində (bəzən, 0,5 saatadək) baş verir. Adveksiya dumanlarında isə bu mərhələ bir qədər fərqli olub, qarışan hava kütlələrinin temperatur kontrastının azalması və ya heçə etməsi ilə əlaqədardır.

Əgər görünüş məsafəsi 1 km-dən 10 km-dək olarsa, görünüşü pisləşdirən bu atmosfer hadisəsinə **çən** deyilir. Çənin yaranması dumanın fiziki-sinoptik şəraiti ilə eynidir. Lakin dumanda meteoroloji görünüş məsafəsi 1 km-dən aşağı olduğu halda, çəndə görünüş məsafəsi 10 km müşahidə edilir və çənin fərqləndirilməsi üçün nisbi rütubət amilini də nəzərdən qaçıрмаq olmaz. Çən zamanı havanın nisbi rütubəti çox zaman 60-80 % təşkil edir. Çən hadisəsi də intensivliyinə görə dumanlar kimi zəif, mülayim və güclü olmaqla, üç növə bölünürlər. Zəif çən zamanı meteoroloji görünüş məsafəsi 4-10 km, mülayim çən zamanı 2-4 km, güclü çən zamanı isə 1-2 km-dək zəifləyir.

## **Meteoroloji və qalxma – etmə zolağında görünüş məsafələri**

Uçuşların yerinə yetirilməsinə ən çox təsir göstərən meteoroloji elementlərdən biri də meteoroloji görünüş məsafəsidir. Görünüş məsafəsi oriyentirlərlə gündüz, işıq oriyentirlərinin isə gecə göründüyü və tanındığı maksimal məsafəyə deyilir. Görünüş şəraitinin atmosferdə bulud, yağıntı, duman əmələgətirən bərk və maye qarışıqları ilə sıx əlaqəsi vardır. Uçuşların meteoroloji təminatı zamanı aşağıdakı görünüş məsafələrini bilmək və təyin etmək çox zəruridir:

**Meteoroloji görünüş məsafəsi (MOR)** - atmosferin şəffaflığının şərti xarakteristikasıdır. Bu üfüqə proyeksiya olunmuş böyük ölçülü mütləq qara cismin atmosferin şəffaflığını pisləşdirən amillərin təsirindən itmə məsafəsidir. Meteoroloji bölmələrdə ancaq üfüqi meteoroloji görünüş məsafəsi təyin edilir. Bu məsafə ya gözəyari (vizual), ya da xüsusi cihazla təyin edilir. Sutkanın qaranlıq dövründə görünüş məsafəsinin müşahidəsi işıqlandırılmış obyektlərə əsasən aparılır.

**Uçuş görünüş məsafəsi** – uçan aparatın göyərtəsindən real obyektin görünməsinə qədər olan məsafəyə deyilir. Atmosferin şəffaflığından asılı olaraq müxtəlif səviyyələrdə görünüş məsafələri eyni olmur. Buna görə müşahidəçiyə nisbətən müxtəlif səviyyədə yerləşən obyektlərin görünmə şəraitini xarakterizə etmək üçün aşağıdakı terminlərdən istifadə olunur:

- a) verilmiş hündürlükdə üfüqi görünüş məsafəsi;
- b) atmosferin müəyyən qatında maili və şaquli görünüş məsafəsi;
- c) enmə zamanı görünüş məsafəsi.

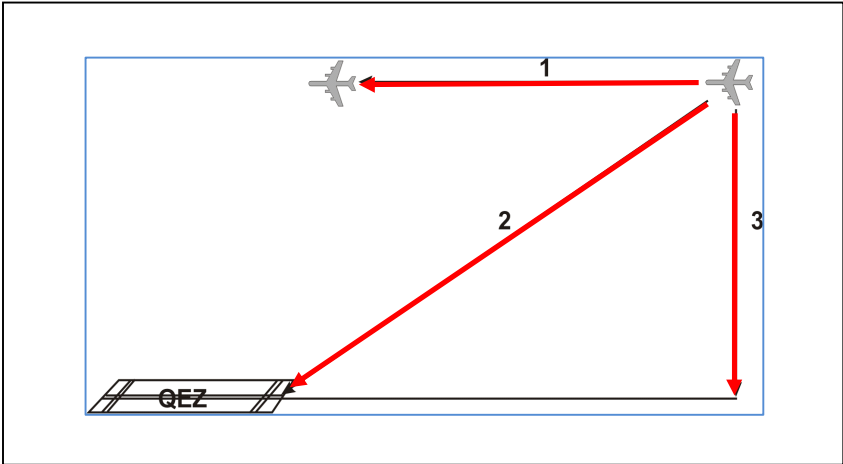
Atmosferin aşağı qatlarında laylı buludlar olarsa, bu zaman həm meteoroloji, həm də uçuş görünüş məsafəsi çox mürəkkəbləşir. Bu həmin buludların aşağı sərhəddinin mürəkkəb quruluşu ilə əlaqədardır. Layın şəffaflığı aşağıdan yuxarıya doğru tədricən pisləşir və zəif dumandan tam görünüş itənə qədər davam edir. Buradan o nəticəyə gəlmək olar ki, buludun aşağı sərhəddi kəskin məhdud bir səth deyildir. O, adətən parçalanmış vəziyyətdə olur və qalın hissəsi keçid layından sonra başlayır. Buna **buludaltı çən qatı** deyilir və onun şaquli qalınlığı bir neçə on metr təşkil edir.

Buludaltı qatda görünüşün pisləşməsinin başqa bir səbəbi burada tez-tez müşahidə olunan yağıntıların və yerüstü çənlərin olmasıdır. Buludaltı çənlərin və əlavə olaraq yağıntıların olması üfüqi və maili meteoroloji görünüş məsafəsini, xüsusən də, uçuş görünüş məsafəsini həmin təbəqədən yer səthinə kimi pisləşdirə bilər.

Adətən, yerüstü çənlər (radiasiya çənləri) alçaq buludluluq olmadıqda da yaranırlar. Yerüstü çənlərin maksimal qalınlığı yer səthində müşahidə edilməklə, hündürlük artdıqca azalır.

Görünüş məsafəsi, o cümlədən də, meteoroloji və qalxma-enmə zolağında görünüş məsafələri daha çox aviasiyanın iş rejiminə təsir göstərir. Belə ki, görünüş məsafəsinin müəyyən edilmiş hüdudlardan aşağı olması aviasiya uçuşlarının həyata keçirilməsinə və xüsusilə enməni həyata keçirən hava gəmilərinin işini çətinləşdirir. Bu, bəzən, əlavə yanacaq sərfinə səbəb olmaqla, hava gəmilərinin ehtiyat hava limanlarına istiqamətlənməsinə gətirib çıxarır. Bu və ya digər səbəbləri nəzərə almaqla, meteoroloqlar duman kimi görünüşü pisləşdirən təhlükəli atmosfer hadisələrini daha dərinlən öyrənməli və mənimsədikləri təcrübə bilikləri praktiki işdə tətbiq etməyi bacarmalıdırlar.

Şəkil 50-də hava gəmilərinin qalxma-enmə zolağına (QEZ) nəzərən fərqli görünüş məsafələrinin sxematik təsvirləri əks edilmişdir:



**Şək. 50. Hava gəmilərinin qalxma-enmə zolağına nəzərən müxtəlif görünüş məsafələri. (1– üfqi; 2 – maili; 3 – şaquli)**

**Qalxma- enmə zolağında görünüş məsafəsi (RVR)** – QEZ-in orta xətti üzərində yerləşən hava gəmisini pilotunun zolağın optik markerlərini və ya işıqları görməyə imkan verən məsafəyə deyilir. RVR müşahidə və meteoroloji parametrlərin ölçülərinin nəticəsi deyil, o, müxtəlif elementlərin, o cümlədən, atmosfer amillərinin hesablanması (atmosferin zəifləmə əmsalı, fiziki, bioloji və eksploatasiya faktorları, QEZ-in işıqlanması) nəticəsində alınan kəmiyyətdir. Qalxma-enmə zolağında görünüş məsafəsinin təyininin əsas məqsədi məhdudlaşdırılmış görünüş zamanı (duman və ya başqa səbəblərdən, yəni qar, yağış və ya toz burulğanlarından asılı olmayaraq) QEZ-də pilotları, Hava Hərəkəti İdarəsi orqanlarını və digər aviasiya sahələrini görünüş şəraiti haqqında məlumatlandırmaqdır.

Praktikada hal-hazırda tətbiq edilən müşahidə metodları fiziki parametrlərin (məsələn, zəifləmə əmsalı, görünən işıqların miqdarı) cihazla və gözəyari ölçmələrini özündə cəmləyir. RVR-ın təyin edilməsi və müşahidəsi üçün aşağıdakı müşahidə metodları mövcuddur:

a) cihazların köməyi ilə təyin etmə metodu: RVR-ı cihazların köməyi ilə təyin edən zaman, adətən, atmosferin şüanı keçirmə əmsalını ölçən, qeydə alan transmissiometr qəbuledicisindən istifadə olunur. Sonra isə RVR-ın ölçülmüş şüakeçirmə əmsalı işıqların konsentrasiyası və təyyarəçinin görmə qabiliyyətinin ehtimal edilən həssaslığının nəzərə alınması ilə hesablanır. Bundan başqa, keçirmə əmsalını, həmçinin işığın səpələnməsini ölçən cihazların köməyi ilə də təyin etmək mümkündür;

b) RVR-ın təyin edilməsinin müşahidə metodu: Müşahidəçi QEZ-in yaxınlığında müşahidə yerindən görə bildiyi işıqların və ya gündüz markerlərinə qədər olan məsafəni təyin edir və bu kəmiyyət QEZ üzərində görünüş kəmiyyətinə çevrilir. Bu ölçmələri müşahidəçi və təyyarəçilər müxtəlif nöqtələrdən aparırlar. Bəzən, QEZ işıqlarının hesablanması çətinlik törədərsə, onda müşahidələr QEZ-in yaxınlığında yerləşdirilən başqa işıqların köməyi ilə həyata keçirilir;

c) televiziya müşahidələri metodu: QEZ-in yaxınlığında yerləşdirilən televiziya kamerası QEZ-in işıqları və ya markerlərinin müşahidəsini həyata keçirir. Müşahidəçi müşahidə stansiyasındakı televiziya qəbuledicisinin köməyi ilə RVR-ın qiymətini verir. RVR-ın qiyməti markerlərin və obyektlərin təyin edilməsi zamanı **Koşmider və Allard qanununa** əsaslanan hesablamaların köməyi ilə həyata keçirilir. Burada Koşmider görünüş məsafəsini üfüqdəki qara rəngin (mütləq qara cismin) fonunda hesablamışdır:

$$V_n = \frac{I_n e}{I_n T} \cdot B,$$

burada,

$V_n$  – meteoroloji (optik) görünüş məsafəsi (MOR),

$e$  - göz həssaslığının həqiqi həddidir ki, BMT-nin (Beynəlxalq Meteorologiya Təşkilatı) tövsiyəsi ilə 0,05 – ə bərabərdir,

$T$  – mühitin işığı buraxma əmsalı,  $B$  - isə işığın verilmiş mühitdən keçmə məsafəsidir.

Allard qanununa əsasən QEZ-da görünüş məsafəsini (RVR) aşağıdakı tənlik vasitəsilə təyin etmək olar:

$$E = I_e \frac{MOR}{D^2},$$

burada,

$E$  – işıqlanmanın gözəyarı həddi, həmçinin uçuş heyətinin görə biləcəyi məsafə,  $I$  – işıqların effektiv intensivliyi (uçuş istiqamətində),  $R$  – RVR-ı bildirir.

RVR-ın qiymətləndirilməsi zamanı uçuş heyətinin görmə qabiliyyətinə təsirinə görə aşağıdakı amillər də nəzərə alınmalıdır:

- a) uçuş kabinəsinin ön şüşəsinin şüaları buraxma əmsalı;
- b) hava gəmisinin ön şüşəsində yağış izlərinin mövcudluğu;
- c) uçuş heyətinin kabinəsinin işıqlandırılma səviyyəsi;
- d) uçuş heyətinin görməsinə təsir edən fiziki və psixoloji amillər.

Meteoroloji görünüş məsafəsi 1500 m-dən az olduqda məlumatlarda QEZ-da görünüş məsafəsi də göstərilir. Şaquli və maili görünüş məsafəsi isə hava gəmisindən şaquli və maili məsafədə görünən obyektə qədər olan ən böyük məsafədir.

Hal-hazırda aviasiya meteoroloji məntəqələrində avtomatik meteoroloji stansiyalarda görünüş məsafəsinin təyini çox yüksək dəqiqliyə və etibarlılığa malik cihazlar tərəfindən həyata keçirilir. AWOS (Avtomatik hava müşahidə stansiyaları) sistemində meteoroloji görünüş məsafəsi FUMOSENS VI, TRANSMİSSIOMETR LT-31 cihazları vasitəsilə təyin edilir. Bu cihazlar meteoroloji görünüşü 20 km-dək çox yüksək həssaslıqla təyin etməyə imkan verir. QEZ - da görünüşü ölçmək üçün isə AWOS-da SKOPOGRAF FLAMİNGO cihazından istifadə edilir. Qeyd edilən cihaz QEZ-in başlanğıc, orta və son qurtacaqlarında quraşdırılmaqla, aralarındakı məsafə 75 m təşkil edir. QEZ- da görünüş məsafəsi qiymətinin yuxarı həddi 2000 m, aşağı həddi isə 50 m götürülür. Görünüş bu hədlərdən yuxarı və ya aşağı olduqda, QEZ-da görünüş məsafəsi 2000 m-dən yuxarı - «P2000» və ya 50 m-dən aşağı olduqda isə «M0050» olduğunu qeyd etmək lazımdır.

## IV FƏSİL

### BARİK SAHƏLƏR, HAVA KÜTLƏLƏRİ, ATMOSFER CƏBHƏLƏRİ VƏ ATMOSFERİN ÜMUMİ DÖVRANI

#### Barik sahələr və obyektlər

Atmosfer təzyiqinin üfui paylanmasına **təzyiq sahəsi** deyilir. Təzyiq sahəsi dedikdə bu zaman bütün nöqtələrdə təzyiq eyni olan üfui səthlər başa düşülür. Sinoptik meteorologiyada bu səthlər **izobarik səthlər** adlanırlar. İzobarik səthləri əyaniləşdirmək üçün sinoptiklər hava xəritələrində izobarlar çəkirlər.

Yuxarıda qeyd edildiyi kimi, **izobarlar** - yerüstü səthdə eyni təzyiqli nöqtələri birləşdirən səlis əyri xətlərə deyilir. Yer üzərində təzyiqin paylanmasını əyani göstərmək, ifadə etmək üçün atmosfer təzyiqinin kəmiyyəti bütün meteoroloji məntəqələrdə dəniz səviyyəsinə gətirilməlidir. Eyni təzyiqli nöqtələr səlis əyri xətlərlə birləşdirilir. Sinoptik xəritələrdə izobarlar 5 hPa - dan bir, bəzi hallarda (barik qradiyentin kiçik kəmiyyətlərində) isə 2,5 hPa-dan bir çəkilirlər.

İzobarik səthlərdə külək sistemi və izobarların müəyyən yerləşmə xüsusiyyətləri ilə xarakterizə olunan sistemlər tapmaq olar. Bu sistemlər **barik sistemlər** adlanır və aşağıdakı növləri vardır: siklon, antisiklon, təzyiq çuxuru, təzyiq yalı, təzyiq yəhəri.

**Siklonlar** - mərkəzində ən alçaq təzyiq sahəsi olan qapalı izobarlar sahəsinə deyilir. Siklon yunan sözü olub, «fırlanan» mənasını verir. Siklonlarda təzyiq mərkəzlərdən kənarlara doğru

tədricən artır. Buna görə də siklonların hər hansı bir nöqtəsində barik qradiyent kənarından mərkəzə doğru yönəlmişdir. Yerə yaxın qatda hava kütlələri Koriolis qüvvəsinin arasıkəsilməz təsiri altında siklonların mərkəzlərinə doğru izobarlara müəyyən bucaq altında, saat əqrəbinin əks istiqamətində (şimal yarımkürəsində) dövr edirlər. Siklon üçün xarakterik olan hava şəraiti onun yağmurlu və tutqun olmasıdır.

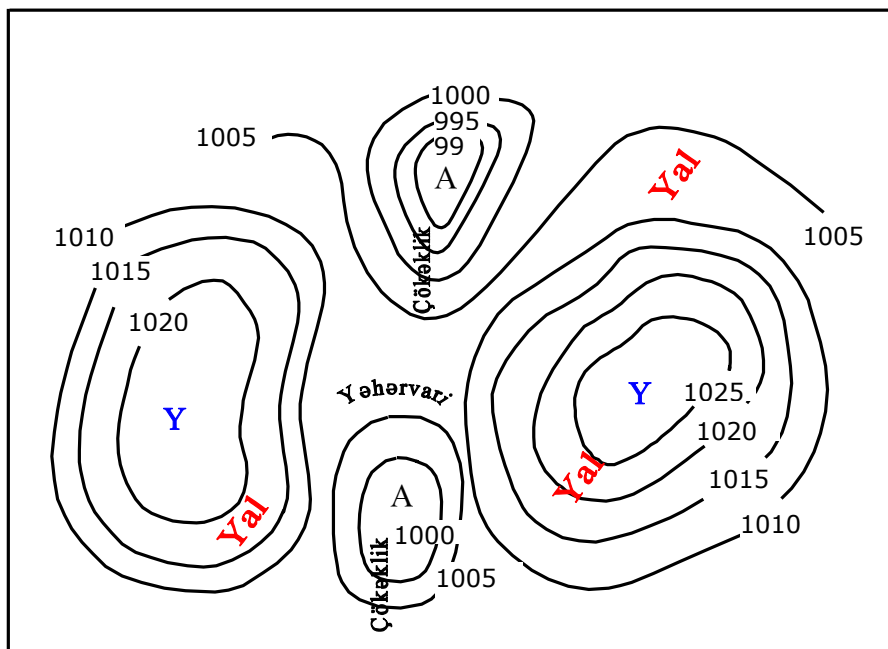
**Antisiklon** - mərkəzində yüksək təzyiqli sahəsi olan qapalı izobarlardan sahəsinə deyilir. Antisiklonda təzyiqli mərkəzdən kənarlara doğru azalır. Buna görə də antisiklonların hər hansı bir nöqtəsində barik qradiyent mərkəzdən kənarlara doğru yönəlmişdir. Eyni zamanda, hava kütlələri antisiklonlarda saat əqrəbi istiqamətində (şimal yarımkürəsində) hərəkət edirlər.

**Təzyiqli çökəkliyi** - siklonun mərkəzindən kənarına doğru uzanmış, çökəklik şəkilli izobarlardan sahəsidir.

**Təzyiqli yalı** - antisiklonun mərkəzindən kənarına doğru uzanmış qabarıq izobarlardan sahəsidir.

**Təzyiqli yəhəri** - iki siklon və iki antisiklon arasında xaçvari yerləşmiş aralıq barik sistemə deyilir.

Yuxarıda qeyd edilən barik sistemlər və onlarda hava cərəyanları şəkil 51 -də verilmişdir.





## Şək. 51. Əsas barik sistemlər və onların yerləşməsi

Barik sistemləri təhlil etmək üçün ilkin olaraq təzyiq qradientini və onun üfüqi və şaquli kəmiyyətlərini təhlil etmək vacibdir.

**Tam təzyiq qradienti** – izobarik səthlər haqqında əyani təsvir yaradır və bütün istiqamətlərdə təzyiqin dəyişməsinə xarakterizə etməyə imkan verir ( $G$ ). Tam təzyiq qradienti təzyiqin azalmasına tərəf istiqamətlənib və kəmiyyətcə vahid məsafədə təzyiqin dəyişməsinə bərabərdir:

$$G = -\frac{\Delta P}{\Delta \ell},$$

burada,

$G$  – üfüqi barik qradient,  $\Delta P$  – təzyiq fərqi,  $\Delta \ell$  – məsafə.

Tam təzyiq qradientini şaquli və üfüqi kəmiyyətlərə ayırmaq olar ki, bunlara da **şaquli və üfüqi təzyiq qradientləri** deyilir. Atmosfer təzyiqi şaquli istiqamətdə üfüqi istiqamətə nisbətən bir neçə dəfə çox dəyişir. Hava sütununun kütləsi yuxarı qalxdıqca azaldığına görə atmosfer təzyiqi müvafiq olaraq azalır. Atmosfer təzyiqi yuxarı qalxdıqca hər 10 m-də 1mm aşağı düşür. Qeyd edilən kəmiyyət dəyişkənlikləri **atmosfer təzyiqinin şaquli qradienti** adlanır.

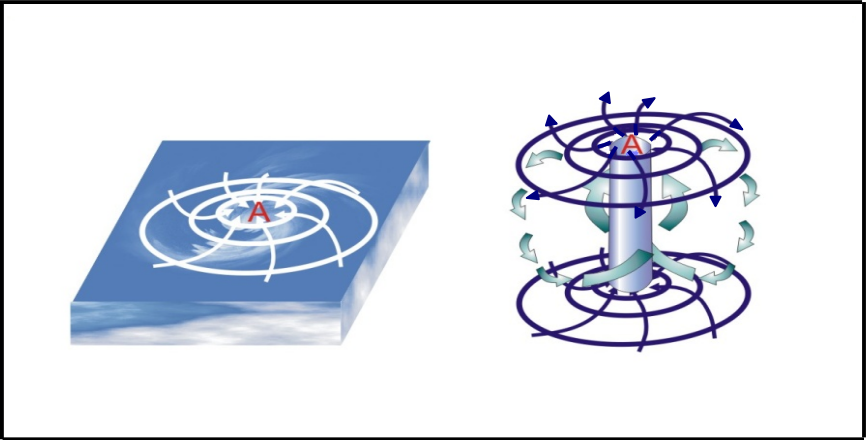
Sinoptik xəritələrdə barik sahənin müəyyən hissələrində üfüqi təzyiq qradientləri ölçülür. Adətən, bu rəqəm yer səthində hər 100 km-ə 1-3 hPa təşkil edir.

Şimal yarımkürəsində siklonlarda hava hərəkəti saat əqrəbi əksinə dövr edir (cənub yarımkürəsində saat əqrəbinin hərəkəti istiqamətində) və hava axınlarında konvergensiya müşahidə

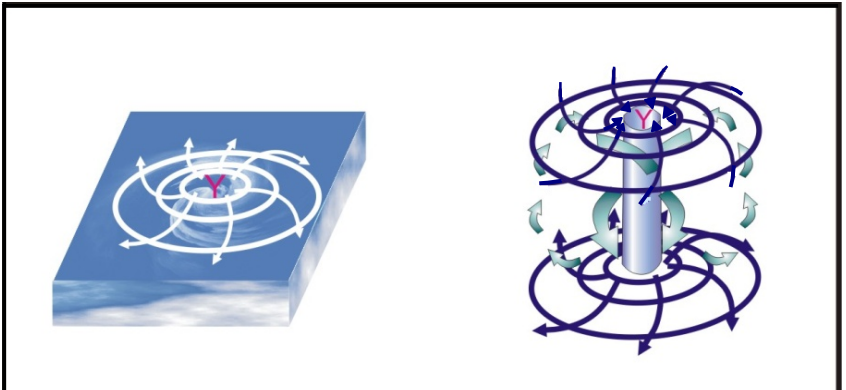
olunmaqla, onların hərəkəti kənarlardan mərkəzə doğru istiqamətlənir.

Mərkəzə axan hava kütlələri şaquli istiqamətdə yuxarıya qalxaraq müəyyən hündürlükdən sonra mərkəzdən kənarlara doğru yayılmağa başlayır.

Siklonda havanın nizamlı şəkildə yuxarı qalxması onun soyumasına və doymuş hala gəlməsinə səbəb olur, nəticədə, də buludlar, yağıntılar yaranır. Antisiklonda isə əksinə, yer səthinə yaxın sahələrdə hava axınlarının mərkəzdən kənarlara doğru divergensiyası baş verir, nəticədə, antisiklonların mərkəzlərində enən hava axınları yaranır. Bu zaman müəyyən hündürlüklərdə isə əksinə, hava axınlarının yığılması baş verir. Yuxarıda qeyd edilən sirkulyasiyalar şəkil 52 (a, b)-də təsvir edilmişdir.



Şək. 52 (a). Siklonda hava dövranı



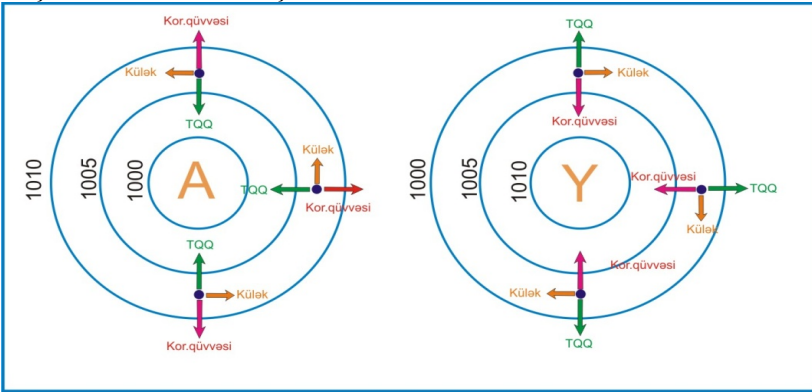
### **Şək. 52 (b). Antisiklonda hava dövranı**

Enən hava axınları antisiklonda hava hissəciklərini qızdırır və onu doyma halından uzaqlaşdırır. Bunun nəticəsində də buludların miqdarı azalır və ya onların əmələ gəlməsi əngəllənir. Siklon və antisiklonlar nəhəng hava burulğanları olaraq, onların ölçüləri bir neçə 100 km-dən 1000 km-ə qədər və daha çox olur.

Şaquli istiqamətdə siklon və antisiklonlar bütün troposferi əhatə edə bilirlər. Beləliklə, siklon və antisiklonlarda sirkulyasiya sisteminə böyük hava kütlələri cəlb olunur ki, onlar da çox nəhəng kinetik enerjiyə malik olurlar. Məsələn, diametri 1000 km və şaquli qalınlığı 5 km olan siklonlarda 10 m/san sürətli sirkulyasiyaya malik hava kütləsi  $2 \cdot 10^{17}$  coul kinetik enerjiyə malik olur və bu da 50 milyon ton trotilin partlayışı nəticəsində yaranan enerjiyə ekvivalent hesab edilə bilər. Bu deyilənlərdən aydın olur ki, siklon və antisiklonların yaranması üçün atmosferdə lazımı qədər potensial enerji ehtiyatı olmalıdır və xüsusi şərait yarandıqda potensial enerji kinetik enerjiyə çevrilir. Təcrübələr göstərir ki, siklon və antisiklonlar, əsasən, temperatur və təzyiq fərqləri çox olan rayonlarda, yəni Yüksək Cəbhə Zonaları (YCZ) yerləşən ərazilərdə daha çox inkişaf edirlər.

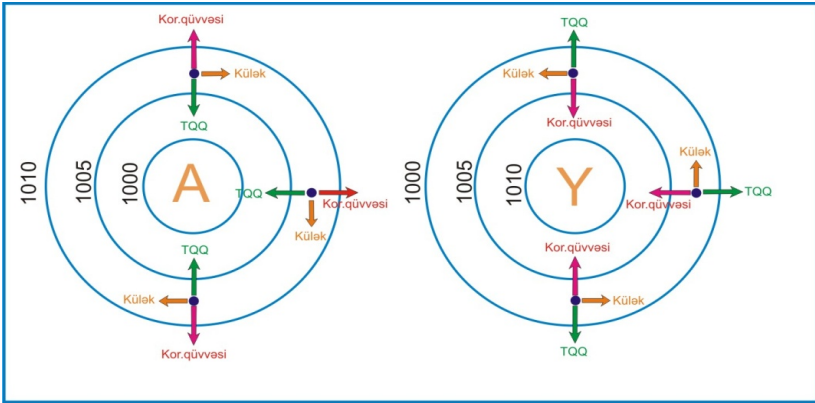
YCZ-na yer səthində atmosfer cəbhələri uyğun gəlir, ona görə də siklon və antisiklonların yaranması atmosfer cəbhələri zonasında baş verir. Bu zaman siklonlar çox vaxt cəbhələrdə, antisiklonlar isə cəbhənin yaxınlığında (soyuq havada) yaranırlar. Gündəlik aeroloji və sinoptik xəritələrin təhlili göstərir ki, siklonik və antisiklonik xarakterli sirkulyasiyalar atmosferin Yerə yaxın təbəqəsində daha çox yaranır. Siklon və antisiklonlar inkişaf etdikcə, sirkulyasiya atmosferin daha yuxarı qatlarımadək yayılır. Barik mərkəzlər əvvəl

Yer üzərindəki xəritələrdə, sonra isə daha yuxarı hündürlüklərdə müşahidə edilir. Yarandıqları hündürlükdən asılı olaraq siklon və antisiklonlar alçaq və yüksək olmaqla, iki yerə bölünür. Alçaq barik sahələr, adətən, 2-3 km hündürlüyə qədər, yüksək barik sahələr isə bütün troposferdə və bəzən aşağı stratosferdə də müşahidə olunur. Siklon və antisiklonlarda küləklərin istiqamətləri müxtəlif yarım kürələr üzrə balanslaşdırılmış qüvvələrin (Təzyiqin Qradyent Qüvvəsi (TQQ), Koriolis qüvvəsi) təsiri altında şəkil 53 və şəkil 54-də verilmişdir



**Şək. 53. Şimal Yarımkürəsində qapalı izobarlar boyunca külək dövrəsinin yaranma mexanizmi**

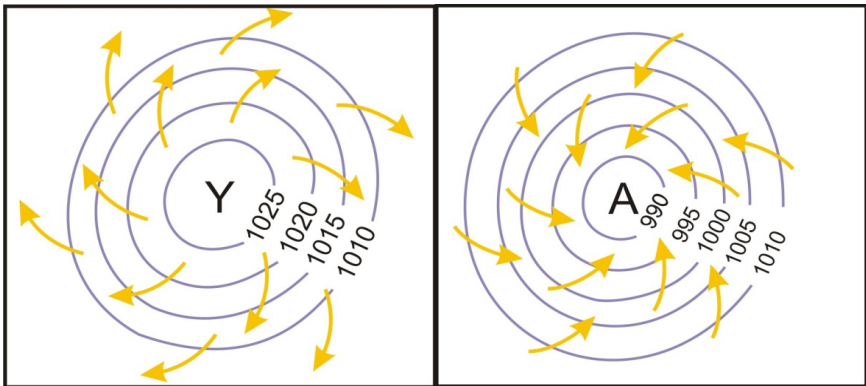
Şimal yarımkürəsində balanslaşdırılmış qüvvələrin təsiri altında küləklər yüksək təzyiq sahəsində saat əqrəbi istiqamətində, alçaq təzyiq sahəsində isə saat əqrəbinin əksinə əsirlər.



**Şək. 54. Cənub yarımkürəsində qapalı izobarlar boyunca külək dövrəninə yaranma mexanizmi**

Cənub yarımkürəsində isə qüvvələrin balanslaşdırılmış təsiri altında küləklər yüksək təzyiq sahəsində saat əqrəbinin əks istiqamətində, alçaq təzyiq sahəsində isə saat əqrəbi istiqamətində əsirlər.

Siklon və antisiklonlarda küləkləyin istiqaməti şimal yarımkürəsi üzrə Şəkil 55- də daha əyani şəkildə təsvir edilmişdir.



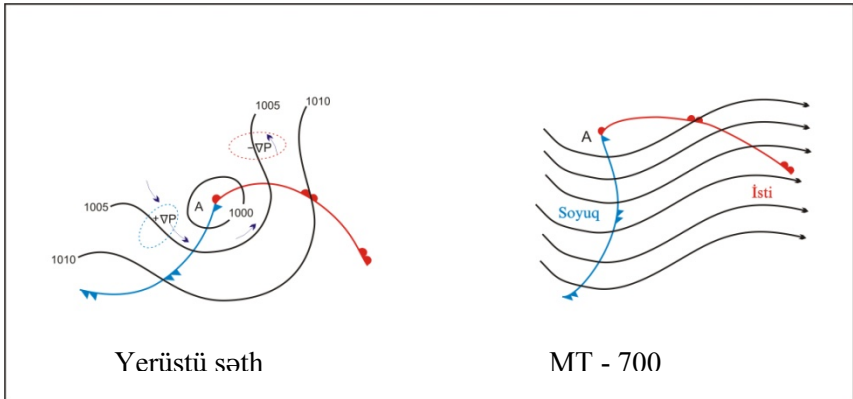
**Şək. 55. Siklon və antisiklonlarda küləyin istiqaməti**

**Siklonlar və onların inkişaf mərhələləri**

Öz inkişafı dövründə siklonlar dörd inkişaf mərhələsi keçir: dalğa, gənc siklon, maksimal inkişafa çatmış və dolan siklon (okklüziya mərhələsi).

1) **Dalğa mərhələsi** – siklonun ilk inkişaf mərhələsi dalğa xüsusiyyətli olur. Cəbhə boyu dalğalar iki növ olurlar: sabit və qeyri-sabit, yəni, davamlı və davamsız dalğalar. Birinci növ dalğalar cəbhə boyu öz amplitudasını artırmadan hərəkət edir. İkinci növ dalğalar isə əksinə, getdikcə öz amplitudasını artırır və siklonların əmələ gəlməsi üçün əlverişli şərait yaradırlar. Adətən, sonradan siklonlara çevrilən dalğalar stasionar cəbhələrdə və izobarların cəbhələrə paralel yerləşdiyi zonalarda yaranırlar.

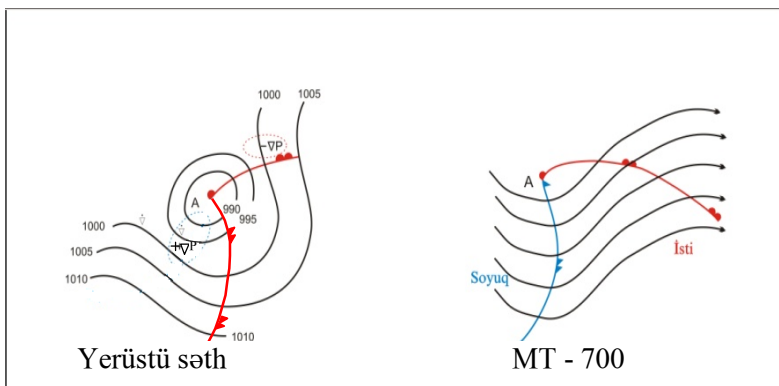
Cəbhənin şimala doğru uzanmış dalğası bu əraziyə xeyli isti hava kütlələri axıdır, onların arasına isə şimaldan tədricən soyuq hava keçməyə başlayır. Əsas cəbhədən şimalda əraziyə daxil olan isti hava kütlələri daxilində alçaq təzyiqli sahə əmələ gəlir və nəticədə, hava kütlələrinin saat əqrəbi hərəkətinin əksi istiqamətinə (Koriolis qüvvəsinin təsiri altında) dairəvi cərəyanlar yaranır. Uzanmış dalğada yaranmış əlverişli şərait nəticəsində xüsusi isti və soyuq cəbhələr əmələ gəlir (şək. 56).



Şək. 56. Siklonların inkişafının birinci - dalğa mərhələsinin sxemi

Beləliklə, bizə aydın görünən, lakin yenidən əmələ gələn siklon cəbhəsi hələ əsas cəbhədən ayrılmamış halda olur. Bu zaman yeni yaranan siklonun isti cəbhəsi xüsusilə aydın görünür. Burada isti hava kütlələri yuxarıya doğru qalxaraq soyuq hava üzərinə keçir və geniş cəbhəni yağıntı zolağı əmələ gətirir. Yeni yaranmış siklonun hərəkət sürəti dalğanın sürətindən bir neçə dəfə az olur. Siklonun birinci inkişaf mərhələsinin mövcudluğu, adətən, 24 saatdan çox olmur.

**2) Gənc siklon** – bu mərhələdə siklonlar dərinləşməyə davam edir (yəni onun mərkəzində atmosfer təzyiqi getdikcə aşağı düşür), nəticədə, yer üzərində sinoptik xəritələrdə bir neçə qapalı izobar sahəsi yaranır. Yer səthində siklonik sirkulyasiya güclənir və bu sirkulyasiya tədricən yuxarı hündürlüklərdə yayılır. Bu zaman atmosfer cəbhələrinin mailliyi də artır və siklonun isti və soyuq sahələri, xüsusilə, isti bölməsi daha aydın şəkildə formalaşır. Əsas cəbhə dalğasının amplitudu tədricən artır və bunun hesabına siklonların isti bölməsi getdikcə daralır. Əvvəlcə dalğanın arxa hissəsində olan soyuq hava kütləsi indi cənuba, yaxud şərqə doğru hərəkət edir və həmin dalğanı sıxışdıraraq isti bölmə hesabına getdikcə daha böyük sahə tutmağa başlayır. Nəticədə, cəbhənin bulud sistemi və yağıntılar zonası daha geniş əraziləri əhatə edir. Bu mərhələdə siklonlar 700 hPa-lıq səth xəritəsində daha aydın müşahidə olunurlar. Siklonların inkişafının 2-ci mərhələsinin sxemi isə şəkil 57-də təsvir edilmişdir:

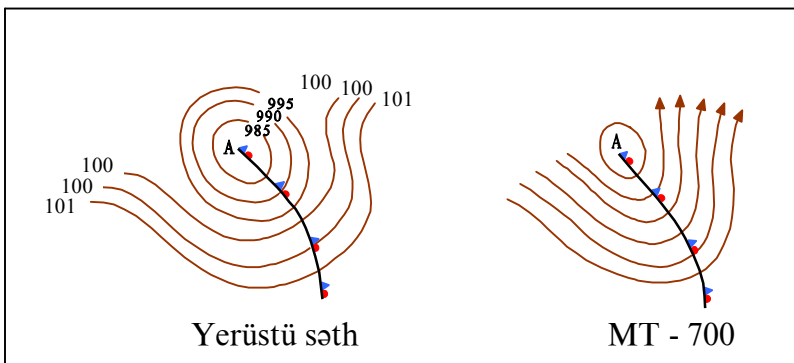


### **Şək. 57. Siklonların inkişafının ikinci - gənc siklon mərhələsinin sxemi**

3) **Maksimal inkişafa çatmış siklon** – bu mərhələdə siklonların mərkəzində atmosfer təzyiqi ən alçaq həddə çatır. Siklonun əhatə etdiyi ərazi genişlənir və bu zaman qapalı izobarların sayı artır. Bu mərhələnin əsas xüsusiyyəti isti və soyuq cəbhənin yaxınlaşması və birləşməsidir. Bu proses siklonların mərkəzində başlayır və siklonun okklyuziyası adlanır. İki cəbhənin birləşdiyi nöqtəyə **okklyuziya nöqtəsi** deyilir. Okklyuziya nəticəsində isti hava tədricən yuxarı sıxışdırılır və onun yerini nisbətən daha soyuq hava tutur. Bu andan başlayaraq təzyiqin düşməsi dayanır və o, artmağa başlayır. Yəni isti və soyuq havanın qarışmasından əmələgələn hava kütləsi müntəzəm sürətdə soyuq hava üzərinə qalxır, müvazinət bərpa olunur və nəticədə siklonik fəaliyyət sönür. Siklonik fəaliyyətin zəifləməsi nəticəsində əvvəlcə qərbdən şərqə doğru axan hava kütlələri bir qədər şimala tərəf meyl etməyə başlayırlar. Nəhayət, əvvəlcə yer səthinə yaxın cəbhədən cənubda olan isti hava kütlələri cəbhədən şimalda yuxarı qatlara keçir ki, bu da atmosferin ümumi sirkulyasiyasının çox mühüm tərkib hissəsini təşkil edir. Bu zaman siklonlar artıq 5,5 km-lik səthin (500 hPa) xəritəsində də müşahidə edilirlər. Bu mərhələ bir neçə sutka davam edə bilər.

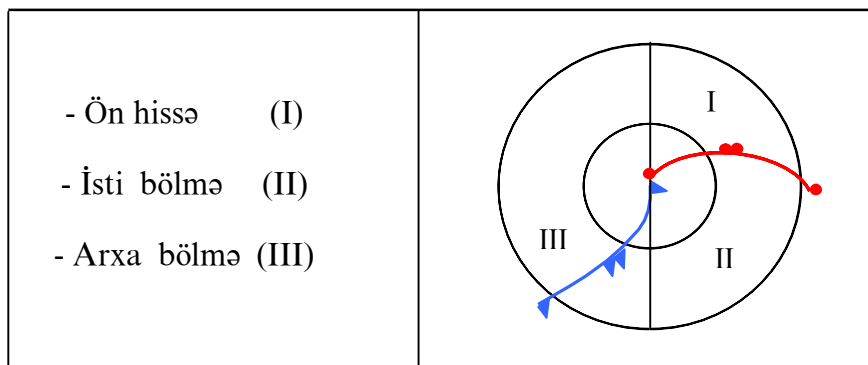
4) **Siklonların dolması** (okklyuziyası) - siklonların axırını inkişaf mərhələsidir. Bu mərhələdə siklonların mərkəzi hissəsi nisbətən soyuq havadan ibarət olur. Bu cür siklonlarda bəzən, bir və ya bir neçə ikinci dərəcəli atmosfer cəbhələri yaranır və bəzi hissələrdə təzyiqin artması davam edir. Bu əlaməti siklonların dolması üçün əsas prediktor hesab etmək olar. Bu mərhələdə yerüstü sinoptik xəritədə siklonları əhatə edən izobarların sayı tədricən azalmağa başlayır. Yer səthində siklonun dolmasına baxmayaraq, yüksəkliklərdə o, dərinləşməkdə davam edir və özünün maksimal inkişaf həddinə çatır. Siklonların hərəkət sürəti azalır və o, azhərəkətli hala gəlir (şək. 58).





**Şək. 58. Siklonların dördüncü - okklyuziya mərhələsinin sxemi**

Meteoroloji şəraitə görə siklonları şərti olaraq üç əsas zonaya bölmək olar və bu zonalar şəkil 59-da təsvir edilmişdir:



**Şək. 59. Meteoroloji şəraitə görə siklonların əsas zonaları**

İnkişafda olan siklonlarda hava şəraiti isti və soyuq atmosfer cəbhələri və onların arasında yerləşən isti bölmə ilə xarakterizə edilir. Bununla əlaqədar olaraq, isti cəbhənin qarşısındakı dalğa zonasında Ns və As buludları yaranır, aşağıda isə gənc siklonlarda Cs və Ci buludlar sistemi əmələ gəlir. Beləliklə, inkişafda olan siklonların mərkəzi yaxınlığında şaquli inkişaf etmiş konvektiv

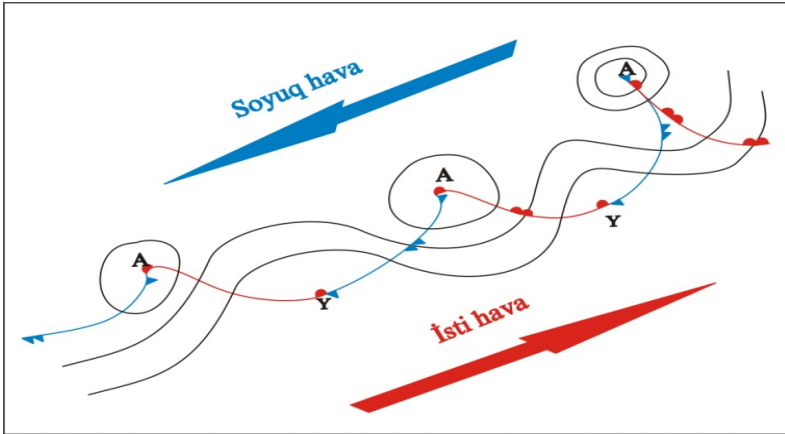
buludlar müşahidə olunur. Siklonların qarşısında isə bu zaman geniş ərazini əhatə edən aramsız yağıntılar zonası yerləşir.

İnkişafda olan siklonlar zonasında soyuq cəbhələr sürətlə hərəkət edən cəbhələr şəklini alır və nəticədə, inkişaf etmiş Cb və Cu cong buludları yaranır ki, bunlardan da ilin isti dövrlərində ildırımla müşayiət olunan leysanlar yağır. Bu zaman, bilavasitə, soyuq cəbhələrin arxasında hava yaxşılaşır və yağıntı dayanır.

Gənc siklonların isti bölmələrində dayanıqlı isti hava kütlələri hakim olur. Siklonların arxa hissəsində soyuq cəbhə zonasında və isti cəbhənin qarşısında küləyin sürəti bəzən 20-25 m/san-yə çatır.

**Siklon çökəkliyində** hava şəraiti siklonlardakı hava şəraitinə çox oxşayır. Yer səthində hava axınlarının çökəklik oxu üzrə sıxılması müşahidə olunur və bunun nəticəsində şaquli hava axınlarının əmələgəlməsi üçün şərait yaranır. Axırncı proses buludların əmələgəlməsinə və yağıntılara səbəb olur.

Siklonlar və antisiklonlar heç vaxt tək yaranmırlar, yəni onlar çox zaman qrup (seriya) halında formalaşırlar. Siklonların bu cür düzülüşü **siklonların seriyası** adlanır və bu düzülüşün sxemi şəkil 60- da təsvir edilmişdir:



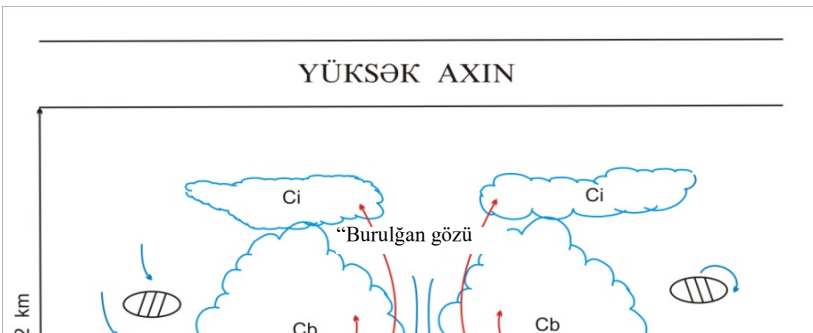
**Şək. 60. Siklon seriyalarının sxemi**

Adətən, cəbhə zonalarında bir neçə siklon yaranır və onlar eyni istiqamətdə hərəkət edirlər. Hər bir siklonun arxa hissəsində,

antisiklon zonalarında isə yallar və ya sərbəst antisiklonlar yaranırlar. Bütün bu barik sahələr siklonlarla eyni sürətlə və eyni istiqamətdə hərəkət edirlər. Bu cür seriyalar 3-4 siklondan ibarətdir və onlar siklonların inkişafının müxtəlif mərhələlərində əmələ gəlirlər.

Seriyalara daxil olan siklonlar cənub-qərbdən şimal-şərqə doğru, isti hava kütlələri atmosferin aşağı və yuxarı hissələrində siklonlarla birlikdə şimal istiqamətində, soyuq hava kütlələri isə şimaldan siklonların arxa hissəsinə daxil olaraq cənuba doğru hərəkət edirlər. Adətən, siklon seriyası soyuq havanın cənub zonalарına daxil olması və böyük ərazini əhatə edən antisiklonların yaranması ilə başa çatır.

Yarandığı ərazinin coğrafi enliyindən asılı olaraq siklonlar tropik və ya qeyri-tropik mənşəli olurlar. Tropik zonanın atmosferində tez-tez zəif atmosfer coşmaları yaranır və bu coşmalar **tropik depressiyalar** adlanır. Depressiyalar, əsasən, tropiklər daxilində hava axınının ümumi yerdəyişməsi istiqamətində, şərqdən qərbə doğru hərəkət edirlər. Bəzi hallarda tropik coşmalar o qədər güclənirlər ki, onlarda küləyin sürəti 20 m/san və daha çox olur. Bu cür coşmaların diametri bir neçə 100 km-lərlə ölçülür. Belə fırtınalı və ya qasırğalı küləklərlə müşahidə olunan coşmalar **tropik siklonlar** adlanır; küləyin gücündən asılı olaraq onları tropik fırtına, tayfun (küləyin sürəti 18-33 m/san) və ya tropik qasırğa (küləyin sürəti 33 m/s-dən artıq) da adlandırırlar. Onlar, əsasən, hər iki yarımkürədə 20° və 5° enliklər arasında baş verirlər. Ekvatora 5°-dən yaxın ərazilərdə siklonlar nadir hallarda müşahidə olunurlar, belə ki, burada Koriolis qüvvəsi sıfır bərabərdir. Tropik siklonlar yalnız su səthi üzərində inkişaf edir və onların yaranmasının əsas səbəbi okeanların qızmış hissələrində konveksiyanın inkişafı hesab olunur.

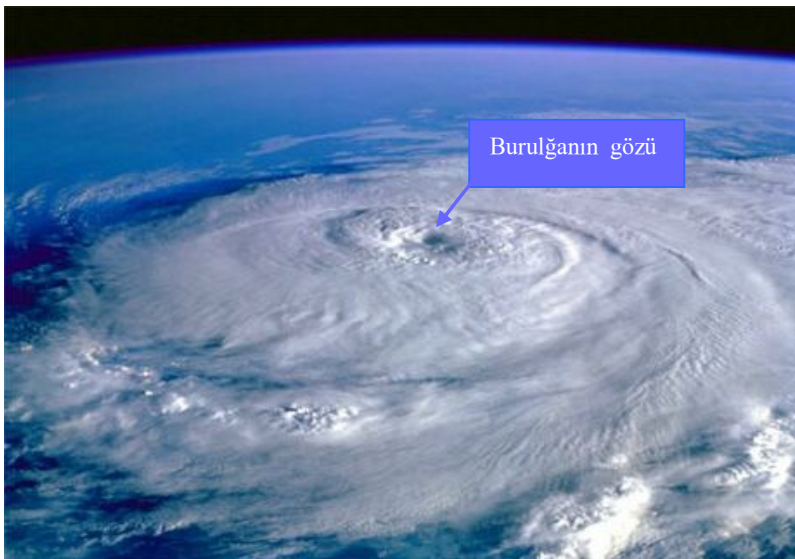


### **Şək. 61. Tropik siklonların şaquli kəsiyinin sxemi**

Tropik siklonların mülayim en dairələrinin siklonlardan bir çox fərqli cəhətləri vardır. Onların üfüqi ölçüləri az, diametri 1000 km, şaquli hündürlüyü isə 15-18 km - dək ola bilər. Tropik siklonların şaquli kəsiyi şəkil 61- də verilmişdir:

Tropik siklonların mərkəzində atmosfer təzyiqi 720-728 mm c.s.-a qədər düşə bilər (960-970 hPa). Çox nadir hallarda, tropik siklonların mərkəzlərində atmosfer təzyiqinin 664 mm-ə qədər (885 hPa) düşdüyü müşahidə olunmuşdur. Mərkəzdə təzyiqin aşağı düşməsi böyük qradiyentə səbəb olur və nəticədə, burada küləklərin sürəti 60-70 m/san – dək çata bilər.

Tropik siklonların bulud sistemləri ilə birlikdə peyk vasitəsilə çəkilmiş təsviri şəkil 62-də göstərilmişdir:



**Şək. 62. Tropik siklonların peyk vasitəsilə təsviri**

Tropik siklonlarda güclü konvektiv şaquli hərəkətlər yarandığı üçün, konvektiv buludlar və ildırımlar müşahidə olunur, onların mərkəzi hissəsində isə buludsuz hava xarakterikdir. Bu zonanın diametri təqribən 30 km-dək çatır və "burulğanın gözü" adlanır. Tropik siklonların mərkəzində buludsuz havanın olması enən hava axınları ilə əlaqədardır. Onların hərəkət sürəti 20-50 km/san, davamiyyəti isə 1-2 sutkadan 2-3 həftəyə qədər olur. Bu tip siklonlar şimal yarımkürəsində aşağıdakı ərazilərdə müşahidə edilirlər:

1. Atlantik okeanında, Antil adalarında və Karib dənizində baş verən siklonlar (Antil uroqanı);
2. Hind okeanında Ərəbistan dənizi və Benqal körfəzi;
3. Sakit okeanda Filippin adalarında, Cənubi Çin dənizində və Yaponiyada; Yaponiyada bunları tayfun da adlandırırlar .

## **Qeyri-tropik siklonlar**

Qeyri-tropik enliklərdə, xüsusən də yuxarı troposferdə hava axınlarının qərbdən-şərqə doğru hərəkəti üstünlük təşkil edir. Mülayim en dairələrinin atmosferində iri miqyaslı alçaq və yüksək təzyiqli atmosfer coşmalarının – siklon və antisiklonların daim yaranması, inkişafı və yerdəyişməsinə **siklonik fəaliyyət** deyilir. Qeyri-tropik enliklərdə baş verən bütün iri miqyaslı hava axınları bu atmosfer coşmaları ilə əlaqədardır.

İl ərzində hər iki yarımkürənin qeyri-tropik enliklərində yüzlərlə siklonlar formalaşır və bu siklonların ölçüləri kifayət qədər böyük olub, üfüqi ölçüləri 2-3 min km-dək çatır. İlkin mərhələdə siklonlar troposferin aşağı hissəsində aydın nəzərə çarpır. Onda temperaturun paylanması mərkəzə nəzərən assimetrikdir: siklonun ön hissəsində aşağı enliklərdən gələn hava axınları ilə əlaqədar olaraq onun temperaturu yüksək, arxa hissəsində isə yuxarı enliklərdən gələn hava axınları ilə əlaqədar olaraq isə əksinə, temperaturu aşağı olur.

İnkişafının ilkin mərhələsində qeyri-tropik siklonun mərkəzində atmosfer təzyiqi bir qədər orta kəmiyyətdən fərqlənir və 1000-1010 hPa təşkil edir. Əksər qeyri-tropik siklonlar 1000-990 hPa-dan artıq dərinləşmirlər, lakin bəzi dərin siklonların mərkəzində atmosfer təzyiqi 960-950 hPa-dək aşağı düşə bilər. Qeyri-tropik siklonların dərinləşməsi ilə əlaqədar olaraq onlarda küləyin sürəti də artır. Dərin siklonlarda küləyin sürəti çox böyük, hətta fırtına sürətinə qədər çatır. Bu, əsasən, cənub yarımkürəsinin siklonlarında daha çox müşahidə olunur.

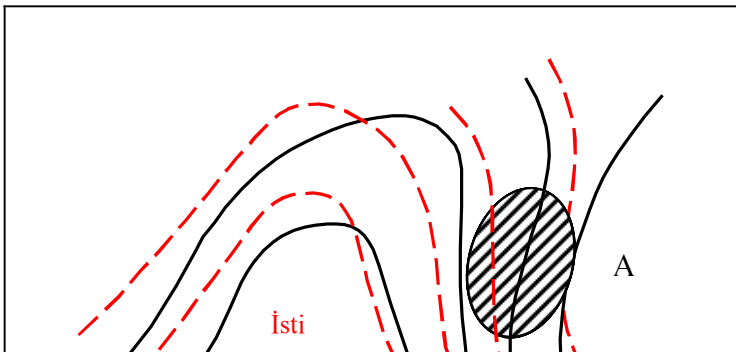
Siklonun fəaliyyət dövrü bir neçə sutkadır, fəaliyyətinin birinci yarısında siklon dərinləşir, ikinci mərhələsində dolur və sonra isə dağılır. Bəzi siklonlar daha uzun müddət fəaliyyət göstərirlər. Bu, əsasən, bir siklonun digər siklonla birləşərək az hərəkətli sahə - mərkəzi siklonu formalaşdırdıqda baş verir.

Siklonun yerdəyişməsi dedikdə, siklonun vahid sistem kimi onda əsən küləyin istiqamətindən asılı olmayaraq yerdəyişməsi başa düşülür. Bir qayda olaraq, siklonlar orta və yuxarı troposferdə (aparıcı axın istiqamətində) havanın ümumi yerdəyişməsi istiqamətində yerlərini dəyişirlər. Havanın köçürülməsi qərbdən

şərqə doğru baş verdiyindən siklonlar da adətən qərbdən şərqə doğru yerlərini dəyişirlər. Lakin, bəzən, bütün troposferi əhatə edən yüksək siklon və antisiklonlar zonal istiqamətdən meyl etməklə, cənub və ya şimal istiqamətində hərəkət edirlər. Siklonun yerdəyişmə sürəti aparıcı axının sürətindən 20-30% az olub, 30-40 km/s təşkil edir, bəzi hallarda isə 80 km/s-a çata bilər. İnkişafının son mərhələsində siklonun yerdəyişmə sürəti kəskin azalır. Siklonun yerdəyişməsi hava şəraitinin dəyişməsinə səbəb olur. Siklon keçən zaman küləyin sürəti artır, istiqaməti isə dəyişir. Əgər verilmiş ərazi üzərindən siklonun cənub hissəsi keçirsə, küləyin istiqaməti cənubdan cənub-qərbə doğru, şimal hissəsi keçirsə, külək istiqamətini cənub-şərqdən şərqə, şimal-şərqdən şimala dəyişir. Beləliklə, siklonun ön hissəsində cənub istiqamətli küləklər, arxa hissəsində isə şimal istiqamətli küləklər üstünlük təşkil edir. Siklonların keçməsi zamanı temperaturun dəyişməsi, buludluluğun artması və yağıntıların düşməsi müşahidə olunur. Siklonun ön hissəsində isti cəbhə buludlarından aramsız yağıntılar, arxa hissəsində isə soyuq cəbhəyə xas olan topa-yağış buludlarından leysan yağışlar düşür. Siklonun cənub hissəsində, isti sektorda çiskin yağıntılar, duman, aşağı təbəqə buludları müşahidə olunur. Siklonun yaxınlaşmasını təzyiğin düşməsindən və üfüqdən qərbdə formalaşan ilkin bulud formalarından hiss etmək olar.

### **Antisiklonlar və onların inkişaf mərhələləri**

**Antisiklonlar** – yüksək təzyiq sahələri olaraq bircins hava kütlələrində yaranırlar. Mərkəzdə hava sakit, səma buludsuz olur. Antisiklonlarda, əsasən, açıq hava, yayda isti, qışda soyuq hava kütlələri müşahidə olunur. Antisiklonların yaranması üçün əsas əlverişli termobarik sahə şəkil 63-də təsvir edilmişdir.



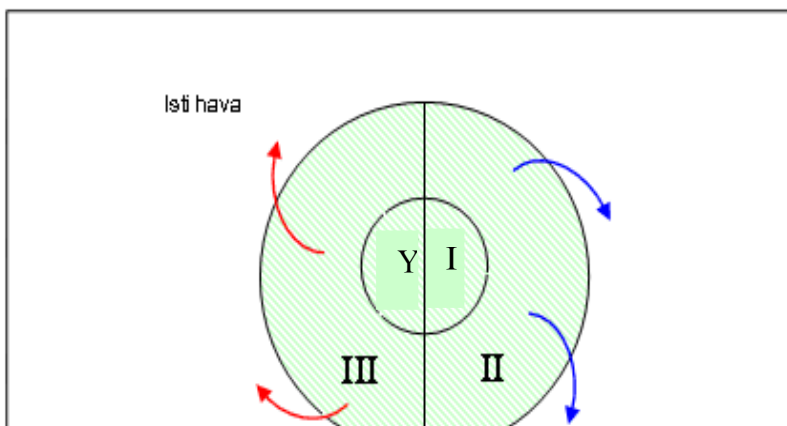
### Şək. 63. Antisiklonların yaranması üçün əlverişli termobarik sahənin sxemi

Antisiklonda hava şəraiti siklona nisbətən, yaxşı olur. İsti dövrlərdə antisiklonların mərkəzi hissələrində az buludlu hava şəraiti müşahidə edilir. Ancaq, səhərlər rütubətlik çox olduqda burada radiasiya dumanları yaranır və Günəş çıxdıqdan sonra onlar dağılırlar. Bundan başqa, əgər antisiklonlar dayanıqsız rütubətli havada yaranıbsa, günün ikinci yarısında tək-tək Cu, Cb buludları və ildırımlar da müşahidə oluna bilər.

Antisiklonlar daxilində küləklərin zəif olması və üfüqi təzyiq qradientinin azlığı ilə fərqlənir. Antisiklonlar, əsasən, qışda materiklər üzərində yaranır və böyük sahə tuturlar.

Antisiklonları meteoroloji şəraitə görə aşağıdakı üç əsas hissəyə bölmək olar (şək. 64):

- mərkəzi hissə (I);
- ön hissə (II);
- arxa hissə (III).



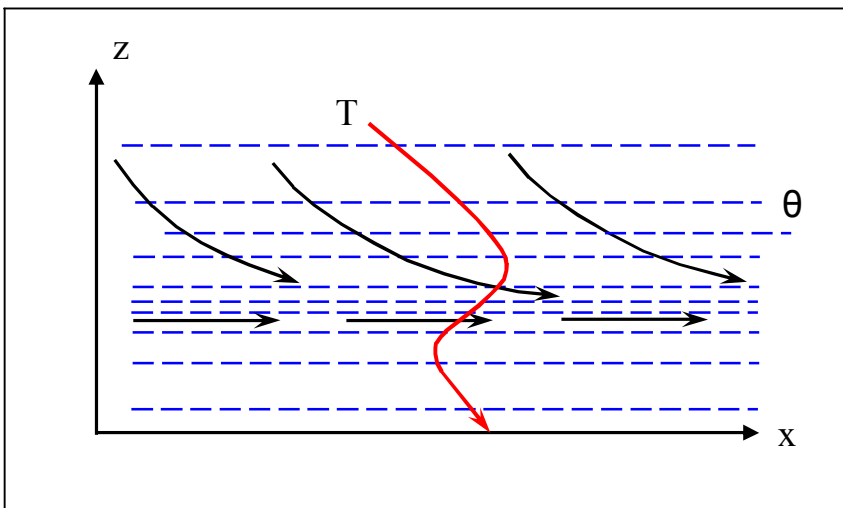


### Şək. 64. Antisiklonların əsas meteoroloji hissələri

Burada həmişə mövcud olan enən hava axınları havanı doymağa qoymur və nəticədə, əksəriyyət halda aydın hava şəraiti müşahidə edilir. Əksər hallarda, antisiklonlar qərbdən şərqə doğru 30-40 km/s sürətlə hərəkət edirlər, bəzən isə onlar stasionar xarakter daşıyaraq uzun müddət eyni yerdə qala bilirlər. Antisiklonlarda enən hava axınları üstünlük təşkil etdiyindən yerüstü təbəqədə inversiya qatının yaranması üçün əlverişli şərait yaranır. Havanın enməsi zamanı inversiya qatının yaranmasının mexanizmi şəkil 65-də təsvir edilmişdir.

Antisiklonlar öz inkişafında üç mərhələdən keçir:

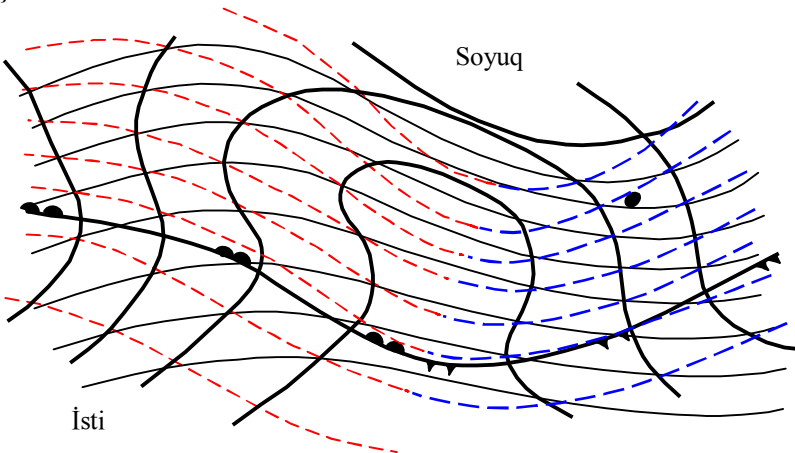
- 1) gənc antisiklon;
- 2) maksimal inkişaf etmiş antisiklon;
- 3) dağılan antisiklon.



**Şək. 65. Havanın enməsi zamanı antisiklonlarda inversiya qatının formalaşmasının sxemi**

1) **I mərhələ** - cavan antisiklon. Siklonların arxa hissəsində soyuq hava kütlələrində yaranmaqla, əvvəlcə yallar şəklində olurlar. Bu inkişaf mərhələsində antisiklonların yərüstü mərkəzinə 5,5 km-lik səviyyənin (500 hPa) təzyiq yalı uyğun gəlir, yəni başlanğıc mərhələdə antisiklonlar siklonlar kimi alçaq barik sistem olur. Bu mərhələ üçün antisiklonların termobarik sahəsinin sxemi şəkil 66-da verilmişdir. Müəyyən vaxtdan sonra həmin yallarda sərbəst antisiklonlar yaranır və ilk vaxtlar sinoptik xəritədə bir izobarla, sonra bir neçə qapalı izobarla əhatə olunur. Antisiklonlar bu mərhələdə 2,0-2,5 km hündürlüyə qədər yayılır. Antisiklonların birinci mərhələsi yərüstü səthdə şəkil 67-də təsvir olunmuşdur.

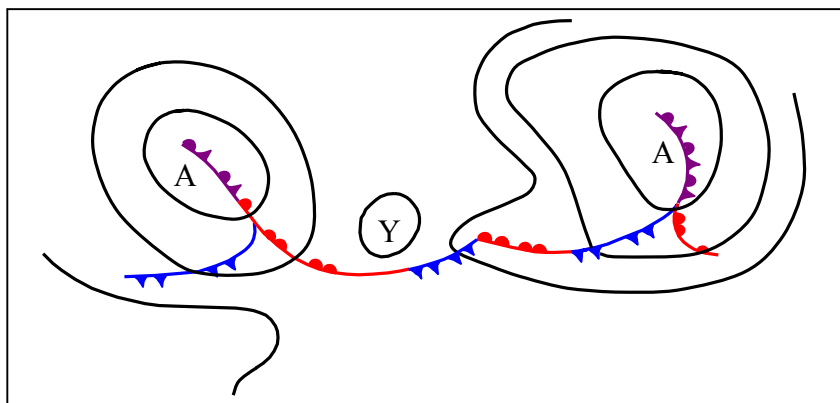
2) **II mərhələ** - maksimal inkişafa çatmış antisiklon. Bu mərhələdə antisiklonlar öz inkişafının maksimal intensivliyinə çatır.



**Şək. 66. Gənc antisiklonun termobarik sahəsinin sxemi**

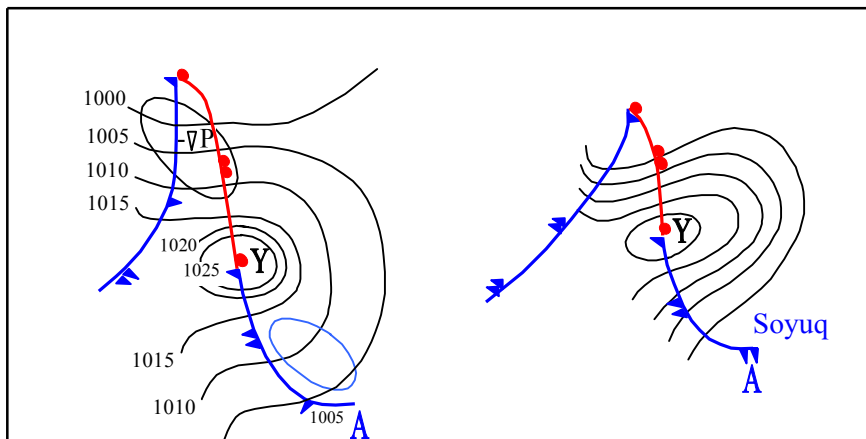
( — izobarlar; - - - izotermilər; — izohipslər )

Antisiklonlar sinoptik xəritələrdə bir neçə izobarla əhatə olunurlar. 500 hPa izobarik səthdə çoxlu sayda qapalı izohipslər əmələ gəlir.



**Şək. 67. Antisiklonların birinci - gənc antisiklon mərhələsinin sxemi**

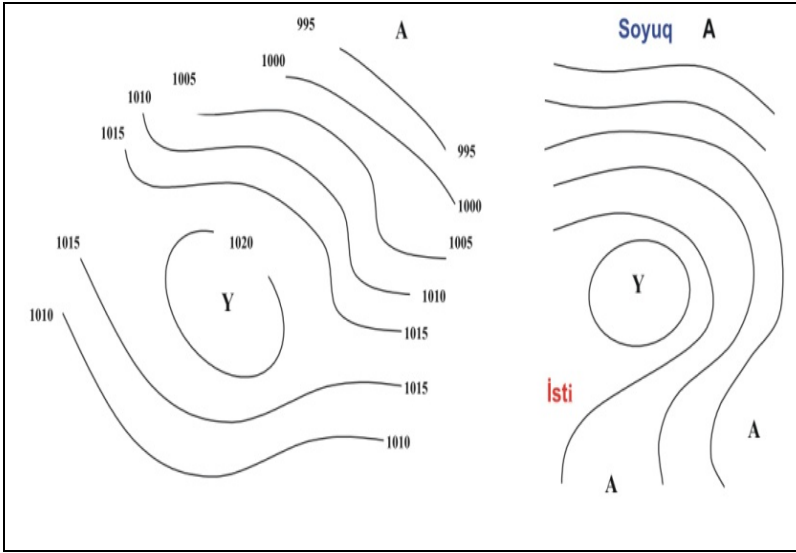
Bu mərhələdə antisiklonlar daha böyük hündürlüklərdə müşahidə olunmaqla, geniş əraziləri əhatə edir. Antisiklonların ön hissəsində (şərqində) atmosfer təzyiqi artdığı halda, onun arxa hissəsində (qərbində) əksinə, atmosfer təzyiqi düşməyə başlayır. İkinci mərhələnin (maksimal inkişaf səviyyəsinin) izobarik quruluşu şəkil 68-də verilmişdir:



**Şək. 68. Antisiklonların ikinci - maksimal inkişafa çatmış mərhələsinin sxemi**

3) **III mərhələ** - antisiklonların dağılması mərhələsidir. Axırncı mərhələyə keçidin əsas əlaməti antisiklonların mərkəzində atmosfer təzyiqinin düşməsi hesab olunur. Bu proses nəticəsində antisiklonlar öz əvvəlki əhəmiyyətini və gücünü itirir. Ancaq aşağı və yuxarı qatlarda antisiklonların mərkəzləri üst - üstə düşürlər və bu onu göstərir ki, antisiklonlar artıq isti hava kütlələrindən ibarət barik sahələrə çevrilməyə başlayırlar. Antisiklonların inkişaf silsiləsi bir neçə gündən bir neçə həftəyə, bəzən isə bir aya qədər davam edə bilər. Ən uzun müddətli, davamiyyətli antisiklonlar qışda yaranan, azhərəkətli antisiklonlardır ki, bunlara da Sibir antisiklonunu misal göstərmək olar. Sibir antisiklonları demək olar ki, bütün qış ərzində fəaliyyətdə olur. Antisiklonların inkişafının 3-cü mərhələsi isə aşağıdakı kimidir (şək. 69):





**Şək. 69. Antisiklonların üçüncü mərhələsinin sxemi**

## **Siklon və antisiklonların regenerasiyası**

Siklonların dərinləşməsi, dolması, antisiklonların sürətlənməsi və ya zəifləməsi hər zaman eyni olmur. Bir çox səbəbdən barik sahələrin “normal” inkişafı pozulur. Dolan siklonların yenidən dərinləşməsi, zəifləyən antisiklonların yenidən güclənməsi prosesləri **barik sahələrin regenerasiyası** adlanır.

Bütün hallarda regenerasiya troposferin mövcud barik mərkəzinin ətrafında yenidən güclənmə üçün əlverişli şərait yarandıqda baş verir.

Siklonların regenerasiyası, əsasən, aşağıdakı hallarda baş verir:

- 1) mövcud siklon sisteminə yeni əsas cəbhələr daxil olduqda;
- 2) mövcud siklonun mərkəzi yaxınlığında yeni siklonun inkişaf etməsi və daha sonra hər iki mərkəzin birləşməsi və ya əvvəlki mərkəzlərin sürətli dolması müşahidə olunduqda.

Birinci hal dolmağa başlayan siklonun arxa hissəsinə yeni soyuq havanın daxil olması nəticəsində baş verir. Əlavə temperatur

kontrastları yaranır və mərkəz ətrafında temperaturun simmetriyası pozulur. Əsas cəbhədə fərdi siklonlar yaranır və onların da inkişafı köhnə siklonun fonunda baş verir. Nəticə etibarilə, proses əvvəlcə dolan siklonun yenidən dərinləşməsi kimi qəbul olunur. Əgər termobarik sahənin quruluşunda soyuq adveksiya baxılan siklonun arxa hissəsinə deyil, ön hissəsinə yönəlmişdirsə, bu zaman siklonun regenerasiyası baş vermir.

Yeni yaranan azhərəkətli, dolan siklonun soyuq cəbhəsində dərinləşməyə davam edərək köhnə siklonun mərkəzinə doğru yerini dəyişir.

Regenerasiya zamanı yeni siklonun inkişafı köhnə siklonun fonunda baş verir və yeni yaranmış siklon əvvəlcədən yüksək barik əmələgəlmə hesab edilir.

Antisiklonların regenerasiyası aşağıdakı hallarda baş verir:

- 1) son inkişaf mərhələsinə çatmış antisiklonun azhərəkətli, köhnə antisiklonla birləşməsi zamanı;
- 2) mövcud antisiklonun yalında yeni antisiklonun inkişaf etməsi.

Siklonların regenerasiyasına uyğun olaraq, antisiklonların regenerasiyası termobarik sahədə şaquli temperatur qradiyentinin yeni artımları müşahidə olunduqda və antisiklogenez üçün əlverişli şərait yarandıqda baş verir.

Siklonların (antisiklonların) nəzərdən keçirilmiş regenerasiya proseslərində yeni siklonlar (antisiklonlar) köhnə barik sistemin fonunda inkişaf edərək digər siklonlar (antisiklonlar) kimi bütün inkişaf mərhələlərindən keçirlər. Fərq yalnız ondan ibarətdir ki, başlanğıc termobarik sahə yeni yaranan barik sahəyə deyil, köhnə, artıq zəifləmiş barik sahəyə uyğun gəlir.

Yerüstü təbəqədə külək vektorlarının siklonun mərkəzinə istiqamətlənməsi siklonun dolmasını, vektorların antisiklonun mərkəzindən kənarlara doğru istiqamətlənməsi isə antisiklonun zəifləməsini şərtləndirir. Bu faktor siklon və ya antisiklonun əmələ gəlməsi anından başlayaraq təsir edir. Əgər buna baxmayaraq, siklon dərinləşməyə, antisiklon isə güclənməyə davam edirsə, bu yalnız əks istiqamətdə təsir edən faktorların siklonun və ya

antisiklonun verilmiş mərhələsində üstünlük təşkil etməsini ifadə edir.

Yerüstü qatda sürtünmə qüvvəsinin təsiri ilə həqiqi küləyin geostrofik küləkdən sapması fəal səthin xüsusiyyətlərindən asılı olduğuna görə siklon və ya antisiklonların dənizdən quruya və ya əksinə yerdəyişməsi zamanı yalnız yerüstü sürtünmə qüvvəsinin təzyiğin dəyişməsinə təsirinin miqdarı dəyişir. Bundan əlavə, yer səthinin temperatur xüsusiyyətlərinin dəyişməsi hava kütlələrinin dayanıqlığına, şaquli hərəkətlərin inkişafına və s. təsir edir. Bütün sadalananlar siklon və ya antisiklonların bir səth üzərindən digər səth üzərinə keçdikdə onların inkişafının intensivliyinin dəyişməsinə səbəb olur və bəzən, regenerasiya da müşahidə edilə bilər.

## **Atmosferdə hava cərəyanları və şırnaqlı axınlar**

Yuxarı troposferdə və stratosferin aşağı qatlarında əsən və sürəti 100 km/s və daha çox olan, böyük əraziləri tutan hava cərəyanları - **şırnaqlı axınlar** mövcuddur. Bu cərəyanların ən kəsiklərinin quruluşu "boru" şəklindədir. Həmin "boru"nun orta xətti üzərində maksimal axınlar müşahidə olunur və kənarlara getdikcə küləklərin sürəti azalır, qalınlığı orta hesabla 3-5 km, eni 200-400 km, uzunluğu isə bir neçə min kilometrə qədər müşahidə edilir.

Küləklərin sürət paylanması izotaxlarla göstərilir. **İzotaxlar** eyni maksimal sürətlərə malik olan nöqtələri birləşdirən səlis əyri xətlərə deyilir. Güclü hava cərəyanları temperatur və təzyiğin böyük üfüqi qradiyentləri olduqda, yəni isti və soyuq hava kütlələrinin bir-birinə yaxınlaşdığı sahələrdə yaranırlar. Bu cür əlverişli şərait, öz növbəsində, yüksək cəbhə zonalarında yaranırlar. Güclü hava cərəyanları həmişə yüksək cəbhə zonaları ilə əlaqədardır və faktiki olaraq onların külək xarakteristikalarını əks etdirirlər.

Yer kürəsinin bütün rayonlarında, zonalarında şırnaqlı axınlara rast gəlmək mümkündür. Bizim ərazilərdə şırnaqlı axınların sürəti

150-200 km/s, Qərbi Avropada 300-400, Yaponiya üzərində isə 500-600 km/s təşkil edir. Bunların intensivlikləri və təkrarlanmaları mövsümi xarakter daşıyır. İlin soyuq dövrlərində şırnaqlı axınlar hər yerdə güclənir, isti dövrdə isə əksinə zəifləyirlər. Hansı hündürlüklərdə müşahidə edilməsindən asılı olmayaraq hava cərəyanları troposfer və stratosferdə demək olar ki, həmişə müşahidə edilirlər. Bunların hər ikisi atmosfer cəbhələri ilə əlaqədardır.

Peyklərdən çəkilməmiş fotosəkillərin təhlili zamanı buludlarla güclü hava cərəyanlarının arasında aşağıdakı əlaqələrin olduğu müəyyən olunmuşdur:

- axınların orta xətlərindən sağda, adətən, Cs buludlarının zolaqlarının yaranması;
- orta xəttədən solda buludlar nadir halda yaranarsa, onlar Ac və Cc buludları formasında olurlar;
- güclü hava cərəyanlarının orta xətləri müxtəlif bulud sistemlərinin arasında sərhəd rolunu oynayır. Turbulentlik zonalarında uçuşlar zamanı yırgalanmalar müşahidə olunur və uçan aparatlar spesifik silkələnmələrə və zərbələrə məruz qalırlar.]

## **Şırnaqlı axınların təsnifatı**

Troposferdəki hava axınları coğrafi əlamətlərinə görə **tropikdənkənar, subtropik və ekvatorial** olaraq üç yerə bölünürlər:

Tropiklərdən kənar hava cərəyanları qütb cəbhələri ilə əlaqədar olub, bütövlükdə mülayim en dairələrini əhatə edirlər.

Subtropik qurşaqda hava cərəyanları, subtropik barometrik maksimumun şimal kənarlarında qışda  $25^0$  və  $35^0$  şimal en dairələri arasında yaranırlar. Böyük əraziləri (min km-lə) əhatə edən hava cərəyanlarının istiqaməti qərbdən-şərqə doğru yönəlməklə, orta xətləri təqribən 12 km hündürlükdə yerləşir.

Ekvatorial enliklərin güclü hava cərəyanları ekvator rayonlarında yüksək subtropik antisiklonların cənub kənarında yaranmaqla, əsasən, şərq istiqamətli olurlar.



Şırnaqlı axınlar çox müxtəlif olmalarına görə bir-birindən fərqlənir və bir çox əlamətlərinə görə təsnif edirlər: hündürlüklərinə görə troposfer və stratosfer şırnaqlı axınları, enlik vəziyyətinə görə isə mülayim, subtropik və ekvatorial enliklərin şırnaqlı axınları təsnif edilir.

**Troposferdə şırnaqlı axınlar.** Mülayim enliklərin şırnaqlı axınları yüksək antisiklon və siklonların arasında müşahidə edilir. Onlar daha hərəkətli olmaqla, siklon və antisiklonların yaranması və inkişafı ilə əlaqədar olaraq intensivliklərini fasiləsiz olaraq dəyişirlər. Şırnaq oxunun hündürlüyü qışda, adətən, 7-10 km, yayda isə 8-11 km hündürlükdə yerləşir.

Mülayim enliyin orta və cənub rayonlarında troposferdə şırnaqlı axınlar daha intensiv olurlar. Şırnaqlı axının oxu çox vaxt qışda 9-10 km və yayda isə 10-12 km hündürlüyədək, maksimal sürəti isə 200-240 km/s müşahidə olunur. Mülayim enliyin orta və cənub rayonlarında troposferdə yaranan şırnaqlı axınların intensivliyi qışda yaya nisbətən daha böyük olur.

Şimal yarımkürəsində subtropik qurşağın şırnaqlı axınları subtropik antisiklonların şimal periferiyasında, cənub yarımkürəsində isə subtropik antisiklonların cənub periferiyasında formalaşırlar. Bu cür şırnaqlı axınlar azhərəkətli olur, lakin iri meridional törəmələr zamanı onların vəziyyəti və intensivliyi dəyişir. Qışda şırnaqlı axınların oxu üzrə orta maksimal sürət bəzi yerlərdə 200-250 km/s-dan çox olur. Onların intensivliyi Asiya və Şimali Amerika materiklərinin şərq sahillərində çox, Atlantik və Sakit okeanların şərq sahillərində isə əksinə zəif olur.

Troposferdə baş verən şırnaqlı axınlarda qərb istiqamətli küləklər daha çox hakim olurlar. Qışdan yaya doğru şırnaqlı axınların intensivliyi azalır. Bu zaman onların yerdəyişməsi materiklər üzərində daha intensiv olur.

Cənub yarımkürəsində subtropik şırnaqlı axınlar yuxarı enliklərdə Antarktida sahilləri boyunca müşahidə edirlər. Bu zaman güclü küləklər mülayim zonanın şimal hissəsi üçün daha çox xarakterikdir.

Ekvatorial zonanın şırnaqlı axınları, əsas etibarilə, ilin isti dövəründə 5° şimal və cənub enlikləri arasında, 15-20 km-lik təbəqədə olmaqla, Afrika, Cənubi Asiya, Şimali Avstraliya, Cənubi Amerikanın şimalında daha çox formalaşırlar.

Ekvatorial zonada tropopauzadan yuxarıda küləyin sürəti hündürlükdən asılı olaraq hər yerdə artır. Burada şərq küləkləri daha çox hakimdir. Stratosferdə ilin soyuq dövəründə qeyri - tropik enliklərdə qərb küləklərinin sürəti bir qayda olaraq hündürlüyə görə artır və 60 km hündürlükdə maksimuma -100 m/san-ə çatır.

**Stratosfer şırnaqlı axınları.** Stratosferdə şırnaqlı axınlar 60 km-ə yaxın yüksəklikdə yerləşməklə, onların maksimal sürəti 240-280 km/s-dək çatır. Yüksək cəbhə zonaları sistemində həmişə müxtəlif intensivlikli atmosfer cəbhələri mövcud olur.

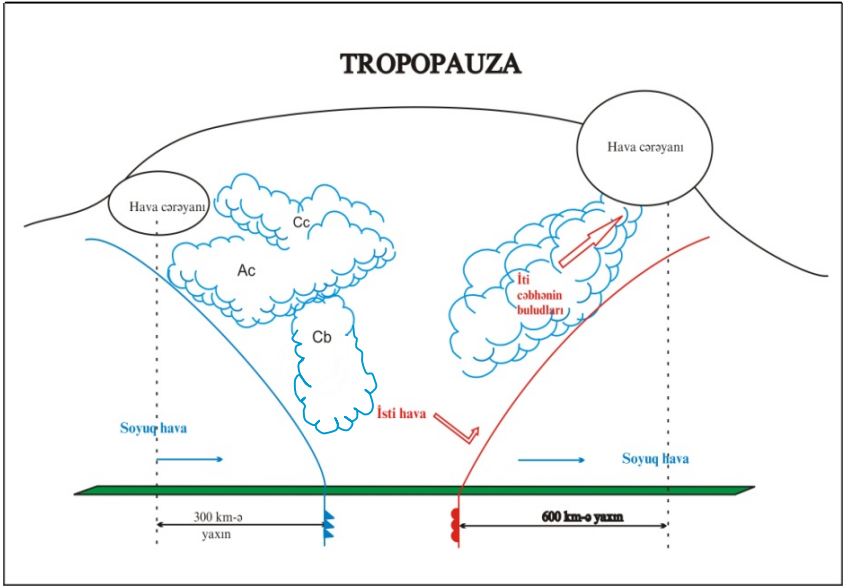
Şırnaqlı axınların oxu yerüstü təbəqədə orta hesabla soyuq cəbhə xəttinin arxasında, isti cəbhə xəttinin isə qarşısında yerləşmiş olur.

## **Hava kütlələri və onların təsnifatı**

Eyni xüsusiyyətlərə malik olan və troposferdə ümumi sirkulyasiya axınlarında hərəkət edən böyük hava həcməsinə **hava kütlələri** deyilir. Hava kütlələri yüz min km<sup>2</sup>, bəzən isə milyon km<sup>2</sup> ərazini tuturlar. Onların şaquli ölçüləri isə 1-2 km - dən tropopauzaya qədər olur. Hava kütlələri yarandığı rayonlarda uzun müddət qalandan sonra həmin coğrafi rayonlar üçün xarakterik olan bütün xüsusiyyətləri mənimsəyirlər. Hava cərəyanlarının tropopauzaya nəzərən şaquli en kəsikləri şəkil 70- də təsvir edilmişdir.

Hava kütlələri çox zaman yarandığı rayonlardan digər ərazilərə hərəkət edərkən öz əvvəlki əlamətlərini dəyişirlər, yəni **transformasiyaya** uğrayırlar. Uzun müddət öz əlamətlərini saxlaya bilən hava kütlələri isə **konservativ hava kütlələri** adlanır. Hava kütlələri, əsasən, termodinamik və coğrafi xarakteristikalarına görə təsnifatlaşdırılır. Termodinamik təsnifatın əsasını onların temperatur rejimləri və rütubət tutumları təşkil edir. Bununla

əlaqədar olaraq hava kütlələri isti və soyuq, həmçinin dayanıqlı və dayanıqsız hava kütlələrinə bölünürlər.



**Şək. 70. Tropopauzaya nəzərən hava cərəyanlarının şaquli en kəsiklərinin sxemi**

Yayıldığı ərazilərin səth temperaturlarından yüksək temperaturu olan hava kütlələrinə **isti hava kütlələri** deyilir. Belə hava kütlələrinin əraziyə daxil olması ilə səthin temperaturu yüksəlir, hava kütləsinin özü isə yerə yaxın qatda soyuyur.

Yayıldığı ərazilərdə temperaturu səth temperaturundan aşağı olan hava kütlələrinə isə **soyuq hava kütlələri** deyilir. Bu cür hava kütlələrinin əraziyə daxil olduğu zaman hava soyumağa, hava kütləsinin özü isə tədricən qızmağa başlayır. Ümumiyyətlə, isti və soyuq hava kütlələri anlayışları nisbi anlayışlardır.

Dayanıqlı sabit hava kütlələrinin daxilində konvektiv hərəkətlərin intensiv inkişafı üçün şərait yoxdur. Belə hava kütlələrinə isti hava kütlələri aid edilir. Çünki soyuq səthin üzərinə hərəkət edən isti hava tədricən soyuyur. Soyuma atmosferin 1,0-1,5

km - lik qatını (sərhəd təbəqəsini) əhatə edir və ən çox soyuma yərə yaxın təbəqələrdə baş verir. Daha yuxarı qatlarda isə soyuma zəif gedir və temperaturun hündürlüyə görə aşağı düşməsi normal qaydada davam edir. Nəticədə, şaquli temperatur qradienti azalır və hava kütlələrinin aşağı hissəsində izotermiya və ya inversiya qatları yaranır.

Konvektiv hərəkətlərin zəifliyi və havanın tədricən aşağıdan soyuması dayanıqlı hava kütlələrinin su buxarları ilə doymasına və kondensasiya səviyyəsinin aşağı düşməsinə səbəb olar. Su buxarı çox olduqda bu proses inversiyaaltı çənlərin, dumanların, alçaq laylı və laylı-topa buludların yaranmasına səbəb olur. Bu buludlardan çiskin, temperatur mənfi olduqda isə xırda qar dənəcikləri yağa bilər.

Dayanıqsız hava kütlələri o hava kütlələrinə deyilir ki, onun hüdudlarında havanın şaquli hərəkətləri, əsasən də termik konveksiya üçün əlverişli şərait olsun. Belə hava kütlələrinə, adətən, soyuq hava kütlələri aid edilir. İsti səthin üzəri ilə hərəkət edən soyuq havanın aşağı hissəsi qızır və şaquli temperatur qradienti artır, nəticədə, atmosferdə intensiv konvektiv hərəkətlər yaranır. Bu da öz növbəsində, topa buludların yaranmasına səbəb olur. Rütubət tutumu çox olduqda və konveksiya troposferin çox hissəsini əhatə etdikdə Cu cong və Cb buludları inkişaf edir. Bu buludlardan yayda leysan yağışlar, dolu, qışda isə güclü qar yağır. İlin isti dövrlərində kütlədaxili ildırımlar da tez-tez təkrarlanır.

Konveksiya özünün maksimal inkişafına günortadan sonrakı saatlarda çatır, çünki yer səthi bu vaxtlarda daha çox qızır və şaquli temperatur qradienti aşağı qatlarda çoxalır. Buna görə də konvektiv buludların miqdarı və leysanların təkrarlanması çox zaman günün ikinci yarısında baş verir. Axşamlar istilik azalır, dayanıqsızlıq zəifləyir, ildırım və yağıntılar isə tədricən kəsilir və buludlar dağılırlar. Gecə və səhər saatlarında aydın səma olur, ancaq bəzən səhərlər radiasiya dumanları əmələ gəlir ki, bunlar da günəş çıxandan sonra tədricən dağılırlar. Dayanıqsız hava kütlələrinin su hövzələri üzərinə yayılması zamanı başqa bir mənzərə alınır. Su hövzələri böyük istilik tutumu qabiliyyətinə

malik olduğuna görə sutka ərzində dəniz və göllərin səthinin temperaturu az dəyişir.

Yarandığı coğrafi rayonlara uyğun olaraq hava kütlələri coğrafi cəhətdən də təsnifatlaşdırılmışdır. Bu təsnifata uyğun olaraq, hava kütlələri **arktik, mülayim, tropik və ekvatorial hava kütlələrinə** ayrılırlar. Hansı səthin üzərində yaranmasından (quru və ya su) asılı olaraq bu hava kütlələri özləri iki yerə ayrılır: **1) kontinental; 2) dəniz.**

Hava kütlələrini işarə etmək üçün aşağıdakı qısaldılmış adlardan istifadə edilir: AKH – arktik kontinental hava; ADH – arktik dəniz havası; MDH – mülayim dəniz havası; MKH – mülayim kontinental hava; TDH – tropik dəniz havası; TKH – tropik kontinental hava; EH – ekvatorial hava.

**Arktik kontinental hava kütlələri** – Arktika buzlaqları üzərində yaranır. Yarandığı yerlərdə dayanıqlı, az rütubət ehtiyatına və yaxşı görünüşə malikdir. Qışda bu hava kütlələri dayanıqlı, az buludlu və çox alçaq temperaturlu hava şəraitinə malik olurlar. Yayda isə kontinentlərə daxil olaraq dayanıqsız hala gəlirlər, ancaq burada havanın çox quru olması hava şəraitinin buludsuz və dayanıqlı olmasına səbəb olur. Qitələr üzərində havanın çox qızması onların transformasiyası ilə nəticələnərək mülayim kontinental havaya çevrilməsinə səbəb olur.

**Arktik dəniz hava kütlələri** – Qrenlandiya və Şpitsbergen adaları üzərində yaranır. Yarandığı rayonlarda dayanıqlı, quru və yaxşı görünüşə malikdir. Bu hava kütlələri donmayan Norveç dənizi üzərindən keçərkən onların aşağı qatları rütübətlənir və isinir. Kontinentə daxil olarkən onlar artıq dayanıqsız hala keçirlər. Bu zaman konvektiv buludlar yaranmaqla, leysan yağıntılar və bəzən də şimşəklər müşahidə olunur.

**Mülayim enliklərin dəniz havası** – bu hava kütlələri mülayim enliklərin su hövzələri üzərində yaranır. Yarandığı yerdə çox rütübətli və dayanıqsız olur. Onlar isti dövrlərdə kontinentlərə daxil olaraq qızırlar və bu zaman dayanıqsızlıq halları da çoxalır. Nəticədə, Cu cong və Cb buludları yaranır, leysan yağıntılar yağır və bəzən şimşək çaxır.

İlin soyuq dövrlərində belə hava kütlələri öz dayanıqsızlığını ancaq sahil zonalarında saxlayırlar. Kontinentlərə daxil olarkən onlar yerə yaxın təbəqələrdə soyumaqla, dayanıqlı vəziyyətə gəlirlər. Bu zaman quru ərazilərdə havanın temperaturu yüksəlir və nəticədə, St və Sc buludları, advektiv dumanlar yaranır.

**Mülayim en dairələrinin kontinental hava kütlələri** – Avropa və Asiyanın mülayim en dairələrində yaranır. Yayda dayanıqsız olduqlarından onlarda Cu cong və Cb buludları inkişaf edir, leysan və şimşək müşahidə olunur.

**Tropik enliklərin dəniz hava kütlələri** – Mərkəzi Atlantikanın şərq hissələrində (Azor maksimumu), Aralıq dənizi üzərində yaranırlar. Yarandığı yerdə çox rütübətli və dayanıqsız olurlar. Qışda kontinentlərə yayıldıqdan sonra onlar dayanıqlı hala keçirlər. Bu hava kütlələrində, əsasən, advektiv dumanlar və laylı buludlar yaranır.

**Tropik kontinental hava kütlələri** – Ərəbistan yarımadası və Mərkəzi Asiya rayonlarında yaranır. Qışda və ilin keçid dövrlərində bu hava kütlələri dayanıqlı, yayda isə dayanıqsız olur. Bu cür hava kütlələri ərazilərə daxil olduqda havanın temperaturu xeyli yüksəlir (+30<sup>0</sup>- +40<sup>0</sup>C). Nəticədə, bu hava kütlələrində azbuludlu hava şəraiti üstünlük təşkil edir.

**Ekvatorial hava** – Ekvatorial en dairələrində tropik hava kütlələri tərkibində yaranır və nəticədə, çox rütübətli və dayanıqsız olurlar. Bu tip hava kütlələri bütün il boyu intensiv yağıntılarla (əsasən, leysan xarakterli) xarakterizə olunurlar.

## **Hava kütlələrinin transformasiyası və onun qiymətləndirilməsi**

Yuxarıda qeyd edildiyi kimi, hava kütlələrinin transformasiyası dedikdə, hava kütləsinin səth örtüyünün təsiri altında öz əsas xüsusiyyətlərini dəyişməsi başa düşülür. Bura havanın temperaturu, rütubəti, dayanıqlılığı, kondensasiya şəraiti (buludluq, yağıntılar, dumanlar) və s. aiddir.

Meteoroloji elementlərin sutkalıq gedişi hava kütlələrinin transformasiyasının göstəricisi deyil, belə ki, o, neytral kütlədə də əhəmiyyətli ola bilər, amma onu transformasiyanın xüsusi növü kimi də qiymətləndirmək olar. Hava kütlələrinin transformasiyasının empirik öyrənilmə üsulları, əsasən, aşağıdakılardır.

**Trayektoriya metodu.** Barik topoqrafiya xəritələrinin köməyiylə hissəciklərin hər bir səviyyədə trayektoriyası təyin edilir. Radiozond məlumatlarına əsasən yerdəyişmə prosesində hava hissəciklərinin xüsusiyyətlərinin dəyişməsi, eynilə, hava kütləsinin transformasiyasının istiqaməti təyin edilir.

**Sərbəst aerostatların tarazlığı metodu.** Sərbəst aerostatlarda uçuş zamanı ballast (artıq yük) yükünün tullanması və ya örtükdən müəyyən qədər qazın buraxılması ilə imkan daxilində daimi uçuş səviyyəsi saxlanılır.

Güman edilir ki, aerostatın üfüqi yerdəyişmə sürəti uçuş səviyyəsində hava axınının sürəti ilə üst-üstə düşür; eynilə aerostatda müşahidə fiksə edilmiş hava hissəciyinin xüsusiyyətlərinin dəyişməsini xarakterizə edir.

**Çoxsaylı zondlama metodu.** Hər səviyyədə meteoroloji kəmiyyətlərin lokal dəyişmələrini daha dəqiq müəyyən etmək məqsədilə seçilmiş məntəqələrdə çoxsaylı zondlamalar aparılır. Əgər sinoptik şəraitdən hava hissəciklərinin üfüqi köçürülməsi baş vermədiyi məlum olursa, ardıcıl zondlama məlumatlarını müqayisə etməklə transformasiya sürətini müəyyən etmək olar.

Mövcud advektiv hərəkətlərdə meteoroloji kəmiyyətlərin lokal dəyişmələrinə təsirini aşağıdakı bərabərlik vasitəsilə müəyyən etmək mümkündür:

$$\left( \frac{\partial \mathbf{T}}{\partial \mathbf{t}} \right)_{\text{transf}} = \frac{\partial \mathbf{T}}{\partial \mathbf{t}} - \left( \frac{\partial \mathbf{T}}{\partial \mathbf{t}} \right)_{\text{adv}},$$

burada ,

$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{trans}$  – temperaturun transformasiya nəticəsində dəyişməsi,

$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)$  - temperaturun lokal dəyişməsi,

$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{adv}$  – temperaturun advektiv dəyişməsi.

Qeyd olunmuş üsullardan transformasiyanın qiymətləndirilməsi baxımından nəzəri məsələlərin həllində istifadə etmək olar.

Müəyyən olunmuşdur ki, hava kütləsi yeni coğrafi rayon üzərinə hərəkət edərkən transformasiya ilk günlərdə daha sürətli olur. Transformasiya müddəti orta hesabla təxminən 5-7 gün təşkil edir.

Hava kütlələrinin transformasiyasının məntiqi hesablamaları istilik, su buxarı axınının və şüa enerjisinin köçürülməsinin bərabərliklərinin tətbiqinə əsaslanır.

İstilik axınının bərabərliyinə müvafiq olaraq aşağıdakı formuldan

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \left( u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{RT}{pg} (\gamma_a - \gamma) w + \frac{\epsilon}{c_p \rho}$$

istifadə etməklə havanın temperaturunun lokal dəyişməsini qiymətləndirmək olar.

Burada sağ tərəfdən birinci toplanan adveksiyanın təsiri ilə temperaturun lokal dəyişmələrini xarakterizə edir. Temperaturun advektiv dəyişmələri həmişə transformasiyanı tam xarakterizə edə bilmir. İkinci toplanan şaquli hərəkətlərin təsiri ilə temperaturun lokal dəyişmələrini ifadə edir:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_w = (\gamma_a - \gamma) w$$



Üçüncü toplanan atmosferdə istiliyin turbulent köçürülməsini, suyun faza dəyişmələri və radiasiya istilik tutumunun temperaturunun lokal dəyişmələrini və onun hava kütlələrinin transformasiyasına təsirini qiymətləndirməyə imkan verir.

İstilik axınının hər bir toplananının hesablanması çox çətinidir.

Yuxarıdakı tənliklərə əsasən su buxarı axını uyğun olaraq aşağıdakı kimi təyin oluna bilər:

$$\frac{\partial \mathbf{q}}{\partial \mathbf{t}} = - \left( \mathbf{u} \frac{\partial \mathbf{q}}{\partial \mathbf{x}} + \mathbf{v} \frac{\partial \mathbf{q}}{\partial \mathbf{y}} \right) + \frac{\mathbf{RT}}{\mathbf{pg}} \frac{\partial \mathbf{q}}{\partial \mathbf{z}} \tilde{\mathbf{w}} + \frac{\partial}{\partial \mathbf{z}} \left( \mathbf{k} \frac{\partial \mathbf{q}}{\partial \mathbf{z}} \right) - \frac{\partial \mathbf{m}}{\partial \mathbf{t}},$$

burada,

$q$  – xüsusi rütubətlik,

$m$  – kondensasiya və ya buxarlanmada iştirak edən və vahid kütləyə düşən suyun miqdarıdır.

Yuxarıdakı tənlikdə birinci toplanan rütubətliyin advektiv, ikinci şaquli hərəkətlərlə bağlı olan, üçüncü şaquli müstəvidə turbulent mübadilənin təsiri ilə baş verən dəyişmələri, dördüncü toplanan isə kondensasiya və ya buxarlanma ilə şərtlənən dəyişmələri ifadə edir.

Transformasiya prosesi zamanı rütubətliyin dəyişməsi ilə bərabər, hava kütləsinin dayanıqlığının da dəyişməsi baş verir. Hava kütləsinin dayanıqlığının dəyişməsinə səbəb olan əsas amillər isə aşağıdakılardır.

1. Hava kütləsinin yerüstü səthdən soyuması onun dayanıqlığının, qızması isə dayanıqsızlığının artmasına səbəb olur.

2. Hava kütləsinin rütubətlənməsi kondensasiya səviyyəsinin aşağı düşməsi ilə əlaqədar olaraq onun dayanıqsızlığını artırır.

3. Müxtəlif hündürlüklərdə temperaturun qeyri-bərabər adveksiyası zamanı dayanıqlığın artmasına səbəb olur. Yuxarı qalxdıqca istilik adveksiyasının azalması və ya soyuq adveksiya zamanı hava kütləsinin dayanıqsızlığının artması baş verir.

4.  $\gamma < \gamma_a$  olduqda havanın qalxan hərəkəti hündürlüklərdə temperaturun düşməsinə səbəb olmaqla, hava kütləsinin dayanıqsızlığını artırır. Enən hərəkətlərdə  $\gamma < \gamma_a$  olduqda, bəzən,

temperaturun inversiya qatının yaranması hava kütləsinin dayanıqlığının artması ilə əlaqədardır.

5. Hava kütləsinin yuxarı hissəsinin, həmçinin buludların yuxarı sərhəddinin radiasiya soyuması hava kütləsinin dayanıqsızlığının artmasına şərait yaradır.

## **Azərbaycan ərazisinə daxil olan hava kütlələri və onlarda hava şəraitləri**

Azərbaycan iqliminin formalaşmasında əraziyə daxil olan hava kütlələrinin çox böyük təsiri vardır.

Ə.A. Mədətzadənin tədqiqatlarına əsasən Azərbaycan Respublikası ərazisində hava proseslərinin yaranmasında və formalaşmasında aşağıdakı hava kütlələrinin çox mühüm rolu vardır:

- 1) Kontinental arktik hava kütlələrinin daxil olması;
- 2) Dəniz arktik hava kütlələrinin daxil olması;
- 3) Azor maksimumunun daxil olması;
- 4) Tropik kontinental hava kütlələrinin daxil olması;
- 5) Cənub siklonlarının daxil olması;
- 6) Mülayim en dairələrinin kontinental hava kütlələrinin daxil olması;
- 7) Orta Asiya antisiklonlarının daxil olması;
- 8) Yerli hava proseslərinin təsiri;

**Kontinental arktik hava kütlələri** əsasən ilin soyuq yarısında şimal-qərbi Sibir, Kara, Barents dənizi rayonlarından Xəzər dənizi və Azərbaycan ərazisinə daxil olur. Bu hava kütlələri ciddi transformasiyaya uğradıqlarından onlar əksər hallarda mülayim qurşağın soyuq hava kütləsi kimi Azərbaycana daxil olur və ərazidə hava şəraitinin pisləşməsinə səbəb olurlar.

Sinoptik şərait Avropanın şimal-şərq hissəsi, şimal-qərbi Sibir, və Barents dənizləri üzərində antisiklon formalaşması ilə səciyyələnir. Əmələ gəlmiş yüksək təzyiq sahəsi cənub-qərbə, keçmiş SSRİ-nin Avropa hissəsinin cənubuna və oradan şimali

Qafqaz və Xəzər dənizi üzərindən keçərək cənub-şərqə doğru irəliləyir. Bu proses ərəfəsində Aralıq dənizi, Qərbi Asiya üzərində siklon fəaliyyəti inkişaf etməyə başlayır və beləliklə, Azərbaycan ərazisinə, Xəzər dənizinə kontinental arktik hava kütlələrinin daxil olmasına əlverişli şərait yaranır.

**Kontinental arktik hava kütlələri** Abşerona daxil olarkən hava şəraiti kəskin dəyişir. Havanın temperaturu bütün yüksəkliklərdə normadan aşağı düşür. Aşağı təbəqələrdə faktiki temperaturla norma arasındakı fərq  $4-6^{\circ}\text{C}$ , yuxarı təbəqələrdə isə  $2-3^{\circ}\text{C}$  arasında dəyişir.

**Dəniz arktik hava kütlələri** Xəzər dənizi və Qafqazda bütün il boyu müşahidə edilir. İlin isti aylarında bu növ hava kütlələri Azərbaycan ərazisinə öz xüsusiyyətlərini dəyişərək (transformasiyaya uğramaqla) daxil olurlar. Dəniz arktik hava kütlələrinin hərəkətini müəyyən edən, yüksək barik sahə hava kütlələri Mərkəzi Avropanı keçərək Qara dəniz, Kiçik Asiya və Aralıq dənizinin şərq hissəsinə yayılır. Bu zaman Qərbi Avropa üzərində təzyiq yalı yerləşir və Şimal dənizinə doğru yönəlir. Beləliklə, soyuq hava kütlələrinin cənuba doğru hərəkətinə əlverişli şərait yaranır. Ümumiyyətlə, istər kontinental, istərsə də dəniz arktik hava kütlələrinin Azərbaycana müdaxiləsi zamanı havanın temperaturunun kəskin aşağı düşməsi müşahidə edilir. Bu zaman qışda Xəzər sahili ərazilərdə temperatur  $0-2^{\circ}\text{C}$ -dək, mərkəzi hissədə  $5-8^{\circ}\text{C}$ , qərb hissəsində isə mənfi  $18^{\circ}\text{C}$ -dək aşağı düşür, buludluluq artır, tam buludluluq isə 2-3 sutka davam edir, tez-tez yağıntı düşür. Prosesin güclü müdaxiləsi zamanı buludlu hava 5-6 gün davam etməklə, ilin soyuq dövründə güclü qar yağmasına da səbəb olur.

**Azor maksimumunun** Azərbaycan ərazisində hava proseslərinin dəyişməsində rolu xüsusilə böyükdür. İlin isti aylarında Azor maksimumunun təsiri özünü daha çox biruzə verir. Fəsillərdən asılı olaraq Azor adaları rayonunda əsas konvergensiya və divergensiya sahələri dəyişir, 5,5 km hündürlükdə isti hava adveksiyası və axınların konvergensiyası üstünlük təşkil edir. Qışda onlar şimala, yayda isə cənuba doğru hərəkət edərək, qışda Azor

maksimumunun hava kütlələri Qafqaza, o cümlədən, Xəzər dənizinə çatan zaman təsiri artıq azalır.

Hava şəraiti Azor maksimumunun təsiri zamanı çox dəyişkən olur. Bu zaman Abşeronda şimal - şərq küləklərinin sürəti 10-15 m/san, cənubda dərin siklon fəaliyyəti mövcud olan hallarda isə küləyin sürəti 15-20 m/san, bəzən 25-28 m/san-dək yüksəlir. İlin isti dövrlərində havanın temperaturu nəzərə çarpacaq dərəcədə aşağı düşür. İlin soyuq aylarında isə Azor mənşəli hava kütlələrinin Azərbaycana müdaxiləsi nəticəsində hava, əsasən, tam buludlu keçir və yağıntıların miqdarı artır. Yayda isə demək olar ki, hava buludsuz olur.

**Tropik hava kütlələri** keçmiş SSRİ-nin Avropa hissəsinin cənub rayonlarında siklon fəaliyyətinin güclənməsi və İran, İraq, Kiçik Asiya üzərində yüksək təzyiqli sahəsi bərqərar olduqda, yaxud Qara dəniz üzərində formalaşan siklonun Şimali Qafqaza çıxdığı vaxtlarda Xəzər dənizi rayonuna daxil olurlar. Bu hava kütlələri ilin soyuq dövründə temperaturun yüksəlməsinə, yayda isə isti və quru hava şəraitinin yaranmasına səbəb olurlar. Xəzər dənizi üzərindən (xüsusən orta Xəzər hövzəsindən) siklon çökəkliyi keçən zaman Abşeronda havanın temperaturu çox qısa bir müddət ərzində 8-12<sup>0</sup>C arta bilir və belə hallar ən çox ilin soyuq aylarında müşahidə edilir.

Havada buludluluq şimal küləkləri müşahidə edilən zaman artır, cənub küləklərində isə əksər hallarda azalır. Yağıntılar əsasən soyuq cəbhələrin keçməsi ilə əlaqədardır. Cənub istiqamətli küləklər zamanı əksər hallarda yağıntı müşahidə edilmir. İlin soyuq aylarında isə yağıntının düşməsi şimal istiqamətli küləklərlə daha çox bağlıdır.

**Cənub siklonlarının** gəlməsi, cənub rayonları üzərində siklonların güclənməsi və aktiv fəaliyyəti soyuq havanın adveksiyasına səbəb olur. Bu zaman siklonun çökəkliyi cənubi Avropa üzərinə yönəlir və oradan da Aralıq dənizinin şərqinə və Qara dənizə istiqamətlənir. Cənub siklonları Azərbaycana, o cümlədən, Abşerona daxil olarkən Şimali Qafqazdan keçib gələn soyuq hava kütlələrinin müdaxiləsi güclənir. Sinoptik şəraitə

gəlinəcə, Aralıq dənizi üzərində siklon fəaliyyəti gücləndiyi zaman Rusiyanın Avropa hissəsinin cənub rayonları üzərində yüksək təzyiqli sahələri də inkişaf edir.

İlin isti aylarında cənub siklonlarının Azərbaycan ərazisinə daxil olması ilə leysan xarakterli yağıntılar müşahidə olunur. Abşeron yarımadasında bu növ hava şəraitində güclü şimal küləkləri müşahidə edilir (19-21 m/san-dək).

Azərbaycan ərazisindən ilin soyuq dövründə cənub siklonları keçən zaman hava şəraiti, əsasən, buludlu və yağıntılı olur.

**Mülayim en dairələrinin kontinental** havasının Azərbaycan ərazisinə müdaxiləsi iki əsas istiqamətdə baş verir:

- 1) hava kütlələrinin Azərbaycana Qərbi Sibir və Qazaxıstandan keçib gəlməsi;
- 2) hava kütlələrinin Azərbaycana Rusiyanın Avropa hissəsinin cənub və mərkəzi hissəsindən gəlməsi.

Bu tip hava kütlələrinin müdaxiləsi zamanı Azərbaycanda havanın temperaturu aşağı düşür, yağıntıların miqdarı isə artır. İlin isti dövründə hava şəraiti nisbətən az dəyişir, yağıntıların intensivliyi, davamiyyəti cəbhələrin keçməsi ilə daha çox əlaqədardır.

**Orta Asiya antisiklonlarının** Azərbaycan ərazisinə müdaxiləsi orada formalaşan atisiklonlarla əlaqədardır. Bu zaman Aralıq dənizinin şərq rayonlarında və Qara dəniz üzərində siklon fəaliyyəti daha da güclənir. Həmin siklon şimal-şərqə hərəkət etdikdə o, Orta Asiya antisiklonu ilə qarşılıqlı təsirdə olur və bununla, Orta Asiya hava kütlələrinin Azərbaycana yayılmasına şərait yaranır. Orta Asiya hava tipi çox davamiyyətli, quru, əsasən isti havadır.

Cənubi və Orta Xəzərdə bu tip hava kütlələrinin müdaxilələri zamanı, əsasən, cənub-şərq və cənub küləkləri üstünlük təşkil edir. Küləyin gücü bəzən 16-19 m/san-dək yüksəlir. İlin isti aylarında havanın temperaturu bir qədər də artır, soyuq aylarda isə əksinə, azalır. Bəzi hallarda temperatur qış aylarında da qismən olsa da yüksəlir. Orta Asiya maksimumunun təsiri ilə yağıntılar ancaq, əsasən, qış aylarında müşahidə edilir. Yuxarıda qeyd edilən hava proseslərindən başqa Azərbaycan iqliminin, hava proseslərinin

formalaşmasında **yerli hava dövrünün** da təsiri çox böyükdür. Bu növ proseslər Xəzər dənizi və Qafqaz üzərində zəif barik sahə mövcud olduğu zaman müşahidə edilir. Yerli hava dövrünü yaradan əsas amil ərazinin müxtəlif oroqrafiyaya malik olmasıdır.

Yerli hava dövrünü ilə bağlı proseslər zamanı küləyin istiqaməti dəyişkən, gücü isə zəif və mülayim olur. Yerli hava dövrünü prosesləri Azərbaycan ərazisinə daxil olan digər hava kütlələrini transformasiyaya uğradır və fiziki-coğrafi amillərin təsirinə müvafiq olaraq barik sahələrin formalaşmasında çox mühüm rol oynayır.

## Oroqrafiyanın hava kütlələrinə təsiri

Dağların təsiri ilə hava kütlələri yerdəyişmə istiqamətini dəyişir və bəzən, onları aşib keçirlər. Bu zaman üfüqi və şaquli istiqamətdə hava axını deformasiyaya uğrayır, nəticədə hava kütləsi öz xüsusiyyətlərini dəyişmiş olur. Havanın şaquli hərəkətləri hava şəraitinə daha böyük təsir göstərir.

Dağların təsiri ilə formalaşan əlavə şaquli sürət toplananını aşağıdakı düsturla təyin etmək olar:

$$\omega_h = u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y}, \quad (4.1)$$

burada,

$h$  – dağın hündürlüyüdür.

Dağın küləkdöyən yamacında  $\omega_h > 0$ , əks yamacda isə  $\omega_h < 0$  olur. Buna görə də dağların küləkdöyən tərəfində buludluğun inkişafı və yağıntının (oroqrafik yağıntılar) düşməsi üçün əlverişli şərait yaranır, dağın əks tərəfində isə buludluq dağılır.

Hündürlükdən asılı olaraq  $\omega_h$  dəyişir: dağın ətəyində  $\omega_h = 0$  olmaqla, artır və  $h_m$  səviyyəsində maksimum qiymət alaraq

azalmağa başlayır, dağın zirvəsində yenidən sifıra bərabər olur (belə ki, dağın külək döyməyən yamacına keçdikdə  $\omega_h$  işarəsini dəyişir). Nəticədə,  $h_m < h$  səviyyəsində  $|\omega_h|$  kəmiyyəti maksimal qiymətə malik olur.

Dağlıq ərazilərdə, həmçinin hündürlükdən asılı olaraq sürətin  $u$  və  $v$  toplananları və ya  $V$  sürətinin dağa çəkilmiş normalının dəyişmələri müşahidə olunur.

Hava kütlələri düzənlikdən  $z = \text{const}$  səviyyəsi boyunca dağın yamacına doğru hərəkət etdikdə yamac yaxınlığında  $V$  kəmiyyətinin qiyməti düzənliyə nisbətən azalacaq. Dağın zirvəsi üzərində cərəyan xətlərinin yaxınlaşması baş verir və küləyin sürəti yamacdakı sürətlə müqayisədə çox böyük qiymətlər ala bilər. Bu, həmçinin aşırımlara, dərələrə də aid edilir və bu ərazilərdə küləyin müəyyən istiqamətlərində sürət qasırga həddinə çata bilər. Dağlıq ərazidə  $\omega_h$  komponentinin yaranması geostrofik asılılığın dəyişməsinə səbəb olur və aşağıdakı şəkli almış olur:

$$u = -\frac{P}{P_h} \frac{1}{l} \frac{\partial H}{\partial y}, \quad v = \frac{P}{P_h} \frac{1}{l} \frac{\partial H}{\partial x}, \quad (4.2)$$

burada,  $P_h$  – dağın zirvəsində təzyiq;  $P$  - dağın ətəyində təzyiq ( $P \approx 1000$  hPa).

Şəkil 69-da  $\omega$  və  $\omega'$  ( $\omega'$  - hava axınının dağlarla qarşılaşdıqda sürətin üfüqi toplananının sapmasıdır) sürət toplananlarının oroqrafiyadan asılı olaraq dəyişmə sxemi təsvir olunmuşdur. Bu halda aşağıdakı əlaqə düsturundan istifadə edilir:

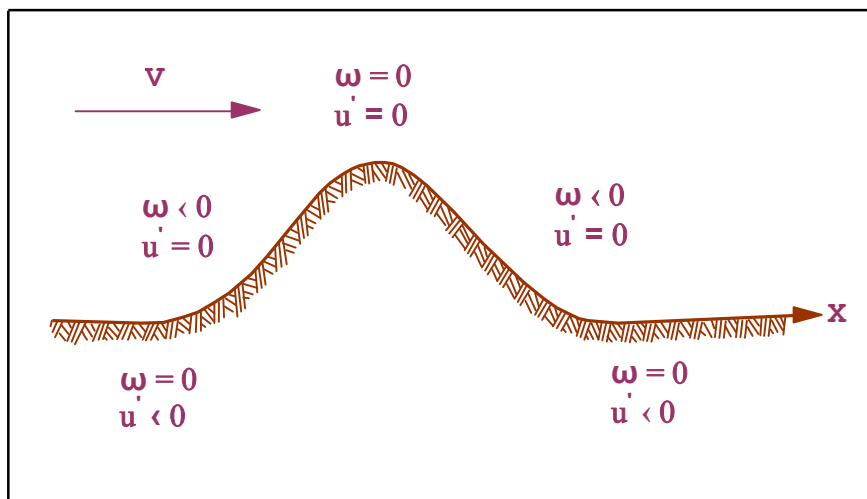
$$\omega = \omega_h = k \frac{\partial h}{\partial v}, \quad \omega' = -k' \frac{\partial^2 h}{\partial x^2}, \quad (4.3)$$

burada,

$k$  və  $k'$  əmsalları  $V$  axınının orta sürətindən, atmosferin hal vəziyyətindən (yəni  $\gamma$  kəmiyyətindən) və baxılan nöqtənin yer səthinə nisbətən hündürlüyündən asılıdır.

Dağların hava axınlarına təsiri üfüqi istiqamətdə dağdan yüz, şaquli istiqamətdə isə bir neçə kilometr hündürlükdə müşahidə olunur.

Düzənlik ərazilərlə müqayisədə dağlıq ərazilərdə  $u$ ,  $v$  və  $\omega$  toplananlarının dəyişməsi daha tez-tez baş verir və təyyarələrin yırğalanmasına səbəb olan dalğavari hərəkətlər də müşahidə olunur. Dalğavari hərəkətlər 10-15 km hündürlüyə qədər yayılmaqla, dağın külək döyməyən hissəsində sönürlər.



**Şək. 71. Dağ yamaqları boyunca oroqrafiyanın hava axınlarına təsiri**

Əgər (4.1) düsturu ilə təyin olunan  $\omega_h$  toplananı bütün səviyyələrdə işarəsini saxlayırsa, dalğavari hərəkətlərlə əlaqədar olan kiçik miqyaslı şaquli hərəkətlər hündürlüklərdə fərqli işarələr ala bilər, yəni hündürlükdən asılı olaraq tərəddüdlərin fəza sürüşməsi baş verir. Dağların hava axınlarına təsirinin ilk nəzəri həlli A.A. Dorodnitsin tərəfindən tərtib olunmuşdur.



Dalğavari hərəkət sahəsində hava axınının sürət tərəddüdləri 10 m/s-dən artıq olmur.

Dağların küləkdöyməyən hissələrində dalğavari hərəkətlərdən başqa, şaquli oxa malik burulğanlar baş verir. Bu burulğanların diametri bir neçə yüz metrə və çox böyük intensivliyə malik olmaqla bərabər, bəzən hava axını istiqamətində yerini dəyişə bilirlər. Belə burulğanlar hava gəmiləri üçün təhlükəli hesab edilirlər.

**Dağ-dərə küləkləri** azbuludlu hava şəraitində kiçik təzyiqliqradientində aydın müşahidə olunurlar. Günəşin çıxmasından sonra yamaclar dərəyə nisbətən tez qızır, yamac və dərə boyunca havanın yuxarıya istiqamətlənmiş hərəkəti (dərə küləkləri) baş verir. Saat 12-14 radələrində dərə küləkləri maksimal (4-7 m/san), günün ikinci yarısında isə minimal qiymət alır.

Günəşin batmasından sonra isə dərə boyu aşağı əsən küləklər (dağ küləkləri) formalaşır. Hava sirkulyasiyasının bu cür dəyişməsi yamacların gecə soyuması ilə əlaqədardır. Yayda dağ küləkləri dərə küləkləri ilə müqayisədə zəif olurlar (yerüstü səthdə 1-3 m/san), lakin 50-200 m hündürlükdə onların sürəti 6-8 m/san-dək güclənir. Dərələrdə maksimal temperaturun böyük qiymətlərində temperatur tərəddüdləri, topa formalı buludların inkişafı, adətən, dərə küləkləri ilə əlaqədardır. Dağ-dərə küləklərində sirkulyasiyanın pozulmasını atmosfer cəbhəsi və ya barik obyektlərin yaxınlaşması ilə izah etmək olar.

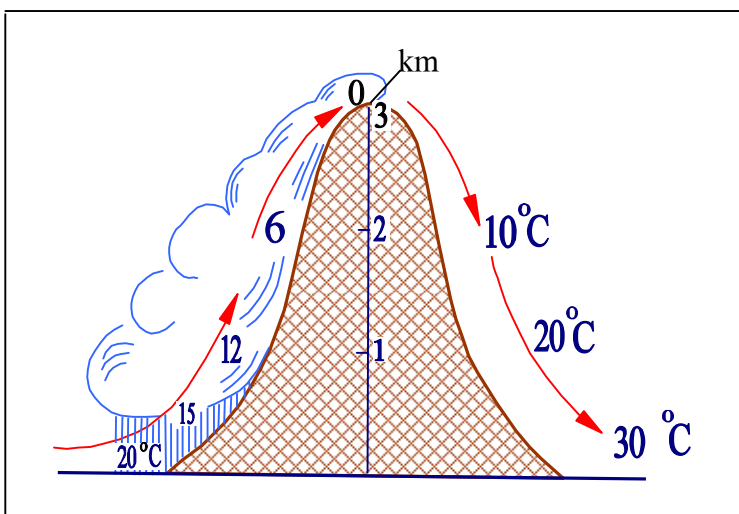
**Fyon küləkləri** – isti və quru küləklər olub, dağdan dərəyə doğru əsən küləklərdir. Belə küləklər, əsasən, hava kütlələrinin dağları aşması ilə əlaqədar olaraq, dağın küləkdöyməyən tərəfində (şək. 72) müşahidə olunurlar, lakin, bəzən dağın hər iki tərəfində müşahidə oluna bilər. Birinci halda dağın küləkdöyən yamacında buludluğun əmələ gəlməsi və oroqrafik yağıntıların düşməsi zamanı ayrılan gizli istilik böyük rol oynayır.

Yamac boyu qalxan hava kondensasiya səviyyəsinə çatdıqda rütubətli adiabatik qanunla soyuyur, küləkdöyməyən yamac boyunca aşağı enən hava kütlələri isə quru adiabatik qanun üzrə qızır. İkinci halda, məsələn, antisiklonun mərkəzi dağ üzərində

yerləşdikdə dağın hər iki yamacı boyunca enən hava kütləsinin dayanıqlığı böyük rol oynayır. Bu cür kütlədə aşağıdakı düstura müvafiq olaraq

$$\frac{\partial \Theta}{\partial z} = \frac{\Theta}{T} (\gamma_a - \gamma), \quad (4.4)$$

hündürlüyə qalxdıqca potensial temperatur artacaq və havanın enən hərəkəti zamanı isə dağın ətəyinə nisbətən daha isti hava daxil olacaq.



**Şək. 72. Fyonun yaranma sxemi**

Belə fyon effekti istənilən antisiklonda və ( $\gamma < \gamma_a$ ) olduqda,  $\omega < 0$  şərti ödəndikdə müşahidə olunur.

Fyon zamanı bir neçə saat ərzində havanın temperaturu 10-15°C artır və havanın nisbi rütubəti isə kəskin aşağı düşür.

**Axım küləkləri** - ağırlıq qüvvəsinin təsiri ilə az meyilli ərazi üzərində havanın hərəkətinə deyilir. Axım küləklərinin yaranmasına səbəb olan **gravitasiya effekti** digər yerli küləklərdə, məsələn, borada da özünü biruzə verir.

**Bora** – sahildən dənizə doğru istiqamətlənmiş güclü soyuq küləklərdir. Bora zamanı sahilə yaxın ərazilərdə güclü dalğalanma və temperaturunun 0°C-dən aşağı olduğu hallarda isə sahil boyu suyun donması müşahidə olunur.

Sahilə yaxın dağlıq ərazilərdən dənizə doğru axan soyuq hava kütləsinin sürətini aşağıdakı düsturla təyin etmək olar:

$$V = \sqrt{2gh \frac{T_2 - T_1}{T_2}}, \quad (4.5)$$

burada,

$h$  – soyuq hava kütləsinin endiyi hündürlük (dəniz səviyyəsindən);  $T_1$  və  $T_2$  – başlanğıc səviyyədə soyuq və isti hava kütlələrinin mütləq temperaturlarıdır. Əgər məsələn,  $h = 1000$  m,  $T_1 = 265$  K,  $T_2 = 275$  K olarsa,  $V \approx 27$  m/san olacaqdır.

Lakin bora küləklərinin yaranmasına yalnız qravitasiya effekti səbəb olmur, sahilboyu qalxmanın müəyyən quruluşa malik olduğu halda və əlverişli sinoptik şəraitdə də yarana bilər. Soyuq hava kütləsinin nisbətən dayanıqsızlığı da boranın yaranmasına səbəb ola bilər. Əgər  $\gamma \ll \gamma_a$  olarsa, havanın enən hərəkətləri onun temperaturunun sürətli qalxması ilə müşayiət olunacaq, bu isə bora əvəzinə fyon küləklərinin yaranmasına gətirib çıxaracaq.

Kondensasiya və külək rejiminə təsirdən əlavə, dağlar hava kütlələrinin temperaturuna da əhəmiyyətli təsir göstərir.

## **Atmosfer cəbhələri və onların təsnifatı**

Sinoptik xəritələri təhlil edərkən biz görürük ki, ensiz bir zonada, müxtəlif hava kütlələrinin sərhəddində hava şəraitinin kəskin dəyişməsi müşahidə olunur. Belə keçid zonalarda küləyin istiqaməti və sürəti, havanın temperaturu, rütubətlik və digər meteoroloji elementlər də kəskin dəyişir, intensiv yağıntılar müşahidə olunur. Buna görə də iki hava kütləsini ayıran zonaların təyin edilməsi və onun yerdəyişməsinin öyrənilməsi praktiki

nöqteyi-nəzərdən böyük əhəmiyyət kəsb edir. Bu cür keçid və ayırıcı zonalara atmosfer cəbhələri deyilir. Cəbhə zonalarının eni üfui istiqamətdə bir neçə on kilometr təşkil edir. Ona görə də sinoptik xəritələrdə cəbhə və yer səthinin kəsişməsi xətt şəklində göstərilir və bu xəttə cəbhə xətti, yaxud atmosfer cəbhələri də deyilir.

Cəbhə zonası şaquli istiqamətdə az qalınlığa malik olduğuna görə onu yer səthi ilə eyni götürmək olar. Bu səthə **cəbhə səthi** deyilir. Cəbhə səthi həmişə soyuq havaya doğru əyilmiş olur. Cəbhə səthinin mailliyi çox kiçik olub, tangens bucağına bərabərdir ( $\text{tg}\alpha=0,01 - 0,03$ ). Yəni, bu o deməkdir ki, cəbhə xəttindən uzaqlaşdıqca hər 100 km-ə cəbhə səthinin hündürlüyü bir kilometr yüksəlir. Cəbhə səthi boyunca hava kütlələri nizamlı hərəkət edirlər və nəticədə, su buxarının kondensasiyası baş verir.

İki hava kütləsini ayıran cəbhənin hərəkət sürəti hava kütlələrinin cəbhəyə perpendikulyar istiqamətdə hərəkəti ilə təyin edilir. Cəbhələrin hərəkət sürəti, küləyin sürət vektorunu təşkil edən cəbhə xəttinə perpendikulyar istiqamətdə yerləşir. Küləyin vektorunu təşkil edən normalın qiymətini, yəni cəbhənin hərəkət sürətini təqribi olaraq izobarların istiqamətinə görə müəyyən etmək olar. Əgər izobarlar cəbhəni düz bucağa yaxın bucaqla kəsərsə, onda cəbhə sürətli hərəkət edir. İti bucağ altında kəsəndə isə cəbhə yavaş hərəkət edir. Əgər izobarlar cəbhələrə paralel yerləşərsə, onda cəbhələr azhərəkətli hesab edilirlər. Bu qayda cəbhənin hərəkət intensivliyini qiymətləndirməyə imkan verir.

**Termodinamik xüsusiyyətlərinə** görə atmosfer cəbhələri iki cür təsnifatlaşdırılır:

**1) isti atmosfer cəbhələri; 2) soyuq atmosfer cəbhələri.**

Əgər cəbhələr keçdikdə ərazinin temperaturunu yüksəltərsə, belə atmosfer cəbhələri isti cəbhələr adlanırlar. Əksinə, əgər isti hava soyuq havanın qarşısında irəliləyirsə, buna soyuq atmosfer cəbhəsi deyilir. Soyuq atmosfer cəbhələri isə əksinə, keçdikləri ərazinin temperaturunu aşağı salırlar.

Bundan başqa atmosfer cəbhələri əsas və ikinci dərəcəli olmaqla, iki yerə bölünürlər.

Əsas cəbhələr şaquli istiqamətdə yaxşı inkişaf etməklə, troposferin aşağı 5 km-lik qatını əhatə edirlər.

İkinci dərəcəli cəbhələr, ancaq Yerə yaxın təbəqələrdə müşahidə olunur və eyni hava kütləsinin iki müxtəlif xüsusiyyətli hissəsini bir-birindən ayırırlar. Adətən, onlar siklonların arxa hissəsində soyuq hava kütlələrində yaranırlar.

İsti və soyuq cəbhələrin birləşməsindən yeni bir cəbhə **okklyuziya cəbhələri** yaranırlar. Buna səbəb soyuq atmosfer cəbhəsinin daha böyük sürətlə hərəkət etməsidir ki, müəyyən zaman kəsiyindən sonra soyuq cəbhələr isti atmosfer cəbhələrinə çatır və nəticədə iki fərqli termodinamik xüsusiyyətlərə malik olan hava kütlələri qarışırlar. Atmosfer cəbhələri həmçinin təcrid etdikləri hava kütlələrinə və yerləşdikləri coğrafi enliklərə görə də təsnif olunurlar:

- a) arktik cəbhələr – arktik havanı mülayim havadan ayırırlar;
- b) mülayim en dairələrinin cəbhələri – mülayim havanı tropik havadan ayırırlar;
- c) tropik cəbhələr – tropik havanı ekvatorial havadan ayırırlar.

Yerüstü sinoptik xəritələrdə bir çox atmosfer cəbhələri aşkarlamaq olar. Lakin onların heç biri daimi sinoptik xarakter daşımır. Cəbhələrin ayırdığı hava kütlələri zaman keçdikcə səth örtüyünün təsiri altında transformasiyaya uğrayır və onların temperatur qradientləri azalır. Hava kütlələrinin transformasiyası cəbhələrin dağılmasına gətirib çıxarır. Bir coğrafi rayonda cəbhə dağılırsa, başqa bir rayonda əksinə, cəbhələrin yaranması və güclənməsi müşahidə edilir. Cəbhələrin yaranması və güclənməsi keçid zonalarına yeni, müxtəlif termodinamik xüsusiyyətlərə malik hava kütlələrinin daxil olması ilə əlaqədardır. Bunun üçün əlverişli şərait siklonlarda və siklon çökəkliyində mövcud olur, çünki burada hava axınlarının konvergeniyası baş verir. Sinoptik xəritələrdə hər bir atmosfer cəbhəsini digərlərindən fərqləndirmək üçün xüsusi rəngli şərti işarələrdən istifadə olunur və bu şərti işarələr şəkil 75-də verilmişdir:

İndi isə atmosfer cəbhələrinin termodinamik təsnifatının daha geniş izahını verək. İsti cəbhə zonasında hava şəraiti laylı buludlar

və onlardan yağan aramsız yağıntılar zonası ilə xarakterizə olunur. İsti cəbhənin bulud sistemi cəbhə xəttindən qabaqda və yuxarıda yerləşməklə, 800-1000 km eni olan bir ərazini əhatə edir. Bu cəbhə buludları ilə əlaqədar olan aramsız yağıntılar zonasının eni 300-400 km-ə çatır, buludlar soyuq havanın kənarı ilə yuxarı qalxan və nəticədə, adiabatik soyuyan isti havanın hesabına yaranırlar. Buludların aşağı sərhəddi cəbhə səthi ilə uyğun gəlir. Yəni cəbhə xəttindən uzaqlaşdıqca cəbhə səthi yer səthindən yuxarıda yerləşir və buludlar nisbətən daha yuxarı hündürlüklərdə yaranırlar, eyni zamanda onların qalınlığı da nisbətən az olur. Əksinə, cəbhə xəttinə yaxınlaşdıqca cəbhə səthinin hündürlüyünün azalması ilə buludların aşağı sərhədləri də aşağı düşür və müvafiq olaraq şaquli gücü isə artır.

Cəbhələrin növü	Cəbhələrin şərti işarələri
Yer səthində soyuq cəbhələr	
Yer səthindən yuxarıda soyuq cəbhələr	
Yer səthində isti cəbhələr	
Yer səthindən yuxarıda isti cəbhələr	
Yer səthində okkluziya cəbhələri	

**Şək. 75. Sinoptik xəritələrdə cəbhələrin uyğun şərti işarələri və müvafiq rəngləri**

İsti cəbhəyə qarşı hərəkət edən zaman cəbhənin yaxınlaşmasını xəbər verən Ci buludları müşahidə edilir. Bu buludlar cəbhədən

800-1000 km qabaqda və yuxarı təbəqədə yerləşirlər. Daha sonra cəbhə xəttinə yaxınlaşdıqca Ci buludları qalınlaşır və təqribən 6 km-də onlar Cs buludlarına çevrilərək, bütün səmanı örtürlər. Bu buludların qalınlığı bir neçə yüz metrədən bir neçə kilometrəyə qədər olur. Cəbhə xəttinə yaxınlaşdıqca orta təbəqə buludları artıq görünməyə başlayır. Bu zaman, ilk olaraq, təqribən 6 km hündürlükdə nazik As buludları görünür və onlar tədricən qalınlaşır, aşağı sərhədləri 2-3 km-dək enir, qalınlığı isə 3 km-ə qədər çatır.

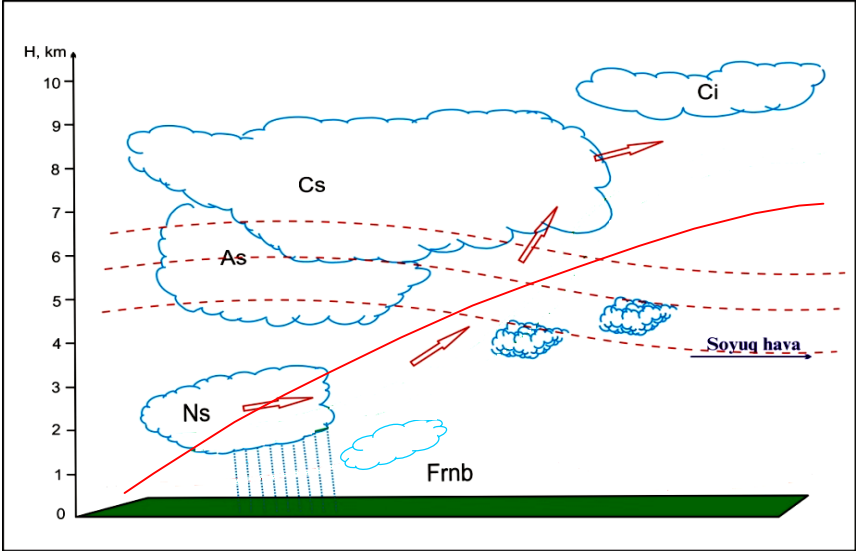
Cəbhə ərazisində yüksək-laylı buludlardan zəif aramsız yağıntılar yağır. Bəzən, bu buludların aşağı sərhədləri 2 km-dən də aşağı düşür və bu halda o, Ns buludlarına çevrilir. Ns buludlarından intensiv aramsız yağıntılar yağır və aşağı sərhəddinin hündürlüyü onların cəbhə xəttindən hansı məsafədə yerləşməsindən, qalxan isti havada kondensasiya səviyyəsinin hündürlüyündən asılıdır. Cəbhə xəttinin yaxınlığında kondensasiya səviyyəsinin hündürlüyü 300-600 m-ə qədər çatır. Cəbhə buludlarından düşən atmosfer yağıntılarının yenidən buxarlanması nəticəsində həmin buludların altında dağınıq-yağışlı (Frnb) buludlar yaranırlar. Bu buludların aşağı sərhədləri 30-150 m, bəzən isə yer səthinə qədər çatır. Siklonların kənarında və yüksək təzyiqli sahələrdə olan isti cəbhələrdə qalxan hava axınları zəifləyir, nəticədə, enən hava axınları üstünlük təşkil etməyə başlayır. İsti cəbhələrin buludluq sahəsi şəkil 76-da verilmişdir. Dayanıqsız tropik havanın isti cəbhə səthinin arxası ilə hərəkəti aşağıdakı formada baş verir (şək. 77). Hərəkət sürətinə, qalxan hava axınlarının, bulud və yağıntı zonalarının xarakterinə görə soyuq atmosfer cəbhələri iki tipə ayrılır.

**Birinci dərəcəli soyuq atmosfer cəbhələri** – nisbətən zəif hərəkət edən soyuq atmosfer cəbhələri;

**İkinci dərəcəli soyuq atmosfer cəbhələri** – sürətlə hərəkət edən soyuq atmosfer cəbhələri;

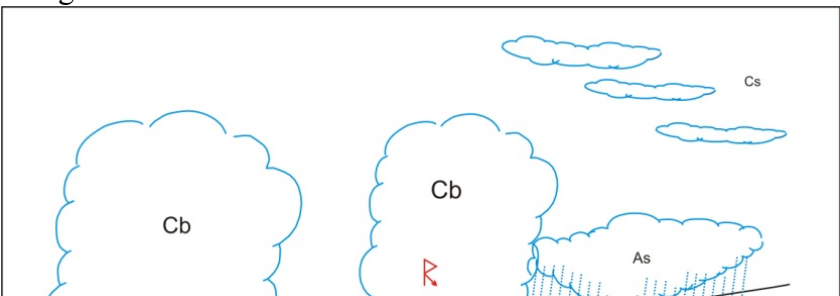
Bunların hər ikisi üçün ümumi olan xüsusiyyət odur ki, troposferin aşağı hissələrində soyuq havanın hərəkət sürəti, nisbətən isti havanın hərəkət sürətindən çox olur və buna görə də

soyuq hava isti havanı sıxışdıraraq onu yuxarı qalxmağa məcbur edir. Bu zaman yer səthi üzərində soyuq cəbhənin səthi cəbhə xəttindən arxada yerləşir. Soyuq atmosfer cəbhəsinin buludları isti havanın adiabatik soyuması nəticəsində cəbhə xəttinin arxasında yaranır.



**Şək. 76. İsti atmosfer cəbhələrinin buludluq sxemi**

Birinci dərəcəli soyuq atmosfer cəbhələri siklonlarda və ya azqradiyentli yüksək təzyiqliq zonalarında müşahidə olunurlar. İlin soyuq dövrlərində cəbhə səthi ilə yuxarı qalxan isti havanın dayanıqlığı daha çox olur. Nəticədə, cəbhə xəttindən arxada laylı buludlar yaranır ki, bu da əks istiqamətdə yerləşmiş isti atmosfer cəbhələri ilə demək olar ki, eynidir. Eyni zamanda, cəbhə xəttindən arxada Ns buludları yerləşir və bunlar tədricən As buludlarına keçirlər. Onların şaquli qalınlığı isti cəbhədəki buludların qalınlığından az olur.

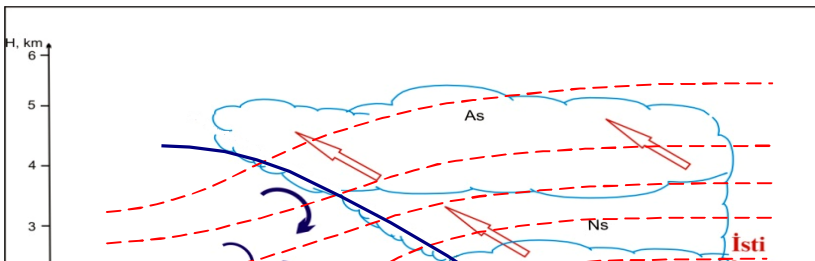




**Şək. 77. Dayanıqsız tropik havanın isti cəbhə səthinin arxası ilə hərəkət sxemi**

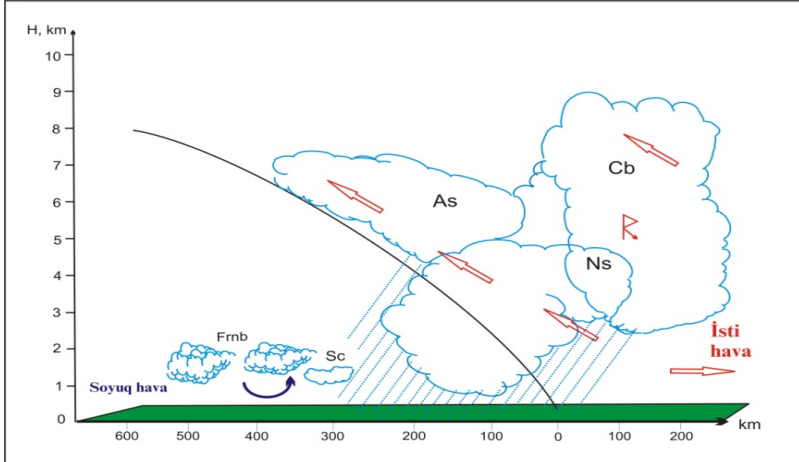
Bulud sisteminin yuxarı sərhəddi 4,0- 4,5 km-də yerləşir. Bu zaman fasiləsiz yağıntılar cəbhə xəttindən arxada müşahidə edilir və onların eni orta hesabla 150-200 km-ə çatır. Bu zonada hündürlüyü 100-200 m olan dağınıq-yağışlı (Frb) buludların yaranması müşahidə edilir. Cəbhənin ön hissəsində konveksiyanın intensiv inkişafı nəticəsində cəbhə xəttinin bilavasitə yaxınlığında Cb buludları yaranır və onlardan ildırımla müşayiət olunan leysan yağıntıları yağır. Qış aylarında birinci dərəcəli soyuq atmosfer cəbhələrinin buludluq sistemi, əsasən, yüksək-laylı (As) və yağışlı-laylı (Ns) buludlardan ibarət olurlar (şək. 78).

Birinci dərəcəli soyuq atmosfer cəbhələrinin yay fəslə üçün buludluq sistemi konveksiyanın, dayanıqsızlığın sürətlənməsinin təsiri ilə bir qədər fərqli şəkil alır. Yəni bu zaman burada topa-yağış buludlarının (Cb) yaranması üçün əlverişli sinoptik şərait yaranır. Birinci dərəcəli soyuq atmosfer cəbhələrinin yay fəslə üçün şaquli kəsiyi şəkil 79-da təsvir edilmişdir:



**Şək. 78. Birinci dərəcəli soyuq atmosfer cəbhələrinin qış fəslü üçün şaquli kəsiyinin sxemi**

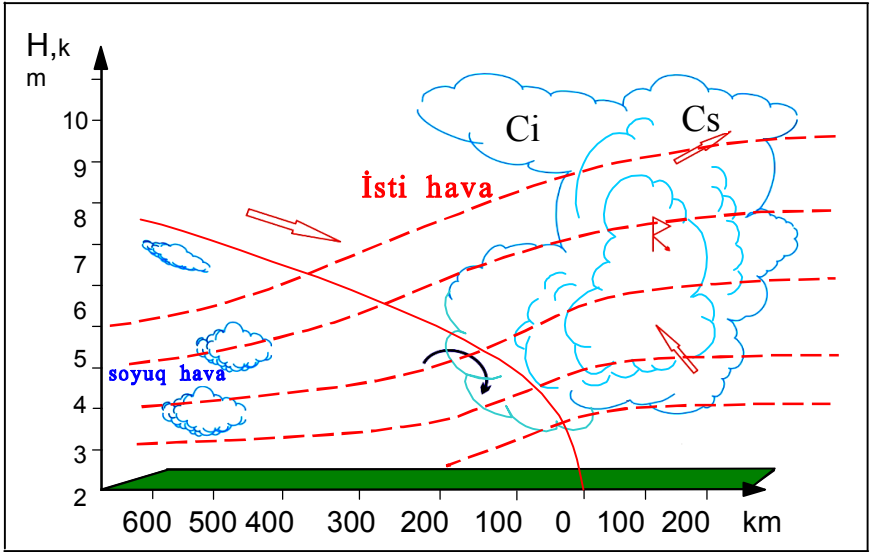
İkinci dərəcəli soyuq atmosfer cəbhələri zəif inkişaf etmiş siklonların çökəkliklərində yerləşən və sürətlə hərəkət edən atmosfer cəbhələrinə deyilir.



**Şək. 79. Birinci dərəcəli soyuq atmosfer cəbhələrinin yay fəslü üçün şaquli kəsiyinin sxemi**

Bu tip atmosfer cəbhələrinin hərəkət sürəti bəzən 60-70 km/s təşkil edir. Belə cəbhələrdə izobarlar səth örtüyünə nəzərən perpendikulyar şəkildə yerləşir, bu zaman barik qradiyent artır.

İkinci dərəcəli soyuq atmosfer cəbhələrində hava kütlələrinin hərəkət xarakteri birinci dərəcəli soyuq atmosfer cəbhələrindən fərqlənir. Belə ki, yer səthində soyuq hava isti havaya nisbətən sürətlə hərəkət edir, 1,5-2,0 km-dən yuxarıda isə isti hava cəbhə səthi üzərində daha sürətlə hərəkət etməyə başlayır. Nəticədə, cəbhələrin qabaq hissələrində güclü qalxan isti hava axınları yaranır və bunlar da sonradan topa-yağış buludlarının əmələ gəlməsinə səbəb olur. İkinci dərəcəli soyuq cəbhələrin yay fəslə üçün şaquli kəsiyi yuxarıda qeyd edilənləri bir daha təsdiqləyir (şək. 80).



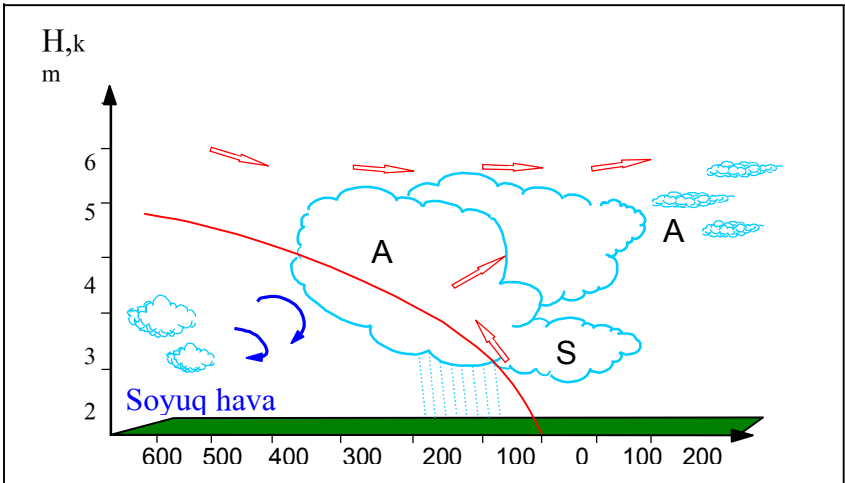
**Şək. 80. İkinci dərəcəli soyuq atmosfer cəbhələrinin yay fəslə üçün şaquli kəsiyinin sxemi**

Konvektiv buludların yuxarı hissələri güclü isti hava axınları ilə öne çəkilir və bu hissələr Cs buludlarından ibarət olur. Yayda atmosfer cəbhələrinin keçməsi ildırımlarla, güclü küləklərlə və dolu düşməsi ilə müşayiət olunur. Yer səthinə yaxın 1,5-2,0 km - də isti hava aşağı endiyinə görə o, adiabatik olaraq qızmağa başlayır.

Nəticədə, cəbhə xəttindən arxada buludlar dağılır və bununla da sabit hava şəraiti bərpa olunur.

İkinci dərəcəli soyuq atmosfer cəbhələrinin qış fəslə üçün buludlar sistemi, əsasən, yüksək-topa (Ac) və laylı-topa (Sc) buludlarından ibarətdir. Bunu cəbhənin şaquli kəsiyi sxemində daha aydın görmək mümkündür (şək. 81). Beləliklə, ikinci dərəcəli soyuq atmosfer cəbhələri ensiz topa-yağış buludları və intensiv leysan yağıntılarının zonaları ilə əlaqədar olub, cəbhə xəttindən öndə yerləşirlər. Onların üfüqi ölçüləri isə bir neçə yüz kilometrə qədər çata bilər.

Yuxarıda qeyd edildiyi kimi, siklon zonasında soyuq atmosfer cəbhələrinin hərəkət sürəti isti atmosfer cəbhələrinin hərəkət sürətindən böyük olur. Bunun nəticəsində, müəyyən zaman kəsiyindən sonra soyuq atmosfer cəbhələri isti atmosfer cəbhələrinə çatır və onlar birləşirlər. Bu zaman yeni mürəkkəb okklyuziya cəbhələri yaranır.



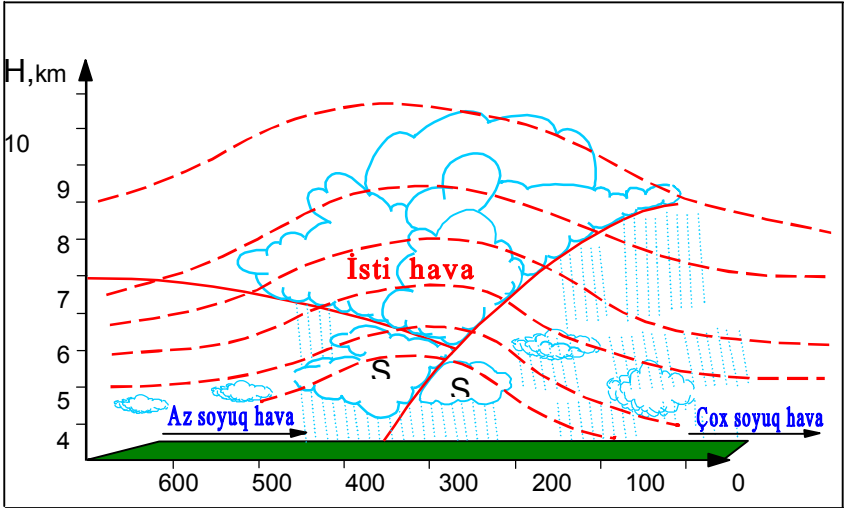
**Şək. 81. İkinci dərəcəli soyuq atmosfer cəbhələrinin qış fəslə üçün şaquli kəsinin sxemi**

Soyuq hava isti havaya çatdıqda siklonların isti bölməsindəki havanı yuxarı qalxmağa və onu siklonun arxa hissəsində yerləşən

soyuq hava ilə qarışmağa məcbur edir. Bu zaman termodinamik xüsusiyyətlərinə görə iki növ okklyuziya cəbhəsi yaranır:

- 1) isti tipli okklyuziya cəbhələri,
- 2) soyuq tipli okklyuziya cəbhələri.

İsti tipli okklyuziya cəbhəsi siklonun arxasında, nisbətən az soyuq hava kütləsi olduqda, önündə isə daha soyuq hava kütləsi yerləşdikdə yaranır. İsti okklyuziya cəbhəsinin şaquli kəsiyində qeyd edilənləri şəkil 82-dən daha aydın görə bilərik.

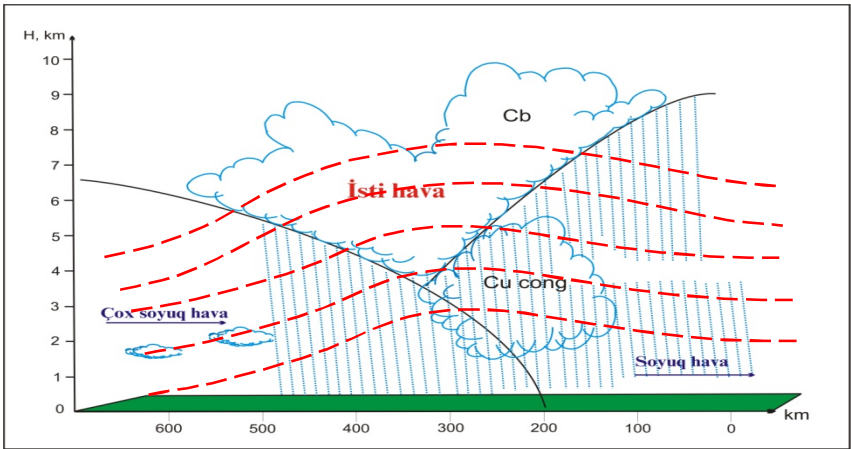


**Şək. 82. İsti tipli okklyuziya cəbhələrinin şaquli kəsinin sxemi**

Belə okklyuziya cəbhələrinə ilin soyuq dövrlərində, siklonların arxasında kontinental soyuq hava kütlələri yerləşdikdə rast gəlmək olar. İlin soyuq dövrlərində okklyuziya cəbhələrinin bulud sistemləri isti atmosfer cəbhələrinin layvari bulud sistemlərinə oxşayırlar. Bu zaman uçuşlar üçün ən böyük təhlükə buludların aşağı sərhəddinin kəskin olaraq aşağı düşməsi, üfüqi görünüş məsafəsinin pisləşməsi və güclü buz bağlamaların olması hesab olunur.

Soyuq tipli okklyuziya cəbhələri, əsasən, soyuq atmosfer cəbhələrinin arxasında yerləşən hava kütləsinin isti cəbhənin qarşısında yerləşən hava kütləsindən daha çox soyuq olduğu hallarda yaranırlar. Soyuq okklyuziya cəbhələrinin şaquli kəsiyi isə şəkil 83-də təsvir edilmişdir:

Belə okklyuziya cəbhələri ən çox ilin isti dövrlərində, okeanlardan materiklərə daxil olan hava kütlələrinin quruda olan hava kütləsindən soyuq olduğu hallarda yaranır. Bəzən soyuq okklyuziya cəbhələri adi soyuq cəbhə xüsusiyyətlərinə malik olur və nəticədə, yaxşı inkişaf etmiş cəbhə yağıntıları zonası, şimşəklər, güclü küləklər (qasırğa) yaranır.



**Şək. 83. Soyuq tipli okklyuziya cəbhələrinin şaquli kəsiyinin sxemi**

## **Oroqrafiyanın atmosfer cəbhələrinə təsiri**

Dağlar atmosfer cəbhələrinə, onların hərəkət sürətinin dəyişməsinə və cəbhələrin evolyusiyasına əhəmiyyətli təsir göstərir.

Əgər soyuq cəbhə dağ istiqamətində iti bucaq altında hərəkət edirsə, onda cəbhə qarşısında dağ ilə frontal səth arasına sıxılmış

isti hava kütləsində cərəyan xətlərinin sıxlaşması baş verir və bunun nəticəsində, cəbhə qarşısında güclü küləklər müşahidə olunur. Analoji hal nisbətən yüksək dəniz sahillərində də müşahidə olunur, məsələn, Skandinaviya sahillərində sahil ilə iti bucaq əmələ gətirən soyuq cəbhədən qabaq güclü küləklər müşahidə olunur.

Sahil effektinin mahiyyəti ondan ibarətdir ki, külək dənizdən quruya əsdikdə sahil boyunca cərəyan xətlərinin sıxlaşması və küləyin güclənməsi müşahidə olunur, külək qurudan dənizə doğru əsdikdə isə, əksinə, cərəyan xətləri seyrəkləşir və külək zəifləyir. Külək dənizdən quruya əsən zaman cərəyan xətlərinin sıxlaşması və qurudan dənizə əsən zaman seyrəkləşməsinin əsas səbəbi quru və su səthlərinin fərqli turbulent sürtünməyə malik olmalarıdır.

Sahil effektini ilk dəfə Norveç alimi Berjeron təhlil etmişdir. Lakin, bəzən, digər faktorların əks təsiri nəticəsində sahil effektini müşahidə etmək mümkün olmur. Məsələn, eyni barik qradiyentdə Skandinaviya sahilləri boyunca şimal küləklərinin sürəti cənub küləklərinin sürətindən az olmur. Şimaldan daxil olan nisbətən dayanıqsız soyuq hava kütlələrində yerüstü su səthi ilə ondan yuxarıda yerləşmiş qat arasında sürət mübadiləsi baş verir.

Bu effekti bəzən künc effekti də adlandırırlar. Onun yaranması hava kütləsinin dayanıqlığından, brizin ümumi axına uyğunlaşmasından və s. asılıdır. Hətta sahillərin nisbətən hamar çıxıntılarında belə, izobarların müəyyən quruluşda istiqamətlənməsi zamanı küləyin güclənməsi müşahidə olunur.

Dənizdən quruya əsən külək zamanı sahilboyu cərəyan xətlərinin sıxlaşması yerüstü təbəqədə frontogenez prosesinin yaranmasına əlverişli şərait yaradır. Səthin qeyri-bircinsliyi nəticəsində yaranmış frontogenez **topoqrafik frontogenez** adlanır.

Topoqrafik frontogenez mövcud cəbhələrin güclənməsinə şərait yaratmaqla bərabər, yeni cəbhənin yaranmasına da səbəb ola bilər. Lakin hər axının sahilboyu sıxlaşmasını həqiqi atmosfer cəbhəsi hesab etmək olmaz, belə ki, atmosfer cəbhəsinin yaranması iki müxtəlif xüsusiyyətli hava kütlələri sərhəddində irimiqyaslı sirkulyasiya prosesləri ilə əlaqədardır.

Bəzən, oroqrafik yağıntıların düşməsi ilə müşayiət olunan sahilboyu axınların sıxlaşması zamanı eyni hava kütləsi daxilində hava şəraitinin yerli dəyişmələri müşahidə olunur. Cəbhədən fərqli olaraq, oroqrafik yağıntılar və küləklərin sıxlaşma xətti verilmiş ərazidən kənara yerlərini dəyişmirlər.

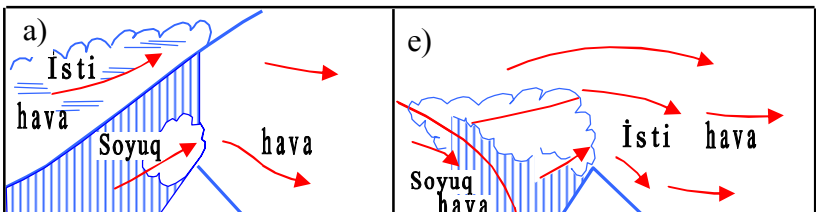
Lakin, bəzən, hava xəritələri üzərində cəbhələrin təhlili zamanı səhvlərə yol verilir, belə ki, dənizlərin sahilində və Arktika buzlaqlarının kənarlarında cəbhələrə xas olan temperatur sıçrayışları müşahidə olunur. Bu zaman aeroloji məlumatlar mövcud olmadıqda xəyali cəbhəni həqiqi cəbhədən ayırmaq çətin olur.

İsti və soyuq cəbhələrin dağları aşarkən ardıcıl olaraq keçdiyi mərhələlər şəkil 73-də sxematik olaraq verilmişdir.

İsti cəbhələr dağları daha rahat aşırırlar, soyuq cəbhələr isə bir qayda olaraq, hündürlüyü 2 km-dən artıq olan dağlar tərəfindən saxlanılırlar. Bu zaman soyuq hava isti havanı sıxışdıraraq dağın o biri hissəsinə keçməyə məcbur edir. Cəbhə xətti dağın ətrafında əyilərək özünəməxsus ilgək şəklini alır (şək. 74), daha sonra isə dağın küləkdöyməyən tərəfinə keçərək oroqrafik okklyuziya əmələ gətirir.

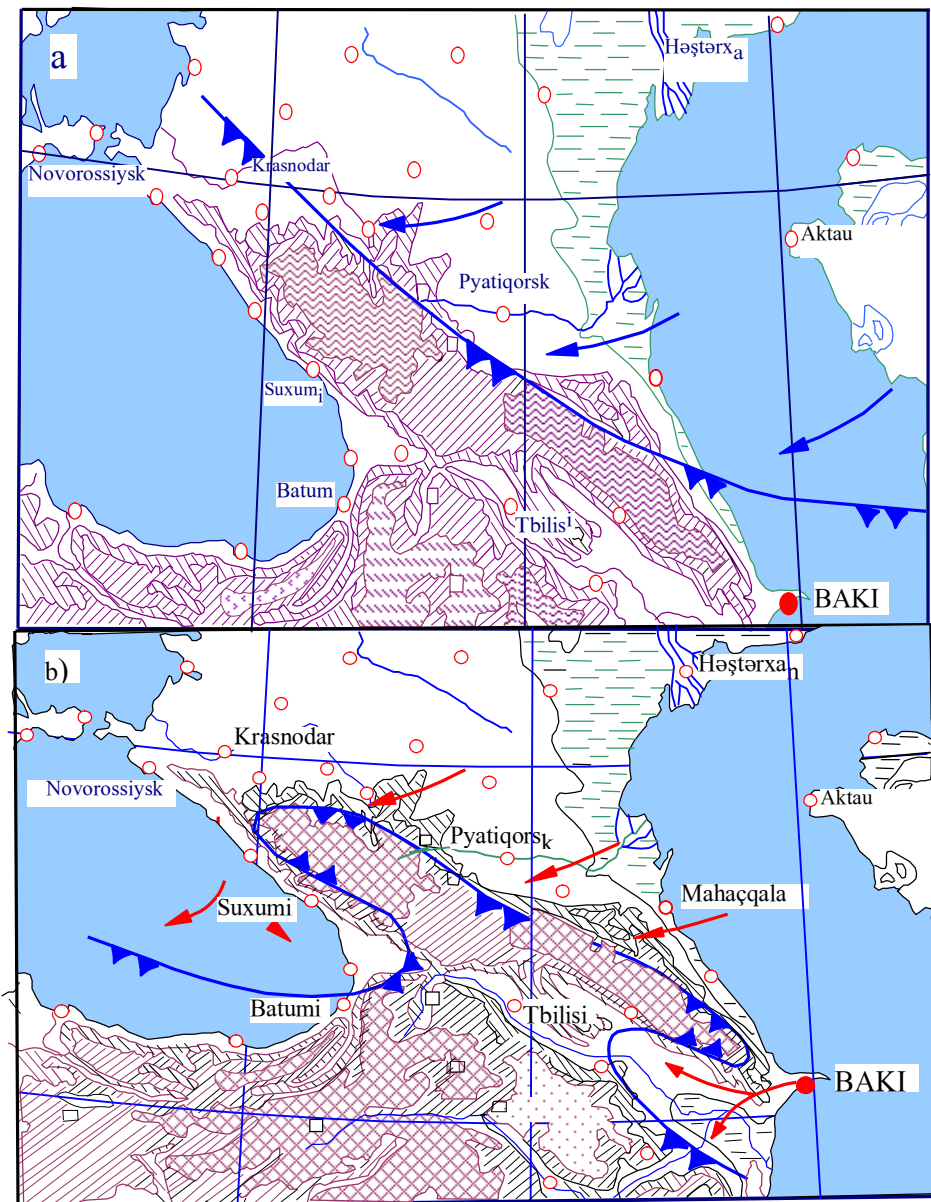
Bir çox hallarda, eyni zamanda, ikinci dərəcəli cəbhələr də yaranır və yerli siklogenez baş verir.

Dağın küləkdöyməyən yamacında qalxan hava hərəkətlərinin güclənməsi frontal yağıntıların düşməsinə və onların sahəsinin genişlənməsinə səbəb olur. Dağın küləkdöyməyən yamacında havanın enən hərəkətləri və fyon effekti cəbhənin dağılmasına gətirib çıxarır. Çox vaxt frontal yağıntılar tam kəsilir və cəbhənin bulud sistemi dağdan xeyli aralıda bərpa olunur, bəzən isə bərpa olunmur (məsələn, yayda hava çox quru olduqda). Dağın arxa tərəfində həddindən artıq soyumuş hava olduqda dağı aşmış cəbhə bəzən heç yer səthinə çatmır və bu zaman yüksəklik cəbhəsi yaranır. Bu cəbhələr troposfer cəbhələri adlanaraq, əksər hallarda, güclü və davamiyyətli yağıntılarla müşahidə olunurlar.





**Şək. 73. İsti və soyuq hava kütlələrinin dağları aşması, həmçinin dağların arxasında, aşağı təbəqədə çox soyuq hava olduqda yüksək isti və soyuq cəbhələrin formalaşması**



**Şək. 74. Oroqrafik okklyuziya a) soyuq cəbhənin dağlara yaxınlaşması; b) cəbhənin deformasiyası.**

Dağların hava kütlələrinin yerdəyişməsinə və evolyusiyasına təsiri hər bir dağlıq sahədə spesifik xüsusiyyətlərə malikdir. Cəbhələr dağ massivlərini, yəni sıra dağları aşarkən daha mürəkkəb şərait yaranır. Belə şəraitdə, eyni zamanda, cəbhənin azhərəkətli və dağları sürətlə aşan hissələrini müşahidə etmək olur. Bu zaman cəbhə xəttini yalnız dəqiq sinoptik təhlil və dağlarda müşahidə olunan hava şəraiti haqda kifayət qədər meteoroloji məlumat olduqda keçirmək mümkündür.

Böyük Qafqaz dağ silsiləsi Azərbaycan ərazisinə şimaldan soyuq hava kütlələrinin birbaşa daxil olmasına əsas maneədir, silsiləsinin önündə toplanan soyuq hava kütlələri onu şərqdən keçərək güclü axınla Xəzərin qərb sahilinə və Abşeron yarımadasına daxil olurlar. Maneəni dəf edərək axının konvergeniyası küləyin sürətlənməsinə səbəb olur.

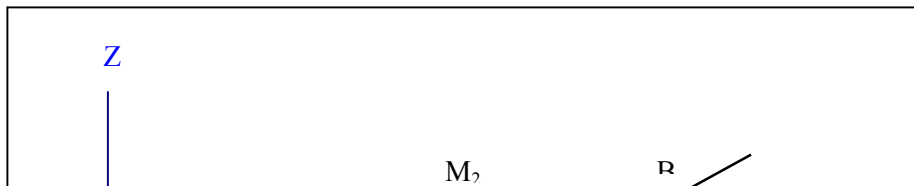
Böyük Qafqazın şərq yamacları yaxınlığında cərəyan xətlərinin sıxlaşması nəticəsində soyuq cəbhələrin sürəti artır. Şimaldan daxil olarkən soyuq hava kütlələri Baş Qafqaz silsiləsini şərqdən keçərək cənuba doğru istiqamətlənir və bunun nəticəsində, Mahaçqala-Xaçmaz sahillərində cərəyan xətlərinin daralması baş verir. Bundan əlavə, dəniz səthinə nisbətən quru səthində sürtünmə konvergeniyasının artması, silsilənin sahilə yaxın olması ilə əlaqədar olaraq, axının konvergeniyasının güclənməsi nəticəsində bu sahədə havanın qalxma hərəkəti baş verir ki, bu da kondensasiya prosesinin güclənməsinə səbəb olur. Orta və Şimali Xəzərin qərb sahilə üzərindəki siklogenez, Qafqaz və İran dağlığı üzərində nisbətən yüksək təzyiqli müşahidə olunan zaman cənub və cənub-qərb küləklərinin əmələ gəlməsinə şərait yaranır. Bununla yanaşı, cənub-qərbdən daxil olan isti hava kütlələri kiçik Qafqaz və Talış dağ sistemlərini aşdıqdan sonra öz əvvəlki xüsusiyyətlərini dəyişirlər. Beləliklə, Böyük və Kiçik Qafqaz dağ sistemləri hava axınlarının istiqamət və sürətini dəyişərək Abşeron yarımadasında güclü şimal və cənub axınlarının yaranmasına, əlverişli şərait olduqda isə bulud əmələgəlməyə səbəb olurlar. İlin qış fəsilərində Xəzər dənizi şimaldan gələn soyuq hava kütlələrinin temperaturunu artırır, cənubdan gələn isti havanın temperaturunu isə aşağı salır.

Bundan başqa, Xəzər dənizi öz üzərində qışda siklonik, yayda isə antisiklonik fəaliyyəti gücləndirir və buxarlanma yolu ilə havadakı rütubəti artırır. Buxarlanma sahələrinin kəmiyyətinin təhlili göstərir ki, Xəzər dənizinin atmosferlə qarşılıqlı əlaqəsi mövsümdən-mövsümə dəyişir. Qeyd etmək lazımdır ki, qışda Orta Xəzərdə rütubət və istilik mübadiləsinin yüksək qiyməti yayda rütubət və istilik mübadiləsinin kiçik qiymətləri ilə kompensasiya edilir. Rütubət və istilik mübadiləsinin qış mövsümündən yay mövsümünə keçidi, əsasən, mart ayında baş verir. Qış aylarında yüksək rütubət və istilik mübadiləsi şimaldan soyuq hava kütlələrinin Xəzər ərazisinə daxil olması ilə əlaqədardır. Bu, temperatur sahəsində və əsasən də şəh nöqtəsində özünü daha aydın göstərir. Dənizin müxtəlif hissələrində və ümumiyyətlə, dənizdə havanın temperaturunun və şəh nöqtəsinin minimal qiymətləri fevral ayında müşahidə olunur. R. Məmmədov və Q.N. Panin tərəfindən aparılmış istilik və buxarlanmanın məkan və zamana görə dəyişkənliyinin təhlili, bütün il boyu suyun ən isti temperaturunun Cənubi Xəzərdə olmasını göstərir.

Su səthinin orta illik temperaturu belədir: bütöv dənizdə  $14,9^{\circ}\text{C}$ , şimal, orta və cənub hissədə uyğun olaraq  $12,5^{\circ}\text{C}$ ,  $14,1^{\circ}\text{C}$  və  $16,8^{\circ}\text{C}$ -dir. İldaxili temperatur dəyişmələri  $-1,4^{\circ}\text{C}$ -dən  $34^{\circ}\text{C}$  istiliyə kimi dəyişir. Xəzər dənizinin Azərbaycan sahilində qışda su səthinin orta aylıq temperaturu  $6 - 8^{\circ}\text{C}$  təşkil edir.

### Cəbhə səthinin meyliyi

Şəkil 84-də iki hava kütləsini ayıran frontal səth təsvir olunmuşdur ki, 1 indeksi ilə soyuq hava kütləsi, 2 indeksi ilə isə isti hava kütləsi qeyd edilmişdir. Frontal səthin mövcud olmasının dinamik şərti təzyiq sahəsində diskretliyin olmamasıdır, yəni istənilən nöqtədə  $P_1=P_2$  və ya  $dP_1=dP_2=0$ . Əks halda, çox böyük təzyiq qradientləri yaranardı ki, buna müvafiq olaraq da çox böyük sürətə malik küləklər əsərdi. Belə şəraitdə isə dayanıqlı səth mövcud ola bilmir.



**Şək. 84. Frontal səthin meyilliyinin bucağını müəyyən edən sxem**

Qəbul olunmuş şərtə əsasən, A nöqtəsindən B nöqtəsinə keçən zaman (şək. 84) təzyiğin dəyişməsi yerdəyişmənin hansı hava kütləsində, məsələn,  $AM_2B$  və ya  $AM_1B$  xətti üzrə baş verməsindən asılı olmur. Yəni

$$dP_1 = \frac{\partial P_1}{\partial v} dx + \frac{\partial P_1}{\partial z} dz = dP_2 = \frac{\partial P_2}{\partial v} dx + \frac{\partial P_2}{\partial z} dz,$$

Buradan isə aşağıdakı ifadəni almaq olar:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{dz}{dx} = \frac{\frac{\partial P_2}{\partial x} - \frac{\partial P_1}{\partial x}}{\frac{\partial P_1}{\partial z} - \frac{\partial P_2}{\partial z}}.$$

$\frac{\partial P}{\partial v} = \rho l v$ ,  $\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g$  əvəzləməsini apararaq, aşağıdakı ifadəni alırıq:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{1}{g} \frac{\rho_1 u_1 - \rho_2 u_2}{\rho_1 - \rho_2}. \quad (4.6)$$

$P_1 = P_2 = P$  olduğunu nəzərə alsaq və  $\rho_1 = \frac{P}{RT_1}$ ,  $\rho_2 = \frac{P}{RT_2}$  ifadələrini (4.6) düsturunda yerinə yazsaq,

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{1}{g} \frac{T_2 u_1 - T_1 u_2}{T_2 - T_1}. \quad (4.6')$$

ifadəsini almış olarıq.

Bu ifadəni **Marquies düsturu** adlandırırlar. Onu aşağıdakı əvəzləmələri aparmaqla daha sadə şəkildə də yazmaq olar:

$$T_1 = T_m - \frac{\Delta T}{2}, \quad T_2 = T_m + \frac{\Delta T}{2},$$

$$u_1 = u_m + \frac{\Delta u}{2}, \quad u_2 = u_m - \frac{\Delta u}{2},$$

burada,

$T_m$  və  $u_m$  - temperatur və küləyin sürətinin orta qiymətləridir. Onda,

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{1}{g} \frac{\Delta u}{\Delta T} T_m + \frac{1}{g} u_m \approx \frac{1}{g} \frac{\Delta u}{\Delta T} T_m. \quad (4.7)$$

(4.7) düsturunda ikinci toplanan izobarik səthin orta meyliyini ( $\approx 0,0001$ ) xarakterizə etdiyi üçün onu nəzərə almamaq da olar.

## **Atmosferin ümumi dövranı və onun əsas xüsusiyyətləri**

Troposferdə, stratosferdə və aşağı mezosferdə hava axınları birlikdə **atmosferin ümumi dövranı** adlanır. Bu təbəqələrdə atmosfer prosesləri qarşılıqlı əlaqədədir və müəyyən dərəcədə hidrotermodinamika tənlikləri vasitəsilə təsvir edilir. Atmosferin yuxarıdakı seyrək təbəqələri (termosfer və ekzosfer) fiziki və kimyəvi proseslərin xarakterinə görə digər təbəqələrdən əhəmiyyətli dərəcədə fərqlənir. Yuxarı təbəqələrdəki proseslərin qarşılıqlı əlaqəsi hələ də kifayət qədər öyrənilməmişdir. Beləliklə, termosferdən aşağıdakı təbəqələrdə atmosferin ümumi dövranı nəticəsində üfüqi və şaquli istiqamətlərdə böyük hava kütlələrinin mübadiləsi baş verir.

Böyük miqyaslı əsas atmosfer hərəkətlərinə **şırnaqlı axınlar, siklon və antitsiklonlar sistemində dövrانlar, passatlar və mussonlar** aid edilir. Bütün bu növ atmosfer prosesləri Yerin hava və iqliminin formalaşmasında əhəmiyyətli rol oynayır.

Müəyyən coğrafi rayonlara xas olan və öz miqyaslarına görə nisbətən kiçik hərəkətlər, məsələn, fırtınalı küləklər, brizlər, dağ-dərə küləkləri və başqaları yerli xarakter daşıyır. Ancaq bunlar ümumi dövrان rejiminə əhəmiyyətli təsir göstərə bilmirlər. Bu cür **mezomiqyaslı hərəkətlər**, adətən, böyük miqyaslı dövrانın təsiri ilə ya pozulurlar ya da inkişaf edirlər.

Atmosfer dövranı bir çox amillərlə əlaqədardır. Bunların içində ən vacibləri Günəşin şüa enerjisi, Yerin öz oxu ətrafında fırlanması, Yer səthinin qeyri-bircinsliyi və sürtünmədir.

Günəşin şüa enerjisi atmosfer dövrانının əsas mənbəyidir. Bu enerjinin Yer kürəsi üzrə qeyri-bərabər paylanması isə global dövrانın əsas səbəbidir. Məhz bu səbəbdəndir ki, Günəş radiasiyasının təsiri ilə Yer kürəsində təzyiqli qurşaqları (3 alçaq, 4 yüksək) formalaşmışdır.

Yerin fırlanması atmosferdə yüksək və mülayim enliklərdəki hərəkətlərə daha çox təsir göstərir. Ekvatorda isə bu təsir təxminən sıfıra yaxınlaşır. Ona görə də böyük miqyaslı hərəkətlərin öyrənilməsində Yer kürəsinin fırlanmasının təsirinin enliklərə görə dəyişməsi (meridian boyunca) nəzərə alınır. Atmosferin ümumi dövrانının nəzəri məsələlərinin həllində Yerin fırlanma bucaq

sürəti, adətən, sabit qəbul edilir ( $\omega = \text{const}$ ). Yer səthinin təsiri yalnız yerə yaxın təbəqədə hava dövrünü ilə məhdudlaşmır, turbulent qarışma nəticəsində bütün troposferə yayılır. Yer səthi ilə sürtünmə həmişə hava axınlarının sürətini azaldır və istiqamətini dəyişir. Bu proses troposferin hündürlüyü 1,0-1,5 km olan sərhəd təbəqəsində baş verir.

Atmosferin ümumi dövrünün formalaşmasına atmosferin ölçüləri də təsir edir. Müasir peyk məlumatlarına görə atmosferin şərti yuxarı sərhəddi 2000 km-ə yaxın hündürlük qəbul edilmişdir. Lakin atmosferin demək olar ki, bütün kütləsi troposfer təbəqəsində toplanmışdır. Stratosferin yuxarı sərhəddində (50-55 km) atmosfer təzyiqi 0,1 hPa-a qədər azalır. Əsas amillərin təsirini öyrənən ümumi dövrün qanunauyğunluqlarına aşağıdakılar aiddir:

1. Böyük miqyaslı proseslərdə üfüqi hərəkət sürətinin şaquli sürətlərdən böyük olması ( $u=10$  m/san,  $v=10$  m/san,  $\omega=1$  sm/san);

2. Atmosfer hərəkətlərinin daha çox burulğan xarakter daşması;

3. Atmosfer hərəkətlərinin stasionar olmaması, onların daimi dəyişkənliyi və bu səbəbdən də atmosfer dövrünü və onun quruluş ünsürlərinin fasiləsiz dəyişməsi;

4. Bir təbəqədən başqasına keçdikdə hava axınlarının sürəti və istiqamətinin dəyişməsi və kinetik enerjinin həm üfüqi, həm də şaquli istiqamətdə qeyri-bərabər paylanması;

5. İlin fəsillərindən asılı olaraq hava axınlarının sürət və istiqamətinin dəyişməsi.

Atmosferdə burulğan hərəkətlərindən başqa dalğa hərəkətləri də müşahidə olunur. Bunlara, okeandakı qabarmalara oxşar olan və atmosferdə az öyrənilmiş qabarmaları, müxtəlif sıxlıqlı atmosfer təbəqələri sərhəddində, yəni yer səthi yaxınlığında dalğavari hərəkətləri və tropopauzanın hündürlüyünün dəyişmələrini də aid etmək olar. Atmosfer təzyiqi sahəsinin və dövrünün dəyişməsinin bilavasitə səbəbi hərəkətlərin stasionar olmamasıdır. Atmosfer hərəkətlərinin qeyri-stasionar olması nəticəsində hava dövrünün ümumi mənzərəsi heç vaxt tam təkrarlanmır. Lakin xırda detalları nəzərə almasaq, atmosfer proseslərinin nisbi dayanıqlığının bəzi kəmiyyətlərini müəyyən etmək olar.



Yerin qaz təbəqəsinin özünəməxsusluğu ondan ibarətdir ki, atmosferin ümumi kütləsi Yerin radiusu ilə müqayisədə çox nazik təbəqədə toplanmışdır. Yəni atmosferin ümumi kütləsinin 50% -i qalınlığı 5 km-lik aşağı təbəqədə, 90% -i 16 km-lik təbəqədə və 99%-i isə 32 km-lik təbəqədə toplanmışdır. Elə buna görə də bu və ya başqa təbəqədə kinetik enerjini qiymətləndirdikdə, nəinki küləyin sürətini, həmçinin havanın sıxlığını da nəzərə almaq lazımdır.

Atmosfer dövrünün mövsüm dəyişmələrinin qanunauyğunluqları Günəşdən gələn istilik axını miqdarının fəsillər üzrə dəyişməsi ilə əlaqədardır. Bu, xüsusilə, şimal yarımkürəsində özünü daha aydın göstərir. Materiklərin qışda soyuması, yayda isə qızması materik və okeanlar arasında temperatur fərqlərinin dəyişməsinə səbəb olur.

Atmosferin ümumi dövrünü müxtəlif üsullarla öyrənilir:

1) **sinoptik üsul** – müxtəlif barik səviyyələrin hava xəritələrinin köməyi ilə böyük miqyaslı proseslərin öyrənilməsi;

2) **hidrotermodinamik üsul** – atmosfer dövrünün inkişaf qanunauyğunluqlarının hidrotermodinamik tənliklər vasitəsilə öyrənilməsi;

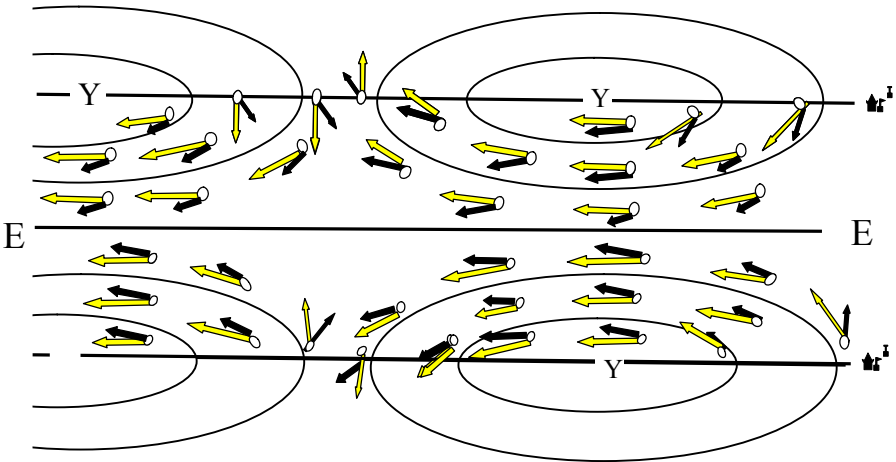
3) **statistik üsul** – hava axınlarının və ya barik sahənin statistik hesablamaların köməyi ilə öyrənilməsi.

Yer kürəsinin müxtəlif rayonlarında atmosferin ümumi dövründə müəyyən **təsir mərkəzləri** ayrılır. Bu cür təsir mərkəzləri atmosferin ümumi dövründə və hava kütlələrinin köçürülməsində mühüm rol oynayır. Onlar Yer kürəsinin bu və ya başqa rayonlarında siklon və antisiklonların tez-tez təkrarlanmasına əhəmiyyətli dərəcədə təsir göstərirlər. Yerüstü orta təzyiqli xəritələrində şimal yarımkürəsində aşağıdakı təsir mərkəzləri ayrılır: İslandiya depressiyası və Azor antisiklonu (maksimumu), Aleut depressiyası, Asiya və Şimali Amerika qış antisiklonları, Cənubi Asiya yay depressiyası; cənub yarımkürəsində isə ön Antarktida alçaq təzyiqli zonası, Cənubi Atlantik antisiklonları, Cənubi Hind və Cənub okean antisiklonları. Adları çəkilən təsir mərkəzlərindən başqa Avstraliya yay siklon və qış antisiklonu,

Cənubi Afrika yay siklon və antisiklonları, zəif Arktik siklonlar və ekvatorial alçaq təzyiq zonaları və s. mövcuddur. Yer səthi yaxınlığında bu cür mürəkkəb təzyiq sahələri hündürlük artdıqca sadələşir. Artıq 3-5 km və daha yuxarı səviyyələrdə hər iki yarımkürədə orta təzyiq sahəsi atmosfer dövranının əsas sistemini – **qərb köçürmələrini** əks etdirir.

## Yer kürəsində daimi atmosfer sirkulyasiyaları

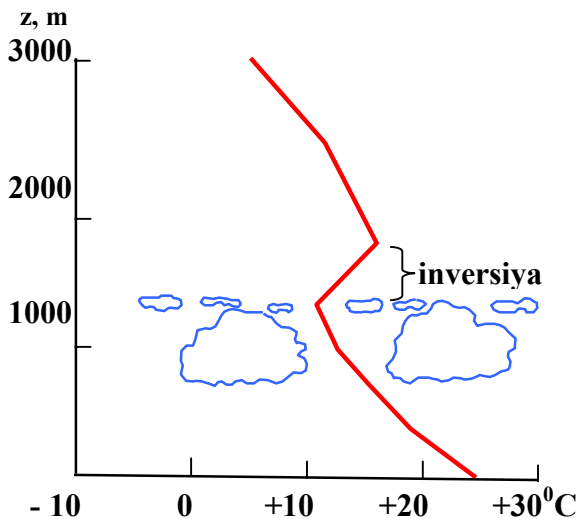
**Passatlar** – mülayim sürətli (yer səthində təqribən 5-8 m/san) daimi küləklər olub, hər iki yarımkürədə subtropik yüksək təzyiq zonasından ekvatora doğru əsirlər. Lakin hər iki yarımkürədə subtropik zonalar ayrı-ayrı antisiklonlar üzərinə düşdüyündən passatlar-subtropik antisiklonlar sahəsindən ekvatora doğru əsən küləklərdir.



Şək. 85. Passatlar zonasında havanın köçürülmə sxemi

Ekvatora doğru, daha isti səth üzərinə hərəkət zamanı passat axınları troposferin aşağı təbəqələrində dayanıqsız stratifikasiya şəraitində temperaturun şaquli qradiyenti böyük qiymət alır. Bu zaman 3-4 m/san sürətli qalxan hava axınlarının konveksiyası

yanarır və topa buludlar əmələ gəlir. Passatlar zonasında temperatur hündürlüyə görə paylanması şəkil 86-da təsvir edilmişdir.



**Şək. 86. Passatlar zonasında hündürlüyə görə temperaturun paylanması**

Passatlar sahəsində artıq 1200-2000 m yüksəklikdə temperatur inversiyası olan **saxlayıcı təbəqə** yerləşir. Bu inversiya qatları antisiklonda enən hava ilə əlaqədar olub, dayanıqlığı və davamiyyəti ilə fərqlənirlər. Buludların şaquli gücü çox olmadığına görə onlardan demək olar ki, yağıntılar düşmür (bəzən, qısamüddətli və zəif leysan yağışlar istisna olmaqla).

Hər iki yarımkürənin passatları qeyri-bərabər, adətən zəif, lakin bəzən çox güclü küləklər müşahidə olunan keçid zonası ilə ayrılırlar. Burada hava axınlarının birləşməsi müşahidə olunur və məhz, buna görə də bu zona **tropikdaxili konvergensiya zonası** adlanır. Güclü qalxan hərəkətlər passat inversiyasını dağdır,

nəticədə, topa-yağış buludları yaranır və leysan xarakterli yağıntılar düşür.

## **Mussonlar və onların sinoptik xüsusiyyətləri**

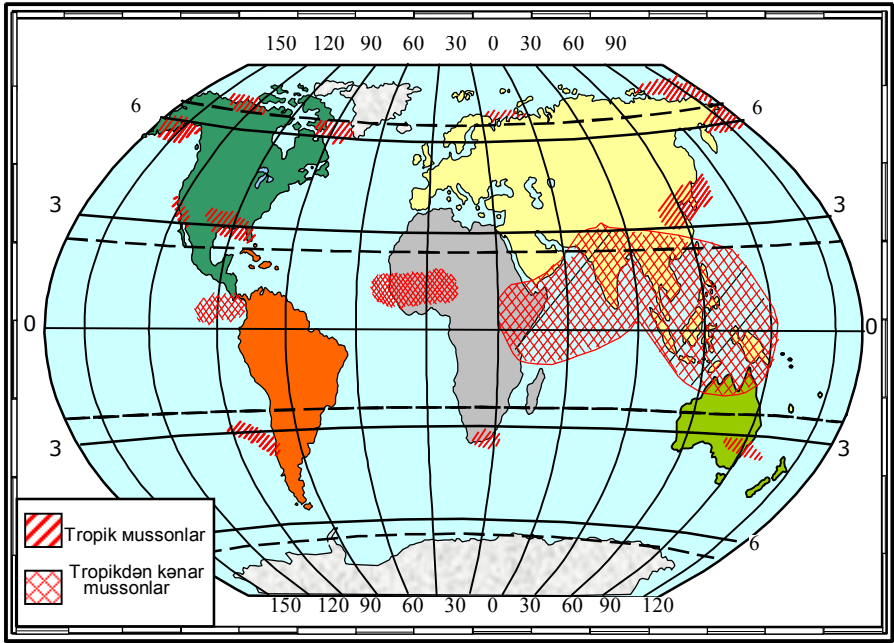
Yer kürəsinin bəzi sahələrində aşağı troposferdə havanın yerdəyişməsi **musson** adlanır. **Mussonlar** – yaydan qış dövrünə, qışdan yay dövrünə keçid zamanı küləyin hakim istiqamətinin kəskin dəyişməsi ilə müşahidə olunan hava axınlarının dayanıqlı fəslı rejimləridir. Hər bir musson sahəsinin **yay mussonları** və istiqamətcə ona əks yönəlmiş **qış mussonları** var. Mussonların dayanıqlığı hər fəsildə atmosfer təzyiqinin paylanması ilə əlaqədardır, onların fəslı dəyişmələri isə bir fəsildən digərinə keçdikdə təzyiq paylanmalarının köklü dəyişməsi ilə bağlıdır.

Musson sirkulyasiyası, əsasən, Hind okeanı hövzəsində üstünlük təşkil etməklə, okeanın bütün şimal hissəsini, Hindistan ərazisini, Çinin cənubunu, İndoneziyanı, həmçinin ekvatorial Afrika üzərində böyük sahəni əhatə edir. Bu sahələrdə mussonların güclü inkişafı coğrafi şəraitin özünəməxsusluğu ilə əlaqədardır.

Tropik mussonların rejim şəraiti bilavasitə subtropik antisiklonların və ekvatorial depressiyanın vəziyyətinin fəslı dəyişmələri ilə əlaqədardır. Ekvatorial depressiya iyulda, əsasən də materiklər üzərində, şimal yarımkürəsinin yüksək enliklərinə tərəf, yanvar ayında isə cənub yarımkürəsinə yerini dəyişir. Subtropik antisiklonlar, həmçinin ya şimala (iyulda), ya da cənuba (yanvarda) doğru yönəlirlər. Bunun nəticəsində, ekvator dan hər iki istiqamətdə bəzi sahələrdə təzyiq qradiyentinin və müvafiq olaraq hakim küləklərin kəskin fəslı dəyişməsi baş verir. Qış mussonları istiqamətcə passatlarla üst-üstə düşürlər. Belə ki, qış mussonları hər iki yarımkürənin subtropik antisiklonlarının ekvatora istiqamətlənmiş periferiyaları üzrə əsirlər. Yay mussonları passatlara əks olmaqla, ekvatorial depressiyadan ekvatora doğru yönəlirlər. Beləliklə, tropik mussonların dəyişməsi tropiklərdə hakim şərq küləklərinin qərb küləklərinə və əksinə yerdəyişməsidir.

Qeyd etmək lazımdır ki, təzyiq qradiyentinin kəskin fəslı dəyişmələri hər yerdə müşahidə olunmur. Əgər ekvator dan hər iki

istiqlamətdə okean yerləşmişsə, qeyd edilən təzyiqlə sahələrinin fəslil köçürmələri böyük olmur və mussonlar əhəmiyyətli inkişaf etmirlər. Materiklər, xüsusən də Afrika üzərində təzyiqlin paylanması yanvardan iyula doğru çox fərqlənir, bu isə ekvatorial Afrikada böyük sahədə tropik mussonların yaranmasına səbəb olur. Cənubi Asiya üzərində musson sirkulyasiyasına müvafiq olaraq alçaqlı təzyiqlə sahələrinin yüksək təzyiqlə sahəsinə və əksinə, dəyişmələri baş verir. Avstraliya istisna olmaqla, Hind okeanının cənub hissəsində mussonlar daha az yayılmışdır.



**Şək. 87. Yer kürəsində musson küləklərinin müşahidə edildiyi areallar**

Qışda havanın materik səthindən okean üzərinə, yayda isə okean səthindən materik üzərinə yerdəyişməsi tropik mussonlar rayonunda hava və iqlim xüsusiyyətlərinin formalaşmasına səbəb

olur: yağıntılı dövr yay mussonları ilə, kəskin fərqlənən, quraq dövr isə qış mussonları ilə əlaqədardır. Yəni, buradan belə bir nəticə çıxır ki, yay mussonları dənizdən quruya əsdiyinə görə həmin ərazilərin rütubətini quruya daşıyır və ərazinin ifrat rütubətlənməsini (güclü və bəzən, çox hallarda sellər və daşqınlarla müşayiət olunan leysan yağışları ilə) təmin edir. Qış mussonları isə əksinə, qurudan dənizə əsdiyinə görə həmin ərazilər rütubətlə pis təmin olunur və ona görə də ən az yağıntılı dövr qış mussonlarının müşahidə edildiyi dövrə təsadüf edir.

## **Atmosfer proseslərinin növləşdirilməsi və sirkulyasiya indeksləri**

Atmosfer proseslərinin çoxlu sayda növləri içərisində daha çox təkrarlanan prosesləri aşkar etmək və yaxud bir prosesin digərini əvəz etməsi ardıcılığının qanunauyğunluqlarını müəyyən etmək çox çətinidir. Atmosfer dövrünün tədqiqatları XIX əsrin ikinci yarısında ilk hava xəritələrinin meydana gəlməsi ilə eyni zamanda başlanmışdır. Başqa elmlərdə olduğu kimi, meteorologiyada da atmosfer proseslərinin sistemləşdirilməsini aparmaq, bunların içərisində Yer kürəsinin müxtəlif rayonlarında bu və ya başqa mövsüm üçün xarakterik olan, tez-tez təkrarlanan prosesləri aşkar etmək qarşıya məqsəd qoyulmuşdur. İndiyə qədər bir çox tədqiqatçılar makrosirkulyasiya proseslərinin növləşdirilməsinə cəhd göstərmişdilər. Bunlardan biri Q.Y.Vangenheymlər tərəfindən təklif edilmişdir və sonradan A.A.Girsələ birlikdə təkmilləşdirilmişdir. Makrosinoptik proseslərin Q.Y.Vangenheymlər tərəfindən işlənmiş növləşdirilmələri Elementar Sinoptik Proses (ESP) anlayışına əsaslanmışdır. Bu cür proses müddətində verilmiş coğrafi rayonda hava axınlarının əsas istiqaməti və barik sahələrin işarəsi dəyişməz, sabit qalır. Prosesin bütün növləri ümumi olaraq 26 tipdə cəmlənmişdir. Bunlar da mülayim enliklərin troposfer təbəqəsində üstün yerdəyişmələrə uyğun olaraq 3 tipdə qruplaşdırılmışdır:

1) qərb köçürməsi (W),

2) şərq köçürməsi (E),

3) meridional köçürmələr (C).

Makroproseslərin B.L.Dzerdzeyevsk tərəfindən V.M. Kurqanskaya və Z.M. Vitvitskaya ilə birlikdə işlənmiş növləşdirilməsi bütün şimal yarımkürəsini əhatə edir və Arktikadan soyuq hava ilə müşayiət olunan meridional hərəkətlərin nəzərə alınmasına əsaslanmışdır.

**Elementar sirkulyasiya mexanizmləri (ESM)** adlanan proseslərin orta davamiyyət müddəti 3-5 sutka arasında dəyişir. Bu növlərin bəziləri qış və yaz aylarında, bəziləri isə əsasən, yayda daha çox təkrarlanırlar. Atmosfer dövrəni növlərinin müəyyən edilməsini obyektivləşdirmək məqsədilə onların kəmiyyətə qiymətləndirilməsinin müxtəlif üsulları təklif edilmişdir. Bunlardan ən əlverişlisi Rossbinin təklif etdiyi üsuldur. Bu zaman sirkulyasiya indeksi kimi havanın hərəkət sürətinin zonal toplananı qəbul olunmuşdur. Atmosfer prosesləri zonal indeksin müxtəlif qiymətlərinə uyğun olaraq iki tip sirkulyasiya növünə bölünürlər: yüksək və alçaq indeksli sirkulyasiyalar.

Y.N.Blinova tərəfindən təklif edilmiş indeks verilmiş coğrafi enlikdə yer səthinə nəzərən atmosferin fırlanma bucaq sürətini xarakterizə edir və ümumiyyətlə, **Rossbi indeksinə** oxşardır:

$$J = \frac{a}{\omega} \cdot 10^3 = \frac{v_x}{\omega R \cos \varphi} \cdot 10^3,$$

burada,

$a$  – zonal küləyin yerə yaxın bucaq sürəti,  $\omega$  – Yer kürəsinin fırlanma bucaq sürəti,  $R$  – Yer kürəsinin radiusu,  $\varphi$  – coğrafi enlik,  $v_x$  – Yer kürəsinə nəzərən xətti zonal sürətdir.

Bu indeks zonal sirkulyasiyanın intensivliyinin planetar qiymətini verir. Müəyyən edilmişdir ki, troposferdə və aşağı stratosferdə sirkulyasiyanın zonal və meridional toplananları ilin soyuq dövrlərində maksimal qiymətə çatır və bu zaman şimal-

cənub, materik-okean arasında havanın temperatur qradienti ən böyük qiymətlərə malik olur.

Qış aylarında materik və okeanlar arasında temperatur fərqi daha da artır və deməli, meridional proseslərin inkişafı üçün əlverişli şərait saxlanılır. Meridional sirkulyasiyanın təkrarlanması oktyabr-fevral aylarında fasiləsiz olaraq artır, zonal sirkulyasiya isə əksinə, azalır (məsələn, Azərbaycan ərazisində qeyd edilən dövr ərzində meridional proseslərin müdaxiləsi hallarının çoxalması). Yalnız martda materik qızmağa başladıqda, okean və materiklər arasında temperatur qradienti azaldığı vaxtlarda meridional proseslərin müdaxiləsi hallarının sayı azalır, zonal sirkulyasiyanın təkrarlanması isə əksinə, bir qədər artmış olur.



## V FƏSİL

### METEOROLOJİ ŞƏRAİTİN TƏHLİLİ. METEOROLOJİ ELEMENT VƏ HADİSƏLƏRİN ƏSAS PROQNOZ ÜSULLARI

#### Divergeniya, burulğan hərəkəti və sürət sirkulyasiyasının hesablanması

V sürət vektoru və onun  $u$ ,  $v$  və  $\omega$  toplananları fəzanın müəyyən nöqtəsinə aiddirlər. Bu parametrlər **sürət sahəsinin** xarakteristikalarının proqnozu üçün də istifadə edilir. Bunlara divergeniya, burulğan hərəkəti və sirkulyasiyanın sürəti aid edilir və onlar bu və ya digər qonşu nöqtədə hesablanıla bilər.

**Fəzada sürət vektorunun divergeniyası** aşağıdakı bərabərliklə təyin olunur:

$$\operatorname{div} \mathbf{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial z}.$$

Üfüqi müstəvidə

$$\operatorname{div} \mathbf{V} = D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}.$$

Analoji olaraq **hərəkət miqdarının divergeniyasını** üfüqi müstəvidə nəzərə alsaq,

$$\operatorname{div} \mathbf{p}_i = \frac{\partial (\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial (\rho v)}{\partial y}.$$

Fəzanın verilmiş nöqtəsinə havanın axıb gəlməsi və ya axıb getməsi həqiqi küləyin divergensiyası ilə əlaqədardır.

Sürət vektorunun genişlənməsi zamanı,  $D > 0$  olduqda, havanın verilmiş nöqtədən axıb getməsi baş verir. Sürət vektorunun sıxlaşması zamanı,  $D < 0$  olduqda, verilmiş nöqtəyə havanın axıb gəlməsi baş verir.

Bu hal geostrofik külək sahəsinə aid edilmir, belə ki,

$$\operatorname{div} \mathbf{V}_g = D_g = \frac{\partial u_g}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial y} \approx 0.$$

$\frac{\partial \rho}{\partial y} = \frac{2\bar{\rho} \cos \varphi}{a}$  olduğunu nəzərə alsaq,

$$\operatorname{div} \mathbf{V}_g = D_g = -\frac{ctg \varphi}{a}, \quad (5.1)$$

burada,

$a$  – Yerin radiusudur.

(5.1) düsturunun sağ hissəsi az əhəmiyyətlidir və  $\mathbf{V}_g$  -nin çox böyük qiymətləri kimi bəzi müstəsna halları çıxmaqla, onu nəzərə almamaq da olar.

Skalyar kəmiyyətin qradienti (məsələn,  $\operatorname{grad} P$ ) vektorial olduğu halda, sürət vektorunun divergensiyası skalyardır.

Sürət divergensiyası və ya hərəkət miqdarı hava kütləsinin axıb gəlməsini və getməsini xarakterizə etdiyi üçün o, kəsilməzlik tənliyi ilə sıx əlaqədardır və onu aşağıdakı kimi ifadə etmək olar:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \operatorname{div}(\rho \mathbf{V}) = 0$$

və ya

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\operatorname{div}(\rho \mathbf{V}).$$

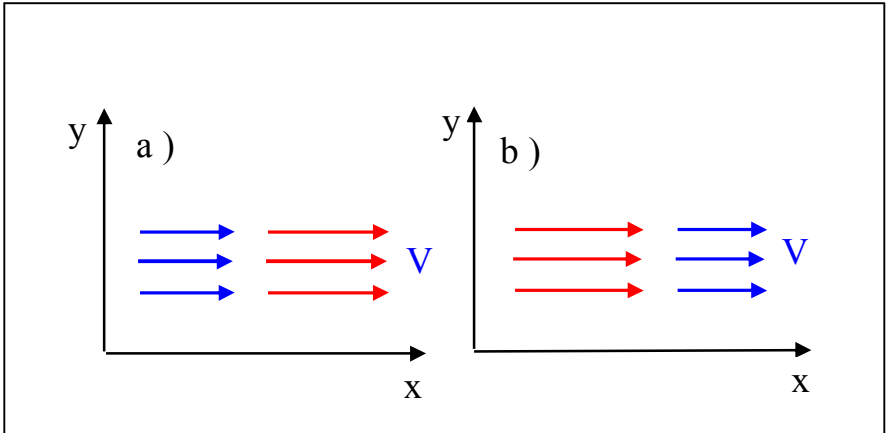
Əgər  $\frac{\partial \rho}{\partial t} = 0$  olarsa, yəni  $\rho = \text{const}$  olduqda kəsilməzlik tənliyi aşağıdakı şəkli almış olacaq,

$$\operatorname{div} \mathbf{V} = 0$$

$\operatorname{div} \mathbf{V}$  kəmiyyətini baxılan nöqtə ətrafında külək istiqamətinin sıxlaşması və ya ayrılması ilə tamamilə eyniləşdirmək olmaz, belə ki,  $\rho = \operatorname{div} \mathbf{V}$  kəmiyyəti hava axını boyunca təkcə küləyin istiqamətindən deyil, sürət modulundan da asılıdır.

Məsələn, ölçülərinə görə məhdud sahə təsvir edək. Burada düzxətli paralel hava axınında sürət modulu axın istiqamətində artır və ya azalır (şək. 88 (a,b)).

Birinci halda  $D = \frac{\partial u}{\partial x} > 0$ , ikinci halda isə  $D = \frac{\partial u}{\partial x} < 0$ . Genişlənən və ya sıxılan hava axınında D-nin qiyməti və işarəsi  $\frac{\partial u}{\partial x}$  və  $\frac{\partial v}{\partial y}$  kəmiyyətlərinin qarşılıqlı əlaqəsindən asılıdır.



Şək. 88. Düzxətli axında sürət divergensiyası

( a - müsbət , b – mənfi )

Sürət divergensiyasının hesablanması çox çətindir, belə ki, u və v ilə müqayisədə D kəmiyyəti çox kiçikdir. u və v-nin hesablanmasında buraxılmış xətalara görə D kəmiyyətinin işarəsini səhv təyin etmək olar. Aşağıdakı düstura əsasən S sahəsinə malik L konturu daxilində  $D_m$ -in orta kəmiyyətini hesablamaqla xətanı azaltmaq olar:

$$D_m = \frac{1}{S_L} \oint V_r dL ,$$

burada,

$V_r$ - verilmiş nöqtədə sürət vektoru L konturunun r əyrilik radiusuna proyeksiyasıdır.

Burulğan sürəti aşağıdakı düsturla təyin olunur:

$$\text{rot } \mathbf{V} = \text{curl } \mathbf{V} = \left( \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) \mathbf{i} + \left( \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) \mathbf{j} + \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \mathbf{k} .$$

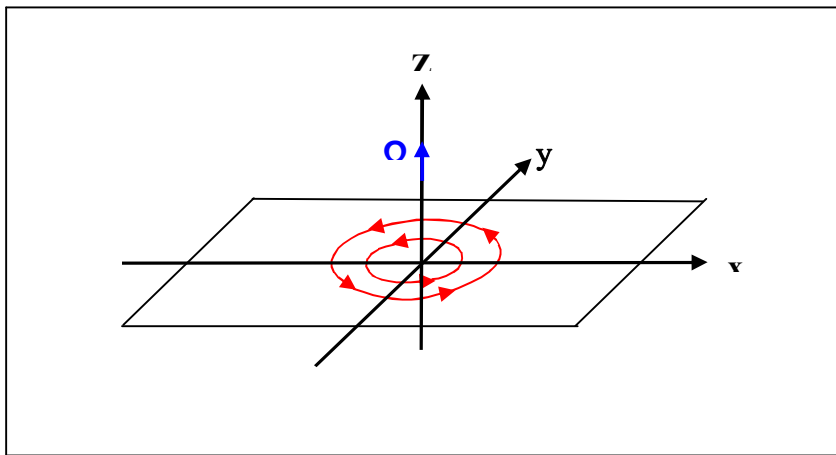
x, y, z koordinat oxları üzrə sürət burulğanının hər bir toplananı hava hissəciyinin müvafiq ox ətrafında dönmə hərəkətlərinin tendensiyasını ifadə edir. Belə ki, irimiqyaslı atmosfer proseslərinin şaquli müstəvidə dönmə hərəkətləri (x və y oxları ətrafında) çox az müşahidə olunur. Bu tip proseslər üçün üfüqi müstəvidə z oxu ətrafında dönmə hərəkətlərinin tendensiyasını ifadə edən burulğan sürətinin şaquli toplananını nəzərdən keçirmək kifayət edir (şək. 89).

Bu toplanan üçün aşağıdakı kəmiyyət daxil edilmişdir:

$$\Omega = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} .$$

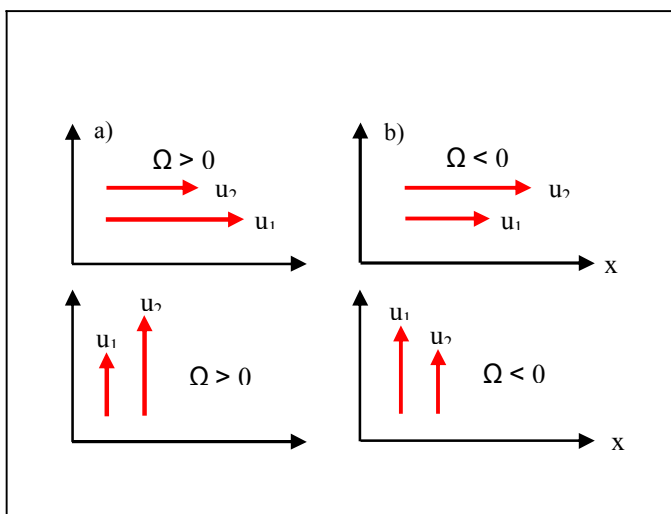
Burulğan sürəti atmosfer proseslərinin çox vacib xüsusiyyətlərindən biridir, belə ki, müəyyən zaman daxilində barik sahələrin dəyişməsi burulğan sürətinin dəyişməsi ilə sıx

əlaqədardır. Burulğan sürətini tamamilə meteoroloji kəmiyyət olaraq hava hissəciklərinin əyrixətli trayektoriya boyunca yerdəyişməsi kimi qəbul etmək olmaz. Belə bir sürət sahəsini təsvir edək. Hava axınına çəkilməmiş normal boyunca düz xətti, qeyri-bərabər sürətli hərəkət zamanı  $\Omega \neq 0$  şərti ödənilir (şək. 90).



**Şək. 89. Şaquli səthdə burulğan hərəkəti**

Digər tərəfdən, sürətin paylanmasını hava hissəciklərinin fırlanma hərəkəti kimi də qəbul etmək olar.



**Şək. 90. Düzxətli axında normal boyunca sürətin qeyri bərabər paylanması burulğan hərəkəti, (a) siklonik burulğan, (b)**

**antisiklonik burulğan**

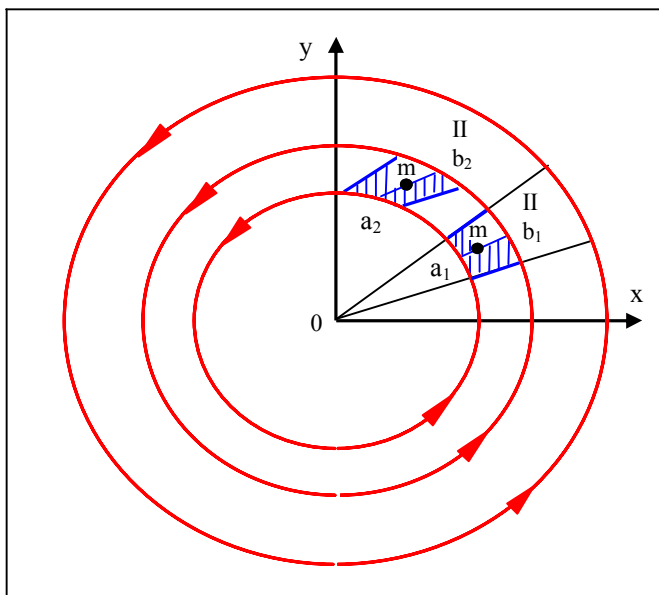
Bu zaman,  $\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = 0$ , yəni  $\zeta = 0$  (şək. 91).

Belə ki,

$$\Omega = \frac{1}{\rho l} \left( \frac{\partial^2 p}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} \right) = \frac{1}{\rho l} \nabla^2 p,$$

və ya

$$\Omega = \frac{g}{l} \left( \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right) = \frac{g}{l} \nabla^2 H.$$



**Şək. 91. Fırlanma hərəkətində burulğan sürətinin nəzərə alınmaması**

$\Omega$ -nın hesablanması  $\nabla^2 p$  və ya  $\nabla^2 H$  laplasianlarının hesablanması ilə əvəz etmək olar.

Belə ki, siklon mərkəzində  $\nabla^2 p > 0$  (və ya  $\nabla^2 H > 0$ ), antisiklonlarda isə  $\nabla^2 p < 0$  (və ya  $\nabla^2 H < 0$ ) olduğu üçün siklonlar üçün  $\Omega > 0$ , antisiklonlar üçün isə  $\Omega < 0$  uyğun gəlir.

$D_m$  kəmiyyətinin hesablanmasına analoji olaraq  $L$  konturu daxilində  $\Omega_m$ -in orta qiymətini aşağıdakı düsturla müəyyən etmək olar:

$$\Omega_m = \frac{1}{S} \oint_L \mathbf{V}_\ell dL = \frac{1}{S} Q$$

burada,

$\mathbf{V}_\ell$  - sürət vektorunun  $L$  konturunun verilmiş nöqtəsində çəkilmiş toxunana proyeksiyasıdır.

Sirkulyasiyanın sürətlənməsi aşağıdakı düsturla təyin olunur:

$$\frac{dQ}{dt} = \oint_L \frac{d\mathbf{V}}{dt} \cdot dL = \oint_L \left( \frac{du}{dt} dx + \frac{dv}{dt} dy + \frac{d\bar{w}}{dt} dz \right),$$

buradan,

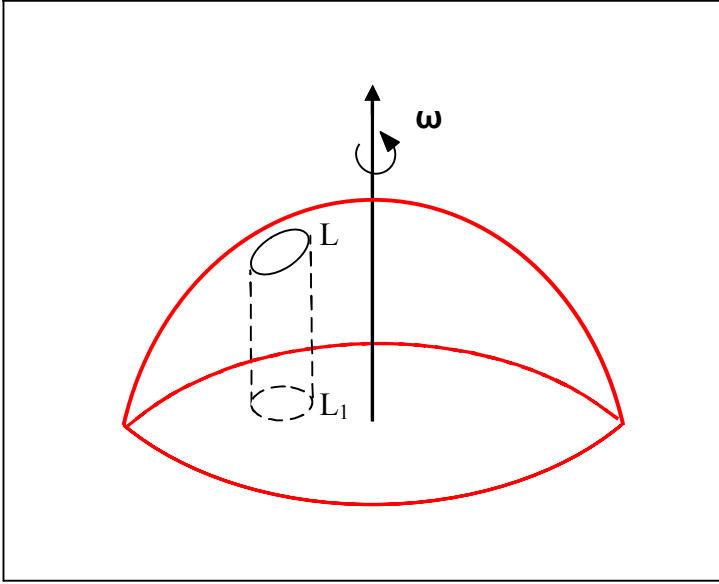
$$\frac{dQ}{dt} = - \oint_L \frac{1}{\rho} dp - 2\bar{w} \frac{dL}{dt} = N - 2\bar{w} \frac{dL}{dt},$$

burada,

$L_1$  – ekvator müstəvisi üzərində  $L$  konturunun proyeksiyası (şək. 92);

$N$  –  $L$  konturu daxilində, məsələn, hər 1 hPa-dan bir çəkilmiş izobarik səthlərin və 1 m-dən bir çəkilmiş izotermik səthlərin (yəni

$\alpha = \frac{1}{\rho}$  bərabər xüsusi həcm səthlərin) kəsişməsi zamanı yaranır.



**Şək. 92. Konturun ekvator müstəvisinə proyeksiyası**

Şəkil 93-də şaquli müstəvi üzərində izobar-izotermik solenoidlər təsvir olunmuşdur.  $N$  kəmiyyəti saat əqrəbinin əks istiqamətində  $\nabla_n$  vektorundan  $\nabla_T$  vektoruna kiçik bucaq altında keçən zaman müsbət, saat əqrəbi istiqamətində keçdikdə isə mənfi işarə alır.

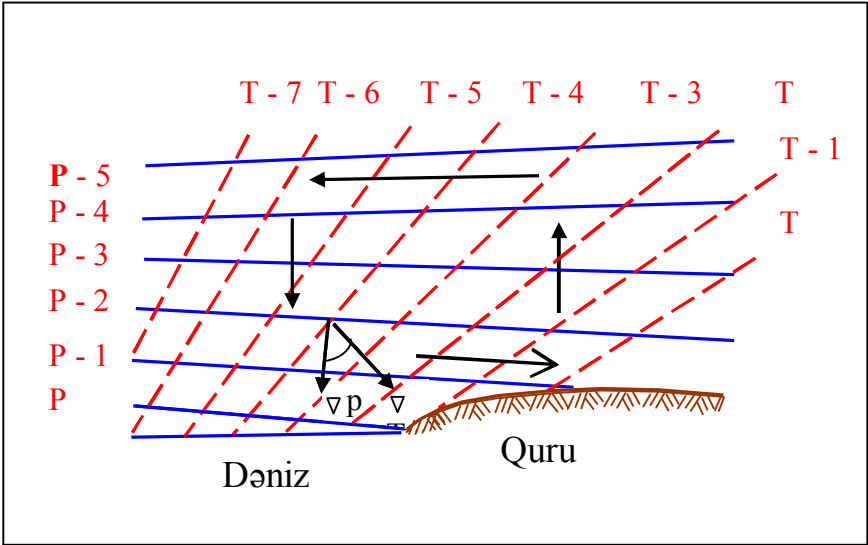
Üfüqi müstəvi üzərində  $L$  konturu daxilində vahid səthə düşən solenoidlərin sayı  $N$  şaquli müstəvisində olduğundan milyonlarla azdır. Buna görə də brizlərin, dağ-dərə küləklərinin və s. izah



edilməsi üçün şaquli müstəvidə havanın sirkulyasiya hərəkətinə təsiri nəzərdən keçirilir.

Sürət vektoru hər bir nöqtədə  $L$  konturuna toxunan istiqamətində yönəldikdə,  $V=V_L$ ,  $V_r=0$  olur və deməli,  $D=0$ . Belə **tam fırlanma (divergensiyasız)** sürət sahəsi **solenoidal** sahə adlanır.

Əgər hər bir nöqtədə sürət vektoru  $L$  konturunun əyrilik radiusu üzrə yönəlmişə,  $V=V_r$ ,  $V_L=0$  və  $\Omega=0$  olacaq. Belə tam **divergent (fırlanmayan)** sürət sahəsi **potensial** sahə adlanır.



**Şək. 93. İzobar - izotermik solenoidlər sistemində (gündüz brizi) sirkulyasiyanın təcili**

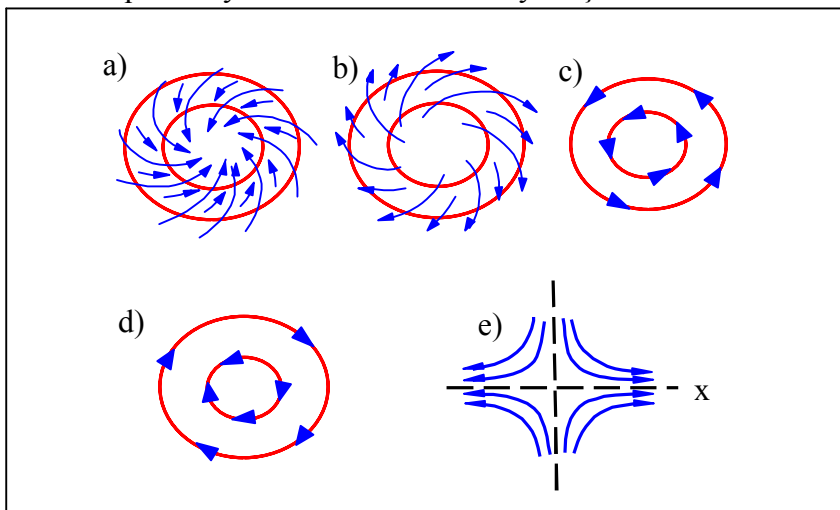
İstənilən sürət sahəsini solenoidal və potensial toplananlara ayırmaq olar.

## **Cərəyan xətti və cərəyan funksiyası. Hava hissəciklərinin**

### **trayektoriyasının təyini**

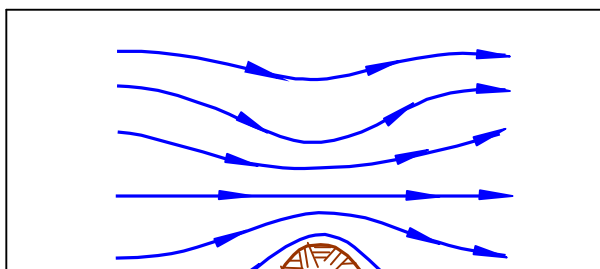
Cərəyan xətti o xəttə deyilir ki, onun hər bir nöqtəsində sürət vektoru toxunan istiqamətində yönəlmiş olur.  $V_{gr}$  və  $V_g$  üçün

cərəyan xətləri mütləq topoqrafiya (MT) xəritələrinin izobarları və ya izohipləri ilə üst-üstə düşür. Həqiqi küləyin sürət vektoru, adətən, izobarları (izohipləri) kəsir, buna görə də həqiqi küləklərin cərəyan xətləri izobarlarla kəsişir, bu da, əsasən, yerüstü təbəqədə aydın seçilir. Şəkil 94-də üfüqi müstəvi üzərində cərəyan xətlərinin müxtəlif formaları göstərilmişdir. Cərəyan xətlərini keçirərkən küləyin təkcə istiqaməti deyil, həmçinin sürəti də nəzərə alınır: sürət artdıqca cərəyan xətləri daha da sıx yerləşirlər.



**Şək. 94. Yerüstü siklon (a) və antisiklonda (b), hündürlükdəki siklon (v) və antisiklonda (d), deformasiya sahəsindəki (e) cərəyan xətlərinin horizontal müstəvidə forması**

Cərəyan xətlərini şaquli müstəvidə də müşahidə etmək olar. Şəkil 95-də hava axınının dağları aşarkən cərəyan xətlərinin mövcud sxemi göstərilmişdir.



### Şək. 95. Cərəyan xətlərinin dağ maneələrini aşması

Cərəyan xətlərini aşağıdakı əlaqə düsturları ilə ifadə etmək olar:

$$\frac{dx}{u} = \frac{dy}{v} = \frac{dz}{w},$$

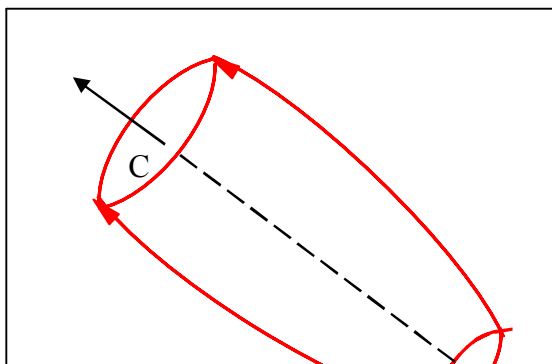
buradan,

$$\frac{dy}{dx} = \operatorname{tg} \gamma = \frac{v(x, y)}{u(x, y)},$$

burada,

$\gamma$  -  $x$  oxu ilə cərəyan xəttinin  $k$  toxunanı arasında qalan bucaqdır.

Fəzada cərəyan funksiyası ( $\Psi$ ) vahid zaman ərzində baxılan cərəyan xətlərinin simmetriya oxu ətrafında fırlanması nəticəsində yaranan fırlanan həcmın ən kəsiyi sahəsindən ( $S$ ) keçən havanın miqdarını ifadə edir (şək. 96).



**Şək. 96. Cərəyan funksiyasının anlayışına dair**

$\Psi(x,y)$  cərəyan funksiyasını hərəkət toplananının selenoidal (fırlanma) xarakteristikası kimi və  $\varphi(x,y)$  funksiyasını potensial (fırlanmayan və ya divergent) toplananı kimi nəzərdən keçirərək,

$$\left. \begin{aligned} \mathbf{u} &= -\frac{\partial \Psi}{\partial \mathbf{y}} + \frac{\partial \varphi}{\partial \mathbf{x}} \\ \mathbf{v} &= \frac{\partial \Psi}{\partial \mathbf{x}} + \frac{\partial \varphi}{\partial \mathbf{y}} \end{aligned} \right\} \quad (5.2)$$

Həqiqətən, (5.2) düsturundan aşağıdakı düsturu əldə etmiş olarıq

$$\Omega = \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial \mathbf{x}} - \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \mathbf{y}} = \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \mathbf{x}^2} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \mathbf{y}^2} = \nabla^2 \Psi,$$

yəni,  $\Omega$  yalnız  $\Psi$  funksiyasıdır,

$$\mathbf{D} = \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \mathbf{x}} + \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial \mathbf{y}} = \frac{\partial^2 \varphi}{\partial \mathbf{x}^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial \mathbf{y}^2} = \nabla^2 \varphi$$

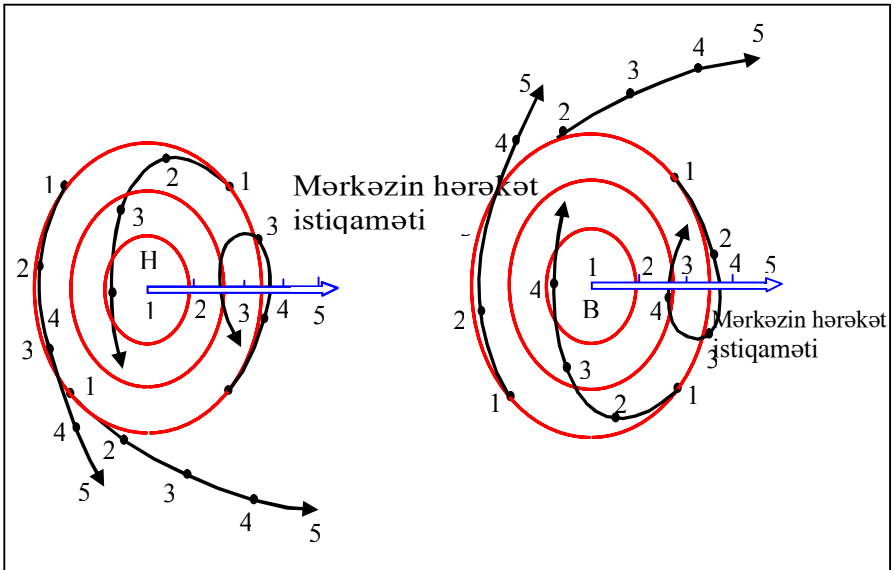
yəni  $\mathbf{D}$  yalnız  $\varphi$  funksiyasıdır.

$\Omega$  kəmiyyəti  $\mathbf{D}$ -dən bir dərəcə böyük olduğuna görə təqribən aşağıdakı düsturu almaq olar

$$\left. \begin{aligned} u &= -\frac{\partial \psi}{\partial y} \\ v &= \frac{\partial \psi}{\partial x} \end{aligned} \right\} \quad (5.3)$$

Ekvator yaxınlığında ( $1 \rightarrow 0$ ) geostrofik küləyin hesablanması əhəmiyyətsiz olduğu üçün ədədi proqnozların bəzi sxemlərində (kvaziselenoidal yanaşma) külək toplananları ilə cərəyan xətləri arasındakı əlaqədən istifadə olunur.

Barik sahənin lokal dəyişmələri, yəni  $\frac{\partial p}{\partial t}$  və  $\frac{\partial H}{\partial x}$  parametrlərinin işarə və qiymətləri, həmçinin atmosferdə baş verən digər proseslər cərəyan xətlərinin (və ya mütləq topoqrafiya (MT) xəritələrində izobar və izohiplərin) formasından asılıdır. Xüsusilə, daha fəal frontogenez, cəbhə sahələrinin, atmosfer cəbhələrinin yaranması və sürətlənməsi axının deformasiya sahəsi ilə əlaqədardır.



## **Şək. 97. Siklon və antisiklonda hava hissəciklərinin trayektoriyası**

Cərəyan xətləri ilə hava hissəciklərinin trayektoriyasını fərqləndirmək mütləqdir. Cərəyan xətləri eyni zaman anında müxtəlif hava hissəciklərinin yerdəyişməsini xarakterizə edir. Cərəyan xətlərinin cəmi isə sürət sahəsinin qrafiki təsvirini ifadə edir.

Trayektoriya eyni hava hissəciyinin müəyyən zaman daxilində yerdəyişməsini göstərən xətdir. Lakin baxılan zaman kəsiyində barik sahə dəyişikliyə uğramırsa, cərəyan xətləri və hissəciklərin trayektoriyası üst-üstə düşəcək. İstənilən hava hissəciyi başlanğıc anda yerləşdiyi cərəyan xətti boyunca hərəkət edir. Məsələn, sürtünmə təbəqəsindən yuxarıda stasionar barik sahə mövcud olduqda mütləq topoqrafiya xəritələrinin izohipləri cərəyan xətləri və hava hissəciklərinin trayektoriyası boyunca olur.

Şəkil 97-də siklon və antisiklonda ayrı-ayrı hava hissəciklərinin trayektoriyası verilmişdir. Belə ki, hər bir hava hissəciyi həm də müxtəlif təbiətli şaquli hərəkətlərlə şərtlənir və şaquli istiqamətdə yerlərini dəyişir.

Buna görə də hesablamalar zamanı çox zaman hava hissəciklərinin trayektoriyalarının kobud ortalaşdırılması ilə kifayətlənilir. Belə ki, "hissəcik" dedikdə, böyük hava həcmi nəzərdə tutulur, onun daxilində kiçik miqyaslı turbulent və iri miqyaslı atmosfer hərəkətləri aşkar edilir. Trayektoriya metodu sinoptik təhlilin aşağıdakı məsələlərini həll etməyə imkan verir:

1)  $\delta t$  zaman kəsiyində hava hissəciyinin hər hansı nöqtədən verilmiş nöqtəyə yerinin dəyişdiyini müəyyən etmək;

2) hava hissəciyinin  $\delta t$  zaman kəsiyində verilmiş nöqtədən hansı nöqtəyə dəyişəcəyini müəyyən etmək;

3) hərəkətlərin üfqi olmasını şərti qəbul edərək bu məsələlərin həllinin ən sadə üsulu trayektoriyaların hesablanması qrafiki metodudur.

Hava hissəciyinin əvvəlki və növbəti trayektoriyasını müəyyən etmək üçün mütləq topoqrafiya xəritələrinin izohips sahəsi və (A) hesab nöqtəsi verilmişdir (şək. 98). Sonra köçürülmənin axına əks istiqamətdə olan orta sürətini təyin edirik. Bunun üçün ilkin olaraq trayektoriyanın təxmini ortasını, küləyin qiymətlərinə əsasən isə qradient xətkəşin köməyi ilə  $V_m$  sürətinin orta qiymətini təyin edirik. Bu zaman yerdəyişmə yolu olacaq. S-in qiymətlərini əyilmələri nəzərə alaraq, izohips boyunca yerləşdirməklə hava hissəciyinin  $\delta t$  zaman kəsiyində (A) nöqtəsinə köçürüldüyü (M) başlanğıc nöqtəsini tapırıq.

Əgər ab xətti S trayektoriyasının mərkəzindən əhəmiyyətli dərəcədə tərəddüd edirsə və S xətti boyunca küləyin sürəti dəyişsə, ( $M_1$ ) nöqtəsinin ilkin vəziyyətini əldə etməklə ab xəttinin vəziyyətini daha da dəqiqləşdirmək mümkün olub,  $V_m$ -in qiymətini daha dəqiq müəyyən etmək, (M) başlanğıc nöqtəsinin dəqiqləşdirilmiş vəziyyətini tapmaq olar. Lakin (M) nöqtəsinin tapılmasında, adətən, belə dəqiqliklərdən istifadə olunmur.

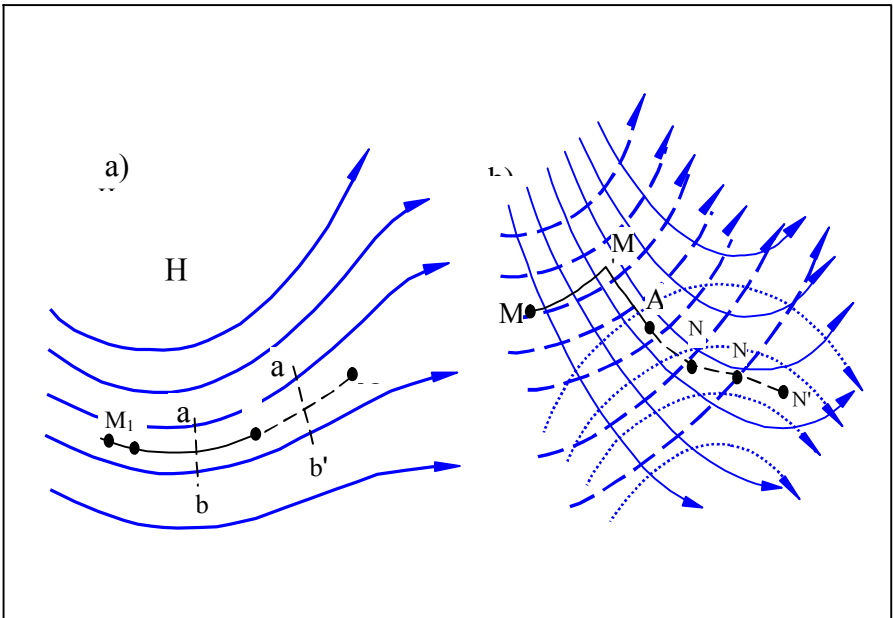
Analoji olaraq, (A) nöqtəsindən axın istiqamətində yerləşmiş  $V_m$ -i təyin etməklə, hava hissəciyinin növbəti  $\delta t$  zaman intervalında (A) nöqtəsindən yerini dəyişəcəyi (N) son nöqtəsini tapa bilirik.

Əgər hesablama  $\delta t = \pm 24$  saat müddəti üçün nəzərdə tutulubsa, və ya  $\delta t = \pm 12$  saat olduqda 6 saatdan bir hava xəritələrində trayektoriyanın müəyyən edilməsi iki MT xəritəsinin izohiplərindən istifadə edilməklə, iki mərhələdə aparılır. Şəkil 98 b-də bütöv izohiplər sistemi daha sonrakı müddətə aiddir, qırıq-qırıq izohiplər sistemi isə başlanğıc vaxta aiddir. (A) hesab nöqtəsi üçün (M) başlanğıc nöqtəsini (24 saat geriyə) təyin etmək üçün sonuncu mütləq topoqrafiya xəritələrinə əsasən yuxarıda qeyd edilən qaydada ( $M^1$ ) (12 saat geriyə) aralıq nöqtəsini təyin edirlər.

Analoji qaydada ( $M^1$ ) nöqtəsi üçün əvvəlki xəritəyə əsasən (M) başlanğıc nöqtəsini (daha 12 saat geriyə) tapmış oluruq. (A) nöqtəsindən hissəciklərin yerdəyişməsinin proqnozunu yalnız sonuncu xəritəyə əsasən 12 saat müddətinə vermək olar. Proqnoz müddətini artırmaq üçün proqnostik mütləq topoqrafiya xəritələrindən (şəkil 98-də qırıq-qırıq izohiplər) istifadə etmək

lazımdır. ( $N'$ ) aralıq nöqtəsini və ( $N$ ) proqnoz nöqtəsini müəyyən etmək üçün şəkil 98-i nəzərdən keçirmək kifayətdir.

Əgər növbəti xəritədə ( $N$ ) nöqtəsini hesab nöqtəsi qəbul etsək, onda bu nöqtə üçün sonrakı 12 saat müddətində başlanğıc (bu nöqtə  $A$  olacaqdır) və son nöqtələri ( $N''$  nöqtəsi) qeyd etmək olar.  $\delta t = 12$  saat olduqda hesablamaların nəticəsi həqiqi qiymətə çox yaxın bir təqribi qiymət olacaqdır.  $\delta t = 6$  saat olduqda isə hesablama daha dəqiq olacaqdır, lakin bu halda, hər 6 saatdan bir yenilənən mütləq topoqrafiya xəritələrinin olması labüddür.



**Şək. 98. Üfüqi hərəkətdə hava hissəciklərinin trayektoriyasının**

**grafiki təsviri a) dəyişməyən barik sahədə  
b) dəyişən barik sahədə**

Yerüstü qatda hissəciklərin trayektoriyasının hesablanması, adətən, 12 saatdan artıq olmayan müddət üçün həyata keçirilir.



Hesablamalar üçün bütün köməkçi (dairəvi) xəritələrdən də istifadə olunur, trayektoriyanın proqnozu zamanı isə izobar sahələrinin dəyişməsinin proqnozu verilir.

Yerdəyişmənin istiqamətini izobarların və küləyin istiqamətləri (yaxud yerüstü qatda cərəyan xətlərinin istiqaməti) arasında qalan bucağın orta qiyməti kimi təyin edirlər. Yerdəyişmənin sürətini 0, 200, 300, 600, və 1000 m hündürlüklərdə sürətlərin orta qiymətləri kimi hesablamaq olar.

Trayektoriyanın qiymətləndirilməsi zamanı yerüstü xəritədə izobarların istiqamətini hava hissəciklərinin yerdəyişmə istiqaməti kimi qəbul etmək olar. Hissəciklərin yerdəyişmə sürətini isə yerüstü qatda küləyin sürəti ilə izobar sahələrinə görə müəyyən edilmiş geostrofik küləyin sürəti arasındakı orta qiymət kimi nəzərə almaq lazımdır. Həmçinin yerdəyişmə sürətini küləyin sürətinə bərabər qəbul etməklə, küləyin sürətini trayektoriya boyunca yerləşmiş qonşu məntəqələr arasında ortalaşdırmaq olar.

## **Sinoptik vəziyyətin proqnozu, meteoroloji element və hadisələrin proqnozlaşdırılması üsulları**

Barik sistemlərin yerdəyişməsi və evolyusiyası dedikdə, ümumi olaraq **sinoptik vəziyyətin proqnozu** nəzərdə tutulur. Barik sistemlərin yerdəyişməsinin istiqamət və sürətini təyin etmək üçün ekstrapolyasiya üsulundan daha çox istifadə olunur. Bu üsulun əsasını barik sistemlərin əvvəlki istiqamət və sürətini saxlaması təşkil edir və onun köməyi ilə barik sistemlərin yerdəyişməsinin, evolyusiyasının proqnozunu vermək mümkündür. Ekstrapolyasiya üsulundan başqa bir neçə qayda da vardır ki, bunlardan barik sistemlərin evolyusiyası, yerdəyişməsinin proqnozu zamanı istifadə olunur.

Barik sistemlərin müxtəlif bölmələrində hava şəraiti fərqli xüsusiyyətləri ilə xarakterizə olunur. Sinoptik vəziyyəti və barik obyektlərin yerdəyişmələrini müəyyən etməklə hər hansı bir rayonda havanın ümumi vəziyyətini qabaqcadan müəyyən etmək

olar. Barik sistemlərin yerdəyişməsinin və evolyusiyasının proqnozu üçün bir sıra üsullar mövcuddur:

1. **Aparıcı hava axını üzrə yerdəyişmə üsulu.** Bu üsul N.P.Lujnaya, V.İ.Buşuk, N.Q.Leonov, A.P.Poloxov, A.N.Mertsalov və başqaları tərəfindən işlənmişdir.

Yer səthi yaxınlığında barik sistemlərin yerdəyişməsi  $MT_{700}$  və ya  $MT_{500}$  xəritələrindəki aparıcı axınları nəzərə almaqla qiymətləndirilir. Yer səthində barik sistemlərin mərkəzləri həmin an 3-6 km hündürlüklərdə yerləşən izohipslərin istiqamətində hərəkət edirlər və mərkəzlərin hərəkət sürəti  $MT_{700}$ -də olan sürətin 0,7-0,8,  $MT_{500}$ -də olan sürətin isə 0,5-0,6 mislini təşkil edir.

2. **Qoşa izallobar üsulu.** Bu üsul L. S. Qandin, S. S. Klyuçayev tərəfindən təkmilləşdirilmiş düsturlar vasitəsilə ekstrapolyasiya üsulları qrupunu əmələ gətirir və onun əsasını ekstrapolyasiya, aparıcı axın qaydası təşkil edir.

N.P.Lujnayanın üsulu antisiklonların yerdəyişməsinin proqnozu üçün 500 hPa-lıq səthlərdə antisiklonların ön və arxa hissələrində temperatur fərqlərinin dəyişməsinə nəzərə almaqla, ortalaşdırılmış geopotensial sahələrdən istifadə edilməsinə əsaslanmışdır.

## **Siklon və antisiklonların yerdəyişməsinin aparıcı axın qaydası ilə proqnozu**

Operativ proqnoz işində aparıcı axını müəyyən etmək üçün  $MT_{700}$  və ya  $MT_{500}$  xəritələrindən istifadə edilir. Onda

$$C = 0,8 \cdot V_{700},$$

və ya

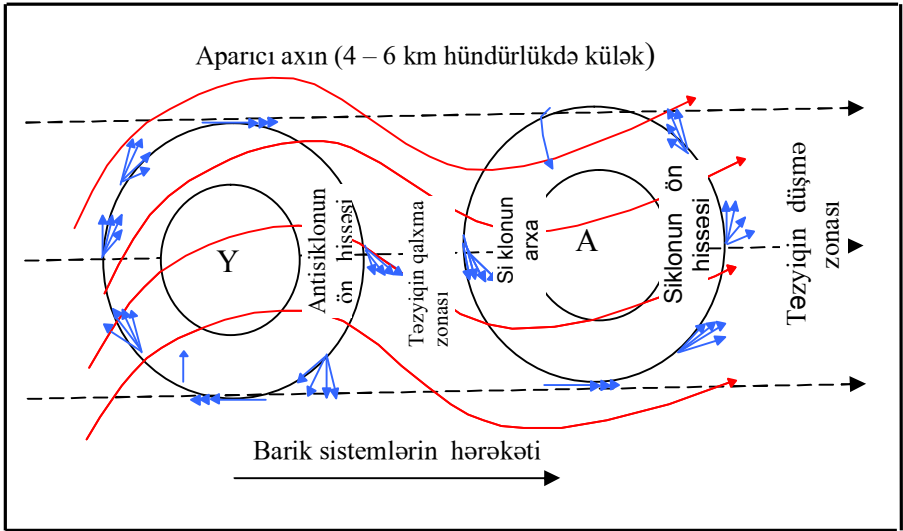
$$C = 0,6 \cdot V_{500},$$

burada,

$C$  – siklon və ya antisiklonların yer səthində mərkəzlərinin yerdəyişmə sürətinin vektorlarıdır,

$V_{700}$  və  $V_{500} - 700$  və  $500$  hPa izobarik səthlərdə uyğun külək sürətləri vektorlarıdır.

Siklonların və antisiklonların yerdəyişməsinin aparıcı axın qaydası ilə proqnozu zamanı barik sistemlərin hərəkəti şəkil 99-da təsvir edilmişdir: Şəkildən görüldüyü kimi, siklonların şərq və antisiklonların qərb hissələrində küləyin istiqaməti yuxarıya doğru hündürlük artdıqca sağa meyl edir. Əksinə, siklonların qərbində və antisiklonların şərqində isə küləyin istiqaməti hündürlük artdıqca sola meyl edir.



**Şək. 99. Aparıcı axın qaydası ilə barik sistemlərin mərkəzlərinin yerdəyişməsi sxemi**

Beləliklə:

- siklonların ön və antisiklonların arxa hissələrində külək hündürlüyə görə güclənir və sağa meyl edir;
- siklonların arxa və antisiklonların ön hissələrində külək hündürlüyə görə güclənir və sola meyl edir;

c) siklonların sol və antisiklonların sağ hissələrində külək hündürlüyə görə tədricən zəifləyir və bəzi səviyyələrdə isə istiqamətini əks istiqamətə dəyişir və sonra yenidən güclənir.

Okklyuziya nöqtəsində yaranan siklonun yerdəyişməsinin proqnozu bir qədər çətinlik yaradır. İsti və soyuq hava cəbhələrinin davam edən qarışması okklyuziya nöqtəsini aparıcı axının istiqamətindən sağa aparır. Ona görə də okklyuziya nöqtəsinin və ardınca yaranan siklonun gələcək yerini isti və soyuq cəbhələrin qarışması əsasında müəyyən etmək məsləhət görülür. Bunun üçün isti və soyuq cəbhələrin bir neçə nöqtəsinin yerini dəyişmək və onların proqnostik vəziyyətinə əsasən okklyuziya nöqtəsinin gələcək vəziyyətini müəyyən etmək lazımdır.

**Yenidən yaranan siklonun (və ya antisiklonun) mərkəzindəki təzyiğin proqnozu.** Bu cür proqnoz yerüstü barik tendensiyadan istifadə etməklə həyata keçirilir. Həyəcanlanma mərkəzindən 250 km radiusda orta tendensiya aşağıdakı kimi müəyyən edilir:

$$p_t = \frac{\sum_{i=1}^n (p_i)_i}{n},$$

burada,

$n_{t i}$  - müxtəlif məntəqələrdəki barik tendensiya,  
 $n$  - həyəcanlanma mərkəzindən 250 km radiusdakı məntəqələrin sayı.

Alınmış  $n_t$  hPa/3s qiymətini  $\frac{\tau}{3}$ -ə vurmaqla, proqnoz müddəti ərzində həyəcanlanma mərkəzindəki təzyiq dəyişməsinə alırlar.

$$\Delta p = p_t \frac{\tau}{3},$$

burada,

$\tau$  - proqnozun müddəti, saatla.

$\Delta p$  - ni başlanğıc anda həyəcanlanma mərkəzində olan təzyiqlə cəbri toplayaraq, proqnoz olunan barik sistemin mərkəzindəki təzyiqlə əldə olunur:

$$P_{PR} = P \pm \Delta P$$

Yadda saxlamaq lazımdır ki, barik tendensiya son üç saatdakı təzyiqlə dəyişməsinə göstərir, onların sadə ekstrapolyasiyası bəzən səhvlərə gətirib çıxarır, çünki onların özü də zamandan asılı olaraq dəyişir. Əgər sinoptikin əlində bir neçə müddətlər üçün xəritələr varsa, onda tendensiyanın dinamikasını nəzərə almaq lazımdır.

Atmosfer cəbhələrindən kənar ərazilərdə siklon və antisiklonların yaranması hündürlükdə, təzyiqlə və temperatur qradientlərinin kiçik qiymətlərində baş verir. Ona görə də baxılan haldakı proqnozda barik tendensiya əsas rol oynayır. Belə barik sahələrin formalaşması, adətən yer səthinə yaxın kiçik qradientli barik sahələrdə baş verir və əhəmiyyətli yerdəyişməyə məruz qalmırlar. Yer səthinin havanı qızdırması və soyutması nəticəsində təzyiqlə cüzi olaraq artması və ya azalması siklon və ya antisiklonların yaranmasına səbəb ola bilər. Əlverişli şərait əmələ gələn ərazilərdə barik tendensiya əsasında təzyiqlə hesablanır və alınan cavablara görə barik sahələrin yaranmasının mümkünlüyü və qeyri-mümkünlüyü haqqında nəticə çıxarılır.

## **Siklon və antisiklonların yerdəyişmələrinin ekstrapolyasiya metodu ilə proqnozu**

**Qoşa izallobar qaydası.** Barik obyektlərin Yer səthində mərkəzləri siklonların (antisiklonların) izallobar sahələrinin mərkəzlərini birləşdirən xətlərə paralel olaraq təzyiqlə azaldığı (artdığı) tərəfə yerini dəyişirlər. Bu qayda o vaxt tətbiq olunur ki, hər iki izallobar sahəsinin aydın və dəqiq mərkəzləri olsun. Bu zaman aşağıdakı iki keyfiyyət qaydasından istifadə edilir:

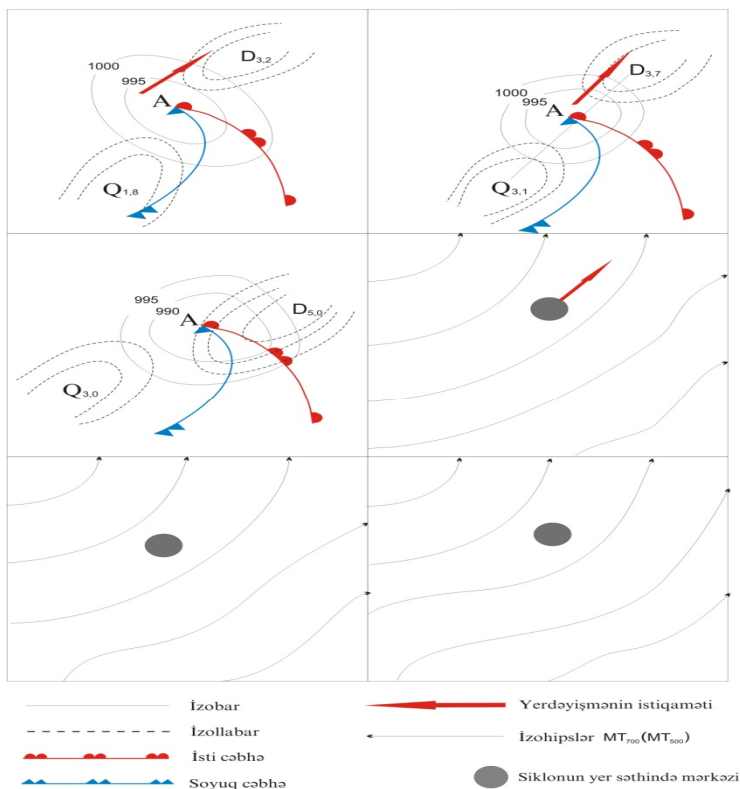
1) dairəvi izobarları olan siklonlar (antisiklonlar) izallobar qradienti istiqamətində yerini dəyişir;

2) elliptik izobarları olan siklonlar (antisiklonlar) isə izallobar qradienti ilə ellipsin böyük oxu arasındakı istiqamət üzrə yerini dəyişir.

Bu zaman yerdəyişmə sürəti izallobar qradientləri ilə düz, böyük sahənin ayrılığı ilə tərs mütənasibdir.

**Oxun meyl qaydası.** Barik sistemlərin yer səthində mərkəzləri şaquli oxlarının proyeksiyalarına, yəni siklon və ya antisiklonların yerüstü və  $MT_{700}$  xəritələrində mərkəzlərinin coğrafi vəziyyətlərini birləşdirən xətlərə perpendikulyar olaraq yerini dəyişirlər. Belə halda yüksəklik mərkəzi solda (və ya sağda) qalır. Bu qayda şaquli oxun proyeksiyası  $NT_{1000}^{500}$  xəritələrində üfüqi temperatur qradientləri ilə üst-üstə düşdüyü zaman özünü doğruldur.

**İsti bölmə izobarlar qaydası.** Siklonların yer səthində mərkəzləri bəzən isti bölmə izobarlarına paralel olaraq yerini dəyişir. Barik sistemlərin təkamülü və yerdəyişməsi şəkil 100-də təsvir edilmişdir.



**Şək. 100. Barik sistemlərin təkamülü və yerdəyişmələri  
Siklon və antisionların evolyusiyasının  
proqnozu**

Siklonun evolyusiyası – geniş anlayışdır. Məlumdur ki, siklon evolyusiyası siklon mərkəzində təzyiqin dəyişməsi, qradiyentin artması (azalması) və s. proseslərlə sıx əlaqəlidir. Siklonun dərinləşməsi havanı pisləşdirir, siklon daha da genişlənir, yağıntılar intensivləşir və daha geniş ərazini əhatə edir, həmçinin küləyin sürəti artır. Siklonun mərkəzində təzyiqin artması siklon sistemində havanın yaxşılaşmasına gətirib çıxarır və siklonun ölçüləri həm şaquli, həm də üfüqi dəyişir. Bu zaman, ilk dövrdə siklon yer səthi

üzərində dolur və bir müddət hündürlükdə müşahidə edilir. Yerüstü xəritədə, birinci növbədə mərkəzə yaxın izobar, daha sonra ardıcılıqla o biri izobarlar siklon tam sönənə qədər və yaxud yenidən yaranana kimi itirlər.

Siklonun mərkəzindəki təzyiqin dəyişməsi evolyusiyanın vacib göstəricisidir. Onu proqnoz etməklə, siklonun o biri xarakteristikalarının qabaqcadan necə dəyişəcəyini bilmək olar. Ancaq dəyişmələrin hamısını bu üsulla proqnoz etmək mümkün deyil. Məsələn: cəbhələrin hərəkəti heç də həmişə mərkəzdə təzyiqin dəyişməsi ilə korelyasiya etmir. Bunu siklonun hündürlük üzrə dəyişməsinə də aid etmək olar. Belə ki, təzə dərinləşməyə başlayan, regenerasiya edən siklon, artıq yüksək barik sahə kimi formalaşır. Beləliklə, mərkəzdəki təzyiqin dəyişməsinin proqnozu siklonun evolyusiyası haqda vacib, lakin tam olmayan məlumat verir. Məlumdur ki, siklonun inkişaf mərhələsini 4 hissəyə bölmək olar: dalğa mərhələsi; gənc siklon; maksimal inkişafa çatmış siklon; dolmuş siklon. Hər bir mərhələ müəyyən hava şəraiti ilə, cəbhələrin yerləşməsilə, siklonun şaquli inkişafı ilə xarakterizə edilir. Sinoptikin əsas vəzifəsi proqnoz müddəti ərzində siklonun hər hansı bir mərhələdə qalacağını və ya başqa mərhələyə keçməsinin proqnozunu tərtib etməkdir. Sinoptik təzyiqin dəyişməsinə və onun inkişaf mərhələsinin proqnozunu verməklə, siklonun gələcək vəziyyəti haqda tam məlumat verir.

Antisiklonun evolyusiyası – siklonun evolyusiyası kimi mürəkkəb anlayışdır. Siklon haqda dediklərimizi antisiklona da aid etməklə, deyə bilərik ki, antisiklonun mərkəzindəki təzyiqin dəyişməsi və onun inkişafının proqnozu proqnoz müddəti ərzində antisiklonun evolyusiyası haqqında kifayət qədər dolğun məlumat verir.

Beləliklə, barik sahələrin evolyusiyasının proqnozunu aşağıdakı kimi xarakterizə etmək olar.

1. Mərkəzdə təzyiqin dəyişməsi və inkişaf mərhələsi,
2. İlkin nəticələrdən istifadə etməklə, barik sahənin digər xarakteristikaları haqda müxtəlif inkişaf mərhələlərində siklon və antisiklonların məlum modelləri əsasında fikir yürütmək.



Proqnoz üçün ilkin məlumatlar kimi siklon və ya antisiklonun inkişafının təhlil nəticələri götürülür. Təhlil – son müddətə qədər 12-24 saat ərzində barik sahələrin evolyusiyasını müəyyən edən səbəblərin aydınlaşdırılmasını əhatə edir. Bu zaman nəzərə alınır ki, əvvəlki 12 saat ərzində fəaliyyətdə olan ünsürlər növbəti müddətdə də fəaliyyətdə olacaqdır. Adətən, təhlilə bu ünsürlər aiddir: müxtəlif səviyyələrdə burulğan sürətinin adveksiyası və temperaturu, orta səviyyələrdə küləyin divergensiya sürətinin dəyişməsi, hündürlükdən asılı olaraq küləyin dəyişməsi, yerüstü sürtünmə və cəbhələrin köçürülməsi.

Barik əmələgəlmənin mərkəzində müxtəlif səviyyələrdəki ilkin barik sahələri proqnostik sahələrlə müqayisə edərək, siklon və ya antisiklon üzərindəki hündürlük sahələrində gözlənilən dəyişiklikləri müəyyən etmək olur. Belə analiz apararkən yaddan çıxartmaq olmaz ki, siklon və antisiklonlar hərəkətlidir. Odur ki, gözlənilən barik əmələgəlmənin üzərindəki hündürlük sahələrini müqayisə və təhlil etmək üçün siklonların yerdəyişməsinin proqnozunu yenidən vermək məsləhət görülür.

Aparılmış tədqiqatlar göstərir ki, barik topoqrafiya xəritələrində siklonların evolyusiyası gedişində iki xüsusiyyət nəzərə çarpacaq dərəcədə dəyişir:

1.  $\frac{\partial H}{\partial t} = H_n$  geopotensialının qradienti ilə ölçülən, müxtəlif səviyyələrdəki Yüksək Frontal Zonaların intensivliyi,

2. Geostrafik küləyin nisbi burulğanı.

Əgər proqnostik xəritələrin məlumatlarına əsasən siklonun mərkəzi üzərində  $\frac{\partial H_n}{\partial t} < 0$  olarsa, onda belə siklon əvvəlki müddətdə hansı vəziyyətdə olduğundan asılı olmayaraq mütləq dolacaqdır. Həmçinin,  $\frac{\partial H_n}{\partial z} \approx 0$  və  $\frac{\partial}{\partial z} \nabla^2 H \approx 0$  olan zaman, proqnostik xəritələrin məlumatlarına əsasən siklonlar dolur. Ancaq,  $\frac{\partial}{\partial z} \nabla^2 H < 0$  olarsa, onda siklon öz intensivliyini ya dəyişmir ya da

ki, əhəmiyyətsiz dərəcədə dərinləşir. 700 hPa-dan başlayaraq istənilən hündürlükdə bu parametrlərin qiymətinin vaxt keçdikcə artması siklonun vəziyyətinin dəyişməyəcəyini göstərir. Digər hallarda isə siklon dolur, daha intensiv dolma isə  $\nabla^2 H$  və  $H_n$  -in bütün hündürlüklərdə azalması zamanı baş verir.  $\nabla^2 H$  və  $H_n$  -in

qiyməti hündürlük boyu artdıqca,  $\frac{\partial H_n}{\partial z} > 0$  şərtinin  $\frac{\partial}{\partial z} \nabla^2 H > 0$

şerti ilə əlaqəsi zamanı siklonun əhəmiyyətli dəyişməsini gözləmək lazımdır. Siklon və antisiklonların gələcək inkişafı haqda nəticəni aşağıdakı fikirlər əsasında irəli sürmək mümkündür.

$D = \left( \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) < 0$  şərti siklonların dərinləşməsinə və

antisiklonların inkişafına səbəb olur.  $\nabla > \nabla$  şərti isə əksinə, siklonların dolmasına, antisiklonların dağılmasına səbəb olur. Aşağı troposferdə isti adveksiya yer səthi üzərindəki təzyiqin düşməsinə, soyuq adveksiya isə təzyiqin artmasına səbəb olur.

Siklonlar, adətən,  $\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 T < 0$  şərtində dərinləşir, antisiklonlar isə

$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 T > 0$  şərtində inkişaf edirlər. Siklon və antisiklonların

inkişafının sürət adveksiyasına görə dəyişməsi cədvəl 9-da göstərilmişdir. Cədvəl 9-un məlumatları ilə evolyusiyanın istiqamətini ehtimal etmək olar, buna görə bu məlumatlar proqnoz vermək üçün kifayət deyildir.

### **Barik tendensiyalar.**

1. Əgər sıfır izotendensiyası siklonun (antisiklonun) arxasından keçərsə və onun mərkəzində təzyiq düşməsi (qalxması) müşahidə olunarsa, o zaman siklon (antisiklon) dərinləşəcək (güclənəcək).

2. Əgər sıfır izotendensiyası siklonun (antisiklonun) önündən keçərsə və onun mərkəzində təzyiq qalxması (düşməsi) müşahidə olunarsa, o zaman siklon (antisiklon) dolacaq (dağılacaq).

**Yer səthində burulğan adveksiyasına görə siklon və antisiklonların, zəifləməsi və güclənməsinin ehtimalı.**

Barik əmələgəlmə	Evolusiyası	H <sub>500</sub> dəyişməsi, gp.dkm.						
		≥0	≤0	<-4	<-6	≤0	<0	>3
Siklon	Dərinləşmə	13	53	65	72	-	-	-
	Sabit	10	16	12	12	-	-	-
	Dolma	77	31	23	16	-	-	-
Antisiklon	Güclənmə	-	-	-	-	32	58	73
	Sabit	-	-	-	-	19	16	9
	Zəifləmə	-	-	-	-	49	26	18

3. İzotendensiya siklonun (antisiklonun) mərkəzindən nə qədər uzaq keçərsə onun evolusiyası bir o qədər intensiv olur.

4. Əgər sıfır izotendensiyası siklonun mərkəzindən keçərsə, o zaman belə siklon (antisiklon) yaxın zaman ərzində öz intensivliyini dəyişməyəcək. Yadda saxlamaq lazımdır ki, intensivliyin dəyişməz qaldığı vaxt siklonlarda, antisiklonlara nisbətən qısadır (siklonlarda bir neçə saat, antisiklonlarda bir neçə gün).

5. Əgər sıfır izotendensiyası barik yalın arxasından keçərsə, o zaman o, dərinləşəcək (güclənəcək), əgər önündən keçərsə, o zaman dolacaq (dağılacaq).

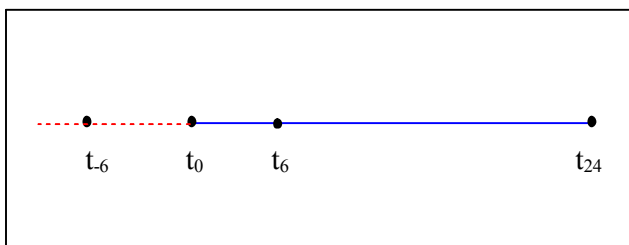
6. Antisiklonun kənarında təzyiqin qalxma ocağının yerdəyişməsi baş verərsə, o zaman antisiklon dağılmağa başlayır.

**Barik tendensiya** təzyiqin son üç saat ərzində dəyişməsinə göstərir. Buna görə də barik əmələgəlmənin mərkəzini xəritələrdə tərtib edilən müddətdən bir saat yarım əvvəlki vaxtda olduğu yerdə qeyd etmək lazımdır.

Barik tendensiya kəmiyyətindən siklon və antisiklonların mərkəzində atmosfer təzyiqinin sonrakı gedişatını hesablamaq üçün

də istifadə etmək olar. Belə ki, siklonun önündə kiçik, arxasında isə böyük təzyiq qradienti müşahidə olunan zaman siklonun önündəki mənfi tendensiya onun arxasındakı müsbət tendensiyadan mütləq qiymətcə az olacaq. Hesablamalar siklonun mərkəzindəki təzyiqin artmasına səbəb olacaq, baxmayaraq ki, siklonun dolmaması da mümkündür. Belə hallarda assimetrik göstəriciyə düzəliş vermək məsləhət görülür.

Buna görə 24 saat ərzində siklonun (antisiklonun) gözlənilən yerdəyişməsini müəyyən edirlər. Daha sonra düz xətt üzərində siklonun mərkəzinin əmələ gəldiyi müddətdəki vəziyyətini ( $t_0$ ), 24 saatda sonrakı ( $t_{24}$ ) vəziyyətini və 6 saat ərzində siklonun yerdəyişməsinin ( $t_6$ ) vəziyyətini qeyd edirlər. ( $t_0$ ) ( $t_{24}$ ) düz xəttini siklonun arxasına doğru davam etdirərək, siklonun 6 saatlıq yolu qədər mərkəzdən geri qalan ( $t_{-6}$ ) nöqtəsini tapırlar (şək. 101).



**Şək. 101. Siklonun assimetrik əmsalına düzəliş qrafiki**

Assimetrik göstərişə düzəlişi tapmaq üçün aşağıdakı tənlikdən istifadə olunur:

$$\Lambda_n = \Lambda_{n12} + \delta n \cdot$$

Siklonun və ya antisiklonun mərkəzindəki təzyiqin üzərinə həndəsi olaraq  $\Lambda_{n12}$ -ni gəlsək, siklonun 12 saatdan sonra mərkəzində olacaq təzyiqi tapmaq mümkündür.

Siklonun mərkəzindəki təzyiqi tapmaq üçün tendensiyalardan istifadə həmişə uğurlu nəticə vermir. Belə ki, siklonun sürətli inkişafı zamanı bu üsulla proqnoz böyük səhvlərə səbəb olur.

Siklonun intensiv inkişafı proqnoz müddəti ərzində onun alçaq təzyiq sahəsindən yüksək təzyiq sahəsinə çevrilməsinə səbəb olur, bunun da nəticəsində, siklon qəflətən zəifləyir və ya ümumiyyətlə, dərinləşmir. Çox zaman buraxılmış səhvlər siklonun maksimal inkişafı zamanı baş verir. Bu zaman orta tendensiya sifra yaxınlaşır. Bu arada siklon dolma mərhələsinə keçə bilər və ya yenidən regeneriyasına edə bilər. Hər iki halda siklonun mərkəzindəki təzyiqin proqnozunda səhvlər qaçılmazdır.

Təcrübələr göstərir ki, tendensiyaya görə təzyiqin hesablanması ancaq o halda kafi hesab olunur ki, siklon proqnoz müddəti ərzində eyni mərhələdə qalsın. Belə ki, tendensiyaya görə proqnoz – ekstrapolyasiyadır və onun istifadəsi ancaq atmosfer hadisələrinin inkişafının birinci mərhələsində mümkündür. Bəzən bir mərhələdən digərinə keçidi proqnoz etmək üçün təzyiqin gözlənilən dəyişmə qiymətini müəyyən etmək kifayətdir.

**AT<sub>700</sub> izollohipsləri** – barik əmələgəlmənin mərkəzində təzyiq dəyişməsi ilə onun üzərindəki 700 hPa səthin hündürlüyünün dəyişməsi arasında müəyyən əlaqə var. 700 hPa-lıq səthin hündürlüyünün artması siklonun (antisiklonun) mərkəzində təzyiqin artması ilə, hündürlüyün azalması isə təzyiqin düşməsi ilə əlaqələndirilir. Bu şərt mütləq deyil, burada istisnalar da mövcuddur.

1. Maksimal inkişafa çatmış, intensiv inkişaf edən siklonlarda qalxan hərəkətlər yüksək qiymətlər alır. Bununla əlaqədar olaraq, havanın temperaturunun düşməsi 700 hPa-lıq səthin hündürlüyünün düşməsinə səbəb olur. Bu zaman maksimal inkişafa çatmış siklon dərinləşmə mərhələsini başa çatdırır, mərkəzindəki təzyiq demək olar ki, dəyişmir, bəzi hallarda isə hətta artır.

2. Yay aylarında antisiklonlarda əhəmiyyətli temperatur dəyişmələri müşahidə olunur. Temperaturun dəyişməsi nəticəsində 700 hPa-lıq səthin hündürlüyü də tərəddüd edir. Bu zaman antisiklonun mərkəzində təzyiq 700 hPa-lıq səthin hündürlüyündən asılı olmayaraq dəyişə də, dəyişməyə də bilər.

**Cəbhələrin vəziyyəti** – siklonlar cəbhələrin vəziyyətinə və dəyişməsinə görə siklonun inkişaf mərhələsi haqqında fikir

söylmək olar. Gənc siklonda cəbhələr nə qədər tez hərəkət edərsə, onun maksimal inkişafı və dolması bir o qədər tez olar. Cəbhələrin yerdəyişmə sürətini təyin etməklə proqnoz müddətinin sonunda onların vəziyyətini təyin etmək olar. Onların vəziyyətinə əsasən asanlıqla okklyuziya mərhələsinin başlayıb-başlamayacağını da görmək olar. Əgər bu mərhələ başlayarsa, o zaman proqnoz müddəti ərzində siklonlar maksimal inkişaf mərhələsinə keçəcəkdir. Əgər okklyuziya mərhələsi sürətlə baş verərsə, siklon dolma mərhələsinə keçəcəkdir. Siklona yeni atmosfer cəbhəsinin yaxınlaşması onun regenerasiyasına səbəb ola bilər.

Siklonun bir mərhələdən digərinə keçməsinə proqnoz etmək üçün onun hər bir mərhələsinin davamiyyət müddəti haqqındakı məlumatlardan istifadə etmək lazımdır (cədvəl 10). Məlumdur ki, siklonlar nə qədər tez dərinləşsə, bir o qədər də tez dolmağa başlayarlar.

Cədvəl 10-un məlumatlarından istifadə etməklə və cəbhələrin yerdəyişmə sürətlərini bilməklə siklonun proqnoz müddəti ərzində hansı inkişaf mərhələsində olması haqda mülahizə sürmək çətin deyil. Məsələn, hər hansı bir siklonun dalğa mərhələsi 12 saat davam edərsə və atmosfer cəbhələrinin hərəkət sürəti onu göstərir ki, okklyuziya mərhələsi onda əmələ gələn birinci qapalı izobarik 30 saat sonra əmələ gələcək. Maksimal inkişafa çatmış siklonun inkişafı təxminən yarım gün davam edir. Əgər regenerasiya baş verməzsə, 2 gündən sonra siklonun dolmasını gözləmək olar. Belə yanaşma antisiklona aid edilmir, çünki onlarda mövcud olan cəbhələr aydın müşahidə olunmur

### Cədvəl 10

#### Siklonun ayrı-ayrı mərhələlərinin onun ümumi mövcud olduğu dövrə olan nisbəti

Siklonun inkişaf mərhələləri	Mərhələnin davam etmə müddəti (%)
Dalğa	10-15

Gənc siklon	25-30
Maksimal inkişafa çatmış siklon	10-15
Dolma mərhələsi	40-55

**Barik əmələgəlmənin fəza strukturu** – barik əmələgəlmənin fəza strukturu və xüsusən, onun dəyişməsi evolyusiya prosesinin qəflətən dəyişməsinə səbəb olur ki, bu da siklonların dərinləşməsindən onların dolmasına keçməsinə və ya antisiklonların güclənməsindən dağılma mərhələsinə keçdiyini göstərir.

Siklonun (antisiklonun) alçaq təzyiqli sahəsindən hündürlük təzyiqli sahəsinə çevrilməsi siklonun (antisiklonun) mərkəzindəki təzyiqli kəskin aşağı düşməsinə (artmasına) işarədir. Belə ki, barik əmələgəlmənin hündürlük və yəüstü mərkəzləri uyğun deyilsə, təzyiqli düşməsi (artması) dayanmır. Hündürlük oxu kvazişaquli olduqdan sonra barik əmələgəlmənin mərkəzindəki təzyiqli dəyişməsi dayanır, əgər siklonun (antisiklonun) regenerasiyası baş verməzsə, gələcəkdə baş verəcək evolyusiya prosesi yəüstü sürtünmə ilə müəyyən edilir. Antisiklonlarda təzyiqli aşağı salan proseslər kifayət qədər yavaş gedir. Bəzən antisiklonun dağılmasını hiss etmək üçün bir neçə gün keçir. Antisiklonun gücü nə qədər çox olarsa, onun dağılma sürəti də bir o qədər az olur.

**Soyuq adveksiya** – siklonun arxasında soyuq adveksiyanın intensivliyi temperatur kontrastını artırır, həmçinin siklonun dərinləşməsinə səbəb olur. Siklonun arxasında soyuq adveksiyanın zəifləməsi isə onun dolmasına gətirib çıxarır.

**Atmosferin stratifikasiyası** – atmosferin rütubətli stratifikasiyası zamanı siklonun əmələgəlməsi üçün əlverişli şərait yaranır. Rütubətli-dayanıqlı havanın qalınlığı nə qədər çox olarsa, siklonun inkişafı bir o qədər tez gedir.

Atmosferin dayanıqlı halı barik sahələrin inkişafına az təsir göstərir. Ancaq kiçik ölçülü siklon və antisiklonların ( $R < 200$  km) inkişafı dayanıqlı atmosferdə dayanır.  $R > 200$  km atmosferin dayanıqlı stratifikasiyası zamanı siklon və antisiklonun

evolyusiyasını nisbətən zəiflədir,  $R \approx 1000$  km dayanıqlı stratifikasiya isə bu inkişafa demək olar ki, təsir etmir.

## **Cəbhələrin evolyusiyasının proqnozu**

Cəbhənin evolyusiyası dedikdə, onun güclənməsi və ya zəifləməsi nəticəsində cəbhə zonasında baş verən hava şəraitinin dəyişməsi başa düşülür. Cəbhənin güclənməsi hava şəraitinin pisləşməsinə, zəifləməsi isə yaxşılaşmasına səbəb olur. Yadda saxalamaq lazımdır ki, hava şəraitinin formalaşması bir çox faktorlardan asılıdır. Burada atmosfer cəbhələrinin rolu böyükdür, amma tək deyil. Oroqrafiya, yer səthinin xüsusiyyətləri, cəbhənin hər iki tərəfindəki hava kütlələrinin və barik sahənin xüsusiyyətlərini də əsas amillərdən hesab etmək olar.

Bütün bu faktorları atmosfer cəbhələrində hava şəraitini müəyyən edən zaman nəzərə almaq lazımdır. Cəbhələrin evolyusiyasının proqnozu zamanı cəbhə ərazisində temperatur kontrastı, cəbhə səthinin meyilliyi kimi ünsürlər də mütləq nəzərə alınmalıdır. Bu parametrlər yer səthi ilə əlaqədə olaraq cəbhədə sirkulyasiyanın xarakterini və intensivliyini, həmçinin şaquli hərəkətləri təyin edir.

Cəbhənin proqnozunun ən sadə yolu sinoptik xəritələrdə hava şəraitinin yaxın gələcəkdə necə dəyişəcəyini təyin etməkdir. Hava şəraitinin cari müddətdə əvvəlki müddətə nisbətən pisləşməsi cəbhənin güclənməsinə işarədir. Havanın əvvəlki müddətə görə yaxşılaşması isə əks prosesə işarədir. Belə proqnoz üsulu ancaq qısamüddətli proqnozlar üçün yararlıdır.

**Temperatur kontrastı ( $T_v$ )** - temperatur kontrastının artması cəbhənin güclənməsinə, azalması isə dağılmasına səbəb olur. Əslində, temperatur kontrastının artması cəbhədə termodinamik selenoidlərin artmasına, cəbhə ərazisində sirkulyasiyanın güclənməsinə və şaquli hərəkətlərin artmasına səbəb olur. ( $T_v$ ) – in qiyməti nə qədər çox olarsa, cəbhə bir o qədər siklonik olar. Bununla yanaşı temperatur kontrastı əks təsir də göstərə bilər. Yüksək frontal zonada temperatur kontrastının olması və ya



artması, yer səthində müəyyən şəraitdə antisiklogenezin əmələ gəlməsinə səbəb ola bilər. Belə hallarda cəbhənin qarışması baş verir. Kontrastın azalması isə hava şəraitinin dəyişməsinə az təsir edir. Praktikiada temperatur kontrastına təsir edən bütün faktorları nəzərə almaq qeyri mümkündür. Adətən, iki əsas faktor nəzərə alınır: iqlim frontogenezi və hava kütlələrinin transformasiyası. Bunların nəzərə alınması dəyişikliyin nisbətən dəqiq verilməsinə dəlalət edir. Transformasiya bir istiqamətdə təsir edir, nəticədə, kontrastın azalmasına səbəb olur. Əslində, soyuq hava kütləsi transformasiya prosesində isinir, isti hava kütləsi isə soyuyur. Temperatur kontrastının azalması da bunun nəticəsində baş verir. Bəzi hallarda, cəbhədə temperatur kontrastı oroqrafiyanın təsiri nəticəsində dəyişir. Məsələn, cəbhənin okeandan quruya, qurudan okeana doğru hərəkəti zamanı bu dəyişikliyi görmək olar. Okeandan materikə və əksinə hərəkət edən cəbhələr ancaq temperatur sahələrinin aşağı təbəqələrində qarışır (güclənir), hündürlükdə isə temperatur kontrastları bir qayda olaraq eyni qalırlar.

**Barik çuxurun profili** – cəbhə zonasında, atmosferin aşağı təbəqələrində hava axınlarının konvergensiyasını müəyyən edir. Konvergensiya nə qədər güclü olarsa, qalxan hərəkətlər bir o qədər çox, yağıntı və buludəmələgəlmə prosesi bir o qədər aktiv olar. Barik çuxurdakı izobarik səthlər nə qədər kəskin əyilsə, cəbhə bir o qədər güclü olar. Barik çuxurun dərinləşməsi cəbhənin güclənməsinə, dolması isə cəbhənin qarışmasına səbəb olur.

Barik çuxurun sərtliyi aşağıdakı formulla təyin olunur:

$$\Delta n = n_1 + n_s - 2n_0$$

burada,

$n_1, n_s$  - isti və soyuq hava kütlələrindəki təzyiq,

$n_0$  - cəbhə xəttində havanın təzyiqidir.

$\Delta n$  - in proqnoz üsullarından biri də ekstrapolyasiyadır. Yalın sərtliyinin 3 saat ərzində dəyişməsi barik tendensiyaya görə təyin oluna bilər.

$$\Delta p = a_i + a_s - 2a_0$$

burada,

$a_i, a_s$  - cəbhədən hər iki istiqamətdə 150 km aralıqda barik tendensiyanın qiyməti,

$a_0$  - cəbhə xəttində olan barik tendensiyadır.

**Havanın rütubətliyi** – cəbhədə hava şəraitinin evolyusiyasının proqnozunu verərkən cəbhənin hər iki tərəfində havanın rütubətliyinin dəyişməsinə və oroqrafiyanı nəzərə almaq lazımdır. Məsələn, Skandinaviya dağlarını aşan cəbhələr yağıntı vermirlər. Cəbhənin Baltik dənizi üzərindən keçməsi zamanı isə, onun hər iki tərəfi su səthi ilə əhatə olunduğu üçün cəbhə quru səthinə çatdıqda güclü yağıntılar verir. Buradan belə nəticəyə gəlmək olar ki, rütubətli sahəyə doğru hərəkət edən cəbhələr quru sahəyə doğru hərəkət edən cəbhələrdən daha aktiv olur.

**Rütubətli havanın dayanıqsızlığı** – bəzən barik çuxurun dolması zamanı cəbhədə yağıntının düşməsi dayanmır, əksinə güclənir. Bu rütubətli havanın dayanıqsızlığı zamanı baş verir. Barik sahədə cəbhənin rolu nə qədər az olarsa, rütubətli havanın dayanıqsızlığının yağıntıların əmələgəlməsində rolu bir o qədər böyük olar. Bu hadisə, əsasən, zəif cəbhələrin müşahidə olunduğu yay dövründə izlənilir. Belə cəbhələrdə isti, dayanıqlı havada yağıntı düşür.

## **Atmosfer cəbhələrinin yerdəyişməsinin proqnozu**

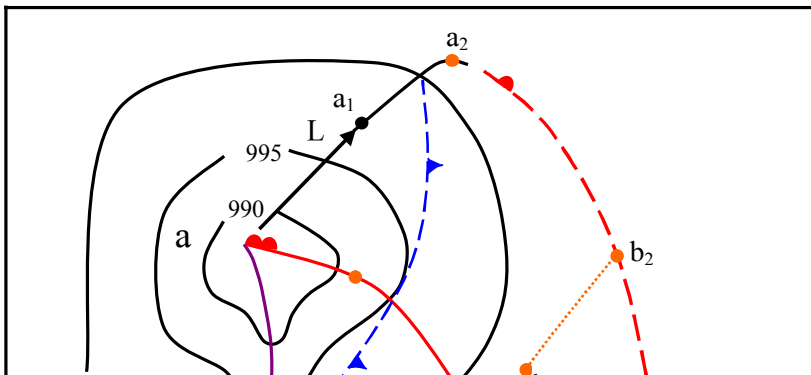
Cəbhələrin yerdəyişməsi atmosfer sirkulyasiyası və barik sahənin vəziyyəti ilə sıx əlaqəlidir. Buna görə siklon və antisiklonların yerdəyişməsi və evolyusiyasının proqnozu mütləq

cəbhənin köçürülməsinin proqnozundan əvvəl hazırlanmalıdır. Cəbhənin gələcək vəziyyətinin proqnozunda ekstrapolyasiya üsulundan geniş istifadə olunur. Bunun üçün sürət tendensiyasını və cəbhənin qarışmasının istiqamətini müəyyən edən dairəvi xəritələrdən istifadə olunur. Nəzəri olaraq cəbhə geostrofik küləyin toplananına uyğun olaraq cəbhə normalına doğru istiqamətlənmiş olur. Bu vəziyyəti praktikada, qradiyent xətkəşin köməyi ilə ekstrapolyasiya metodundan istifadə etməklə, cəbhənin bir neçə nöqtəsində geostrofik küləyin toplananları müəyyən olunur. İsti cəbhə üçün mütənasilik əmsalı 0,5-0,6, ikinci dərəcəli soyuq cəbhə üçün 0,8-0,9, birinci dərəcəli soyuq cəbhə üçün isə düzəliş qeyd olunmur. Ekstrapolyasiya metodundan istifadə etməklə cəbhə ərazisində barik və izallobarik sahənin xarakterinə əsasən cəbhənin yerdəyişməsinin sürətini təyin etmək olar. Cəbhənin yerdəyişmə sürəti aşağıdakı düstura əsasən təyin olunur.

$$C_c = - \frac{\frac{\partial}{\partial n} \frac{\partial p}{\partial t}}{\frac{\partial^2 p}{\partial n^2}}$$

Atmosfer cəbhələri siklonlarla sıx əlaqədə olduğu üçün təkcə siklonunda hərəkət edən cəbhənin yerdəyişməsi yox, həmçinin siklonun özünün də yerdəyişməsi nəzərə alınmalıdır.

Y.N. Volkonski bu prosesi belə təsvir etmişdir. Verilmiş xəritədə, cəbhə xətti üzərində cəbhənin vəziyyəti  $\Delta t$  ( $a_1, b_1, c_1 \dots$ ) zamanından sonra müəyyən olunan bir neçə nöqtə ( $a, b, c \dots$ ) qeyd edilir (şək. 102).



### Şək. 102. Yerüstü xəritələrdə atmosfer cəbhələrinin köçürülməsinin proqnozu

Barik sahənin yenidən əmələ gəlməsi  $a_1a_2$ ,  $b_1b_2$ ,  $c_1c_2$ , ... kəsiklərinin qurulması ilə təyin olunur. Bu kəsiklərin uzunluğu aşağıdakı düstura əsasən tapılır.

$$b_1b_2 = L_1 \frac{hd}{ad},$$

burada,

$L_1$  - barik mərkəzin gözlənilən yerdəyişməsi,

$\frac{hd}{ad}$  - baxılan nöqtə və mərkəzdəki məsafədən cəbhənin dəyişmə nöqtəsinə qədər olan məsafədir.

Cəbhənin gələcək vəziyyətini proqnoz edən zaman, nəzərə almaq lazımdır ki, azhərəkətli siklona yaxınlaşan cəbhənin sürəti azalır. Nəhayət, cəbhə sirkulyasiyanın dəyişməsi nəticəsində öz işarəsini dəyişib, soyuq cəbhədən istiyə və ya əksinə keçə bilər.

Cəbhənin köçürülməsinin proqnozu üçün, adətən AT<sub>700</sub> xəritələrindən istifadə olunur.

## Hava proqnozları və onların növləri

Atmosferin gözlənilən vəziyyətinin təsvirinə **meteoroloji proqnoz** deyilir. Hava proqnozları seçilmiş proqnoz metoduna müvafiq olaraq atmosfer proseslərinin qanunauyğunluqları haqda olan məlumatlar əsasında tərtib edilir.

Fəaliyyət müddətindən asılı olaraq hava proqnozları **qısamüddətli** (36 saata qədər) və **uzunmüddətli** (36 saatdan artıq) olurlar.

Qısamüddətli hava proqnozlarına **sutkalıq, operativ proqnozlar və fırtına xəbərdarlıqları** aid edilir. Operativ proqnozlar uçuş müddəti üçün və ya hər hansı təsərrüfat işlərinin görülmə dövrü və s. üçün tələb olunan proqnoz vaxtı ilə tərtib edilirlər. Fırtına xəbərdarlıqları – təhlükəli və xüsusi təhlükəli atmosfer hadisələri haqqında xəbərdarlıqlar – öncəki proqnozlarda həmin hadisələrin proqnoz edilib-edilməməsindən asılı olmayaraq tərtib edilir. Bütün növ hava proqnozlarına onların fəaliyyət müddəti qurtarana qədər müvafiq düzəlişlər edilə bilər.

Meteoroloji proqnozlar məntəqə (şəhər, aerodrom və s.), rayon (coğrafi və ya inzibati) və marşrut üzrə (uçuş yolu, dəmir yolu və s.) tərtib edilən proqnozlara ayrılırlar. Bundan başqa, müəyyən müddətlər üçün tərtib edilən hava proqnozları təyinatından asılı olaraq ümumi və xüsusi təyinatlı kimi də təsnifatlaşdırılırlar.

**Ümumi təyinatlı hava proqnozları** geniş istehlakçıların istifadəsi üçün hazırlanırlar. Məsələn, belə proqnozlara əhali üçün qəzetlərdə dərc olunan, televiziya və radio vasitəsilə yayımlanan ümumi xarakter daşıyan proqnozlar aid edilir. Bu proqnozlarda gözlənilən buludluq, yağıntılar, xüsusi hava hadisələri, külək və havanın temperaturu haqqında məlumatlar verilir.

**Xüsusi təyinatlı proqnozlar** konkret istehlakçılar üçün onun fəaliyyət sahəsini nəzərə almaqla hazırlanırlar. Bu tip hava proqnozlarına aviasiya hava proqnozlarını, dəniz proqnozlarını,

kənd təsərrüfatı proqnozlarını və s. misal göstərmək olar. Belə ki, aviasiya proqnozlarında buludluq və görünüşü pisləşdirən atmosfer hadisələrinin xüsusiyyətlərinə, dəniz proqnozlarında küləyin, kənd təsərrüfatı proqnozlarında isə yağıntı, temperaturun və s. xüsusiyyətlərinə xüsusi diqqət yetirilir.

Proqnozlaşdırılan parametrlərin tipindən asılı olaraq bütün proqnozlar kəmiyyət və keyfiyyət proqnozlarına ayrılırlar.

Xətalı müəyyən bir ədədlə qiymətləndirilə bilən proqnozlara **kəmiyyət proqnozları**, qalan hallar isə **keyfiyyət proqnozları** adlandırılır. Məsələn, maksimal hava temperaturunun proqnozu kəmiyyət proqnozudur, çünki temperaturun proqnozlaşdırılan və müşahidə olunan qiymətləri arasındakı fərqi müəyyən qiymətlə ifadə etmək olar. Buludluğun formasının proqnozu isə keyfiyyət xarakterlidir, çünki proqnozlaşdırılan topa-yağış buludları ilə müşahidə olunan laylı buludluq arasında müəyyən edilmiş fərqi ədədi qiymətləndirmək qeyri-mümkündür.

Aerosinoptik proseslərin və hava proqnozlarının təhlilinin əsasını atmosfer hadisələrinin, meteoroloji elementlərin dövrü və qeyri-dövrü dəyişkənliklərinin nəzərə alınması təşkil edir. Müəyyən meteoroloji elementin dövrü dəyişməsi dedikdə, onun sutkalıq və illik gedişi nəzərdə tutulur. Meteoroloji elementlərin qeyri-dövrü dəyişmələri isə hava kütlələrinin növbəli dəyişməsi, atmosfer cəbhələrinin keçməsi, siklon və antiksiklonların inkişafı ilə əlaqədardır. Məhz, buna görə də hər bir elementin proqnozundan əvvəl sinoptik vəziyyətin proqnozu, yəni hava kütlələrinin, atmosfer cəbhələrinin və barik sistemlərin yerdəyişmələrinin proqnozu verilir. Bununla belə, hava proqnozlarını tərtib edərkən aşağıdakılar mütləq nəzərə alınmalıdır:

a) proqnozların davam etdiyi müddətdə barik sistemlərin, atmosfer cəbhələrinin evolyusiyaları, yaxud hava kütlələrinin transformasiya nəticəsində dəyişmələri;

b) ilin fəsillərinin xüsusiyyətləri və meteoroloji elementlərin sutkalıq gedişi;

c) hərəkət zamanı hava kütlələrinə və cəbhələrə yerli şəraitin, orografiyanın təsiri.

Aviasiya üçün hava proqnozları təyinatına görə xüsusiləşdirilmiş proqnozlar olmaqla, onun məqsədi uçan aparatların uçuşlarına yer səthində və hündürlüklərdə təsir edən, gözlənilən meteoroloji element dəyişmələrinin, hava hadisələrinin proqnozlaşdırılmasından ibarətdir. Ümumiyyətlə, xüsusi proqnozlar konkret istehlakçılar üçün onların fəaliyyət xüsusiyyətlərini nəzərə almaqla, hazırlanır. Müasir aviasiya hava haqqında məlumatları nəinki faktiki şəkildə, həmçinin onun gələcək dəyişmələrinin də tendensiyasını tələb edir. Aviasiya üçün hava proqnozları hava limanlarında, zonalarda və marşrut boyu meteoroloji şəraitin elmi cəhətdən əsaslandırılması və xüsusi kodlar vasitəsilə qısaldılmış şəkildə tərtibatını nəzərdə tutur. Ümumiyyətlə, hava proqnozları üç: sinoptik, ədədi və statistik metodlar əsasında tərtib olunurlar.

Sinoptik metodlar barik sahələrin, atmosfer cəbhələrinin təhlili ilə həyata keçirilir. Ədədi metodlarla isə mürəkkəb hidrotermodinamika tənlirlərinin həlli əsasında yerüstü barik sahələrin, mütləq izobarik səthlərin qısamüddətli və uzunmüddətli proqnozları tərtib olunur.

Riyazi statistikanın köməyi ilə hər hansı bir meteoroloji elementin və ya hadisənin çoxillik statistik sırasının (məsələn, buludların aşağı sərhədlərinin proqnozu, görünüş, külək, şimşək, duman və s.) empirik yollarla təhlili aparılır və bunun nəticəsində xüsusi statistik metodlar yaradılır. Sinoptiklər bu və ya başqa üsulun proqnoz effektivliyini qiymətləndirməyi və qoyulan məsələlərə uyğun olaraq səmərəli həll yolları seçməyi bacarmalıdırlar.

Seçilmiş proqnoz üsulları aşağıdakı tələblərə cavab verməlidir:

1) hər hansı bir meteoroloji kəmiyyətin proqnozu həm ilkin müşahidə materialları həm də başqa meteoroloji elementlərin proqnoz materialları, əsasında tərtib edilə bilər. Birinci növ proqnozlara misal olaraq müəyyən müddət üçün geopotensial və temperaturların müşahidə edilmiş ilkin qiymətləri əsasında izobarik səthlərin hündürlüklərinin qabaqcadan hesablanması, ikinci növ proqnozlara isə buludluluq və küləyin proqnozlarından istifadə etməklə temperaturun proqnozunu misal göstərmək olar;

2) proqnoz üsulları kifayət qədər obyektiv olmalıdır. Başqa sözlə, eyni bir üsuldan və ilkin məlumatlardan istifadə edərək iki sinoptik eyni və ya yaxın bir nəticə almalıdırlar. Bu tələbi ən çox ödəyən proqnoz barik sahənin riyazi proqnozudur;

3) proqnozlarda meteoroloji kəmiyyətlərin qiymətləri gözlənilən intervalla (qradasiya) göstərilir. Məsələn, temperatur  $15^{\circ}\text{C}$ -dən  $18^{\circ}\text{C}$ -dək, küləyin sürəti 4-7 m/san və s..

Bütün tip hava proqnozları aşağıdakı mərhələləri keçməklə tərtib edilməlidir:

a) havanın faktiki vəziyyətini qiymətləndirmək, yəni faktiki məlumatları, öyrənmək və ondan səmərəli istifadə etmək;

b) hava və radiolokasiya kəşfiyyatının məlumatlarından istifadə etmək;

c) aerosinoptik materialları dərinlən və hərtərəfli analiz etmək;

d) hava kütlələrinin transformasiyasını nəzərə almaq;

e) atmosfer cəbhələrinin və barik sistemlərin yerdəyişməsi və evolyusiyasını nəzərə almaq;

f) meteoroloji elementlərin həmin rayonlarda çoxillik gedişinin xüsusiyyətlərini təhlil etmək.

Aviasiya üçün hava proqnozları iki yerə bölünür:

- fəzaya görə tərtib edilən hava proqnozları;

- zamana görə tərtib edilən hava proqnozları.

Fəzaya görə tərtib edilən hava proqnozları dörd yerə bölünür:

- aviasiyanın yerləşdiyi ərazi üzrə;

- aerodrom üzrə;

- uçuş rayonu üzrə;

- marşrut üzrə.

Zaman amilinə görə isə tərtib edilən proqnozlar üç yerə bölünür:

- çox qısamüddətli ( 0 - 6 saat )

- qısamüddətli ( 6 – 18 saata )

- uzunmüddətli ( 18 - 30 saat ).

Qısamüddətli hava proqnozlarında aşağıdakı meteoroloji elementlər və atmosfer hadisələri proqnozlaşdırılır: buludluq,



atmosfer hadisələri, üfüqi görünüş məsafəsi, yer səthi yaxınlığında və hündürlüklərdə küləklər, havanın temperaturu və s..

Yuxarı hündürlüklərdə və stratosferdə uçuşlar zamanı əlavə olaraq aşağıdakılar da proqnozlaşdırılır: güclü hava axınlarının hündürlüyü, istiqaməti və sürəti, tropopauzanın hündürlüyü, turbuləntlik və buzbağlama əraziləri, topa yağış buludlarının yuxarı sərhədinin hündürlüyü və s.. Dəyişkən profilli ərazilərdə və alçaq hündürlüklərdə uçuşlar zamanı aviasiya hava proqnozlarında əlavə olaraq dəniz səviyyəsinə gətirilmiş atmosfer təzyiqi və marşrut üzrə yer səthində havanın temperaturu da göstərilir.

Buludluq, miqdarı, forması, aşağı və yuxarı sərhədləri göstərilməklə proqnozlaşdırılır. Buludların miqdarı 2-3 oktant intervalla, forması isə buludların morfoloji təsnifatına uyğun olaraq proqnozlaşdırılır, lakin aviasiya proqnozlarında ancaq aviasiya üçün təhlükəli olan buludların (Cb) formaları göstərilir. Üfüqi görünüş məsafəsi bütün hallarda proqnozlarda göstərilir. Bu zaman görünüşün pisləşməsi gözlənilirsə, onda onun minimal həddi göstərilməlidir.

Külək proqnozlarına onun istiqamətinin və sürətinin proqnozları daxildir. Küləyin istiqaməti və sürəti konkret kəmiyyətlə göstərilərək, güclü küləklərin şiddəti də proqnozlaşdırılır. Havanın temperaturu da Yer səthində bir kəmiyyətlə göstərilərək, maksimal və minimal qiymətləri, onların gözlənilən müşahidə vaxtı proqnozlaşdırılır. Tropopauzanın hündürlüyü isə 1 km intervalla göstərilir. Aerodromlarda operativ hava proqnozları 3 saat intervalla olmaqla, proqnoz müddəti 9 və ya 6 saat, 6 saatlıq intervalla isə 12, 18 və 24 saatlıq müddətlərdə proqnozlaşdırılır. Aerodromlar üzrə proqnozlar beynəlxalq aviasiya kodu - **TAF** vasitəsi ilə tərtib olunur və aşağıda verilmiş qaydalar bu məlumatları əhatə edir:

- a) proqnozun növünün müəyyənləşdirici identifikatoru;
- b) hava limanının beynəlxalq kodu;
- c) proqnozun buraxılma vaxtı;
- d) proqnozun tarixi və fəaliyyət müddəti;
- e) yerüstü külək;
- h) görünüş məsafəsi;

v) atmosfer hadisələri;

q) buludluq;

Hər bir meteoroloji element və hadisə müəyyən metod və üsullarla proqnozlaşdırılır.

## **Külək və onunla əlaqədar olan bəzi təhlükəli atmosfer hadisələrinin proqnoz üsulları**

Yuxarıda qeyd edildiyi kimi **külək**- havanın üfüqi istiqamətdə yerdəyişməsidir. Atmosfer təzyiqinin yer səthində qeyri-bərabər paylanması havanın üfüqi istiqamətində yerdəyişmələrinə səbəb olan barik qradient qüvvəsini yaradır. Barik qradient qüvvəsinin təsiri altında hava hissəcikləri yüksək təzyiq sahələrindən alçaq təzyiq sahələrinə doğru hərəkət edirlər.

Yer səthində küləyin sürətinin bir çox proqnoz üsulları mövcuddur.

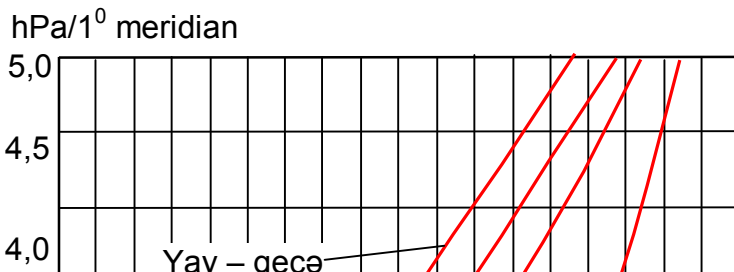
**A.S. Zverev metodu ilə küləyin sürətinin proqnozu.** A.S. Zverev ilin və sutkanın vaxtından asılı olaraq təzyiqin üfüqi qradientindən istifadə etməklə, küləyin gözlənilən sürətini təyin etmək üçün qrafik tərtib etmişdir (şək. 103).

Şəkildən görüldüyü kimi, küləyin sürətinin artması təzyiq qradientinin artmasına uyğun gəlir. Yer səthində küləyin sürətinin proqnozu üçün istifadə edilən ikinci metod O.Q. Boqatkin metodudur. Bu metoda görə yer səthində küləyin sürətinin proqnozu yarımempirik tənlik vasitəsilə təyin edilir:

$$U = k(a)$$

burada,

U- küləyin sürəti, m/san; k-yarımempirik əmsal olub, 2,5-ə bərabərdir; (a) - barometrik tendensiya (hPa/3s) olub, sonuncu müşahidə müddətinin mütləq kəmiyyəti kimi götürülür.



**Şək. 103. Külək sürətinin təzyiqin üfüqi qradiyentindən asılılıq qrafiki**

Bu tənlik, xüsusilə, soyuq atmosfer cəbhəsinin keçməsi zamanı daha etibarlı hesab edilir.

**Aeroloji diaqramların köməkliyi ilə ildırım zamanı maksimal küləklərin proqnozu.** Aeroloji diaqramların köməkliyi ilə ildırım zamanı maksimal küləklərin proqnozu üçün yer səthində havanın maksimal temperaturunun proqnozlaşdırılan kəmiyyətindən rütubətli adiabat boyunca 600 hPa-lıq səviyyəyə qalxmaqla, bu səviyyədə  $\Delta T$  kəmiyyəti təyin edilir. Burada  $\Delta T$  kəmiyyəti rütubətli adiabatla hal əyrisinin temperaturlar fərqi. Bu zaman maksimal külək sürəti aşağıdakı tənlik vasitəsilə təyin edilir.

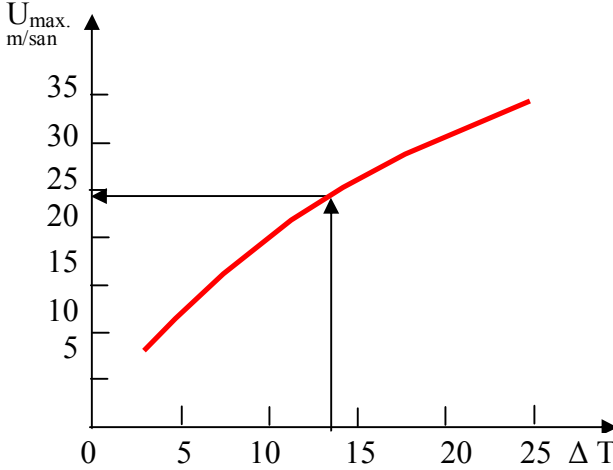
$$U_{\text{maks}} = 2 \Delta T$$

burada,

$U$  – küləyin sürəti, m/san;

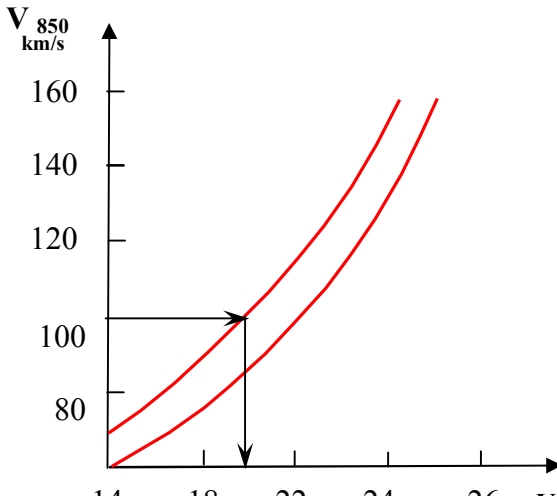
$\Delta T$  – dərəcələrlə temperatur fərqi.

İldırım zamanı yer səthində küləyin maksimal şiddət sürəti isə şəkil 104-də öz əksini tapmışdır.



**Şək. 104. İldırım zamanı yer səthində küləyin maksimal şiddətinin proqnoz qrafiki**

**850 hPa izobarik səthdəki külək məlumatlarına görə yer səthində küləyin proqnozu.** Bu üsul vasitəsilə yer səthində küləyin sürətini bir sutkayadək qabaqcadan proqnozlaşdırmaq mümkündür (şək. 105).



**Şək. 105. 850 hPa səth üzərində külək məlumatlarına görə yer səthində küləyin sürətinin proqnoz qrafiki**

Şəkildə şaquli ox üzərində 850 hPa-lıq səviyyədə proqnozlaşdırılan külək sürəti, üfüqi ox üzərində isə yer səthində küləyin gözlənilən sürəti verilmişdir.

Küləyin sürəti atmosfer təzyiqinin fərqindən, qradiyentdən asılıdır. Qonşu izobarlar arasında təzyiq fərqləri nə qədər çox olarsa, barik qradiyent qüvvəsi bir o qədər çox, izobarlar və izohipslər daha sıx olurlar. Məsələn, Bakı və Abşeron yarımadasında şimal küləklərini proqnozlaşdırarkən aşağıdakı tənliklərdən istifadə etmək mümkündür:

$$\overline{V_p} = 0.7\sqrt{160 * \Delta P + V_0^2} .$$

burada,

$\Delta P$ - Mahaçqala-Bakı arasında müşahidə edilən atmosfer təzyiqinin fərqi (hPa);

$V_0$  – proqnoz tərtib olunan zaman Mahaçqaladakı şimal-qərb küləyinin sürəti;

$\overline{V_p}$  - Abşeronda şimal küləyinin hesablanmış orta sürətidir.

Bu zaman Maxaçqala və Bakı məntəqələrinin təzyiq fərqlərinə və Mahaçqalada şimal küləklərinin sürətinə baxılır. Mahaçqala və Bakı arasında qradiyent nə qədər böyük olarsa, gözlənilən küləyin sürəti də bir o qədər çox olar.

Bu zaman Bakı və Abşeron yarımadasında gözlənilən şimal küləklərinin müddəti isə aşağıdakı düsturla hesablanır:

$$t \approx \frac{200}{V_0 + V_p}.$$

Məsələn, tutaq ki, Mahaçqala ilə Bakı arasında atmosfer təzyiqinin fərqi ( $\Delta P$ ) 3,5 hPa və Mahaçqalada şimal-qərb küləyinin faktiki sürəti isə 10 m/s təşkil edir. Qeyd edilən məlumatları tənlikdə yerinə qoyaraq Bakıda gözlənilən şimal küləyinin sürəti 18 m/s alarıq.

Küləyin yerə yaxın təbəqədə proqnozunun əsasını verilmiş rayon və məntəqədə proqnoz dövründə təsiri gözlənilən siklonların və ya antisiklonların ilkin hava xəritəsindəki külək məlumatları təşkil edir. Külək proqnozunu dəqiqləşdirmək üçün aşağıdakıları mütləq nəzərə almaq lazımdır:

a) siklonların dərinləşməsi və ya antisiklonların dolması ilə əlaqədar olan barik qradiyentin dəyişməsi; bu halda nəzərə almaq lazımdır ki, barik qradiyentin ən böyük dəyişmələri baxılan və qonşu rayonlarda əks işarəli təzyiq dəyişmələri olduqda və yeni barik sistemlər əmələ gəldikdə baş verir;

b) hava kütlələrinin dayanıqlığının ümumi dəyişməsi: hava kütlələrinin dayanıqsızlığının artması ilə yerə yaxın təbəqədə küləklər güclənir, istiqaməti isə geostrofik küləklərin istiqamətinə yaxınlaşır;

c) cəbhə xətti keçdikdə küləklərin güclənməsi;

d) küləklərin sutkalıq gedişi (gündüz güclənməsi, gecə zəifləməsi);

e) yerli küləklər: xüsusilə, dəniz limanı, dağ aşırımı və s. rayonlarda müəyyən istiqamətli küləklərin güclənməsi.

Hündürlüklərdə külək proqnozlarını vermək üçün küləklərin aşağıdakı kəmiyyətləri çox böyük təcrübə əhəmiyyətə malikdir:

1) küləyin şaquli profili – verilmiş məntəqələr üzərində küləyin sürəti və istiqamətinin hündürlüklərə görə paylanması;

2) küləyin üfüqi profili – verilmiş hündürlükdə küləyin sürət və istiqamətinin marşrut üzrə paylanması;

3) külək qradiyentinin şaquli profili – külək qradiyentinin hündürlüklərə görə paylanması;

4) məntəqə üzərində küləyin maksimal sürəti, onun istiqamət və sürətinin müşahidə edildiyi hündürlük;

5) maksimal külək sahələrinin (MKS) coğrafi vəziyyəti və intensivliyi;

6) şırnaqlı axınların oxlarının coğrafi vəziyyəti və hündürlüyü.

Hündürlükdə külək proqnozunun tərtib edilməsində ilkin istinad materialı kimi atmosferin külək tədqiqatlarının nəticələrindən və bəzi topoqrafiya xəritələrindən istifadə edilir. Hal-hazırda yuxarıda göstərilən kəmiyyətlərin proqnozlarının ümumi metodikası yoxdur. Ona görə mühəndis sinoptiklər lazım olduqda təcrübə zamanı özlərinin qazandıqları fərdi biliklərdən və qanunauyğunluqlardan da istifadə etməyi bacarmalıdırlar.

Yuxarıda sadalananlardan başqa sinoptik meteorologiyada küləyin aşağıda qeyd edilən proqnoz növləri də mövcuddur və praktikada bunlardan da istifadə etmək zəruridir.

**1) Ətalət proqnozları** — sərbəst atmosferdə küləklər və onların kəmiyyətlərinin dəyişmələri bir qayda olaraq, tədricən baş verir. Baxılan zaman fasiləsi kiçik olduqca dəyişmələr də bir o qədər az olurlar. Bu hal küləyin ilkin müşahidə məlumatlarından proqnoz tərtib edilərkən istinad kimi istifadə etməyə imkan verir. Başlanğıc məlumatların proqnoz qiymətləri kimi istifadə edilən zaman fasiləsi məlumatların **ilkin yararlılıq müddəti** adlanır.

Başlanğıc məlumatların ilkin yararlılıq müddəti nəinki kəmiyyətin özünün dəyişkənliyindən, həmçinin məlumatlar üçün tələb edilən dəqiqlikdən də asılıdır. Tələb olunan dəqiqlik az olduqca yararlılıq müddəti artır və ya əksinə olur. Məsələn, aviasiya xidmət idarələrində tərtib edilən aviasiya hava proqnozları üçün tələb edilən dəqiqlik çox yüksək olduğu üçün onların maksimum yararlılıq müddəti də çox olmur (bəzi istisna proqnoz müddətlərini çıxmaq şərti ilə).

**2. Statistik proqnozlar** – atmosferin keçmiş və indiki halına əsasən müxtəlif meteoelementlərin proqnozunun hazırlanması zamanı istifadə olunur. Bu proqnozları isə tərtib edərkən hava

limanlarının iqlim xüsusiyyətlərindən (aylıq və yaxud fəsillik) istifadə etmək faydalıdır.

Məntəqə üzərində və marşrut üzrə küləyin istiqaməti və sürətinin proqnozları hidroterminamika tənlikləri, kompüterlərin köməyi ilə qabaqcadan hesablanmış barik topoqrafiya xəritələri vasitəsilə tərtib edirlər. Qabaqcadan hesablamalar, adətən, 12, 18 və 24 müddətlərində 850, 700, 500, 400, 300 və 200 hPa səthlər üçün aparılır. Proqnostik barik topoqrafiya xəritələri üzrə küləklərin qabaqcadan hesablanması qradiyent küləklərin istiqamət və sürətlərinin təyin olunmasından ibarətdir. Bunun üçün aşağıdakıları yerinə yetirmək lazımdır:

a) proqnoz müddətlərinə və verilmiş hündürlüklərə uyğun olan barik topoqrafiya xəritələri seçilir;

b) seçilmiş xəritələrdən verilmiş rayon üçün qradiyent xətkəşinin köməyi ilə geostrofik küləklərin sürəti ( $V_g$ ) nomogrammanın köməyi ilə və izohipslərin əyrilik radiusu vasitəsilə hesablanır. Əyrilik radiusu 3000 km-dən çox və yaxud geostrofik küləyin sürəti 60 km/saat-dan az olarsa, onda küləyin proqnoz sürəti olaraq geostrofik küləyin tapılmış qiyməti qəbul edilir;

c) əgər əyrilik radiusu 3000 km-dən az, geostrofik küləyin sürəti isə 60 km/s-dan çox olarsa, onda onların qiymətinə görə və izohipslərin əyriliyindən asılı olaraq geostrofik sürətdən qradiyent sürətə keçmək üçün  $K$  əmsalı müəyyən edilir:

$$V = KV_g,$$

burada,

$V_g$  – geostrofik külək,  $K$  – əmsal.

d) əgər verilmiş hündürlüklər izobarik səthin hündürlüyündən çox fərqlənmirsə, onda həmin hündürlükdə qradiyent küləklər iki bir-birinə yaxın izobarik səthlər arasında interpolyasiya yolu ilə müəyyən edilir.



Böyük məsafəli hava yolları üçün küləklərin və eləcə də başqa meteoroloji kəmiyyətlərin proqnozları yolun ayrı-ayrı hissələri üzrə tərtib edilir.

**Maksimal külək sahələri** mərkəzlərinin yerdəyişmə proqnozu şırnaqlı axınların səciyyəvi nöqtələrinin yerdəyişməsinin proqnozu kimi tərtib edilir.

Güclü küləklər bəzi təhlükəli meteoroloji hadisələrin yaranmasına səbəb olur. Küləklərlə bağlı olan atmosfer hadisələrinə aşağıdakıları qeyd etmək olar: qasırğalar, çovğunlar, toz fırtınaları, qum fırtınaları və s.. Bütün bu adları sadalanan təhlükəli atmosfer hadisələrinin qabaqcadan xəbər verilməsi və aviasiya uçuşlarına mənfi təsirləri onların proqnoz məsələlərinin daha yaxından tədqiqatını, öyrənilməsini labüd edir.

**Qasırğa** zamanı küləyin sürəti onun qradiyent sürətindən böyük olur və çox vaxt 30-40 m/san təşkil edir. Əgər qasırğalar atmosfer cəbhələrinin keçməsi nəticəsində baş verərsə, bu zaman barik mərkəzlər arasında olan fərqə də baxılmalıdır. Qasırğanın baş verməsi tufan və leysanla müşayiət olunan güclü topa-yağış (Cb) buludlarının inkişafı ilə də əlaqədardır. Qasırğalar qısamüddətli olmaqla, çox zaman isə bir neçə saat ərzində ötüb keçirlər, lakin təhlükəlidirlər, keçdikləri yerlərdə böyük dağıntılar törədirlər. Qasırğalar **kütlədaxili və cəbhə qasırğalarına** bölünürlər. Kütlədaxili qasırğalar tufan inkişafında isti, dayanıqsız, rütubətli hava kütlələri üçün səciyyəvidir. Cəbhə qasırğaları ən çox soyuq cəbhələr və soyuq okklyuziya cəbhələri ilə əlaqədar olurlar. Qasırğalar, xüsusilə, cəbhə dalğasının isti bölməsinin təpəsi yaxınlığında tez-tez əmələ gəlir.

Aşağıdakı sinoptik şəraitlərdə qasırğaların baş verməsi proqnozlaşdırıla bilər:

1.Yayda şimal-şərqdən cənub-qərbə və yaxud şimaldan cənuba istiqamətlənmiş dalğa şəkilli soyuq cəbhələrin yerdəyişmələri zamanı;

2.Yüksək barik çuxurların ön (adətən, şərq) və yaxud yüksək barik yalların orta hissələrində izohiplərin dağılması müşahidə edilən ərazilərdə;

3. Sərhəd təbəqəsində bircins hava kütlələrində xüsusi rütubətliyin böyük (10 q/kq və daha çox) olması zamanı;

4. Hava kütlələrinin rütubətli dayanıqsız olması zamanı;

5. Soyuq cəbhələr önündə yüksək temperaturun ( $30^{\circ}\text{C}$  və daha çox) müşahidə edilməsi və soyuq cəbhələr arxasında təzyiqin xeyli yüksəlməsi (3-5 hPa/3 saat və daha çox). Güclü qasırğalar hündürlüklərdə yalnız güclü küləklər olduqda mümkündür.

Qış dövründə külək gücləndikdə **çovğunlar** da müşahidə edilir. Aşağıdakı meteoroloji və sinoptik şəraitlərdə çovğunları proqnozlaşdırmaq mümkündür:

Meteoroloji şəraitlər:

1. Mülayim və güclü küləklər;

2. Havanın temperaturunun mənfi olması;

3. Güclü küləklə birlikdə qarın yağması (ümumi çovğunlar);

4. Quru qar örtüyü, xüsusilə buz örtüyü üzərinə düşən qar.

Çovğunların proqnozu zamanı nəzərə alınmalı olan əsas **sinoptik şəraitlər** isə aşağıdakılardır:

1. Siklonlar və güclənən antisiklonlar arasında sərhəd zonaları; burada barik qradient böyükdür və güclü küləklər müşahidə edilir;

2. Şimala və şimal-şərqə hərəkət edən cənub siklonlarının çıxıntıları;

3. Dərinləşən siklonlar barik sistemində cəbhə yağıntıları (qar) zonası;

4. Siklonların arxa hissələri; burada dayanıqsız hava kütlələrində güclü küləklə müşahidə edilən alçaq çovğunlar, leysan qar yağdıqda isə ümumi çovğunlar baş verir.

**Toz fırtınaları**, adətən, ilin isti dövrlərində və az rütubətli hava şəraitlərində müşahidə edirlər. Toz (qum) fırtınası çovğunun analoqudur. Onun üfüqi və şaquli ölçüləri küləyin gücündən və turbulent qarışmanın intensivliyindən asılıdır. Toz fırtınası çovğunlara oxşar prinsipdə proqnoz edilir, burada sadəcə relyef, səth örtüyü və digər yerli şəraitlər mütləq nəzərə alınmalıdır.

## **Turbulentliklərin sinoptik metodlarla proqnoz**

## üsulları

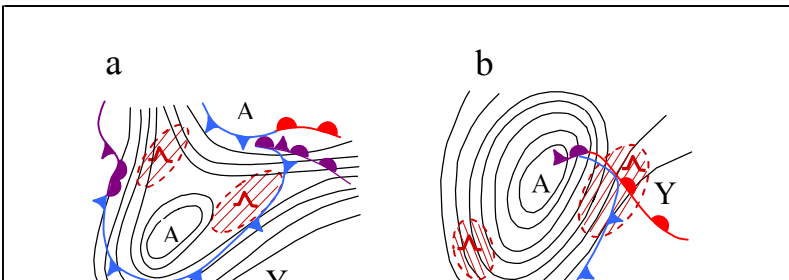
Hava gəmilərinin silkələnməsini əmələ gətirən atmosfer turbulentiqlərinin sinoptik metodlarla proqnoz üsullarının əsas mahiyyəti turbulentiqləri yaradan sinoptik vəziyyətlərin düzgün qiymətləndirilməsindən və təhlilindən asılıdır. Bunun üçün yerüstü və müxtəlif izobarik səthlər üçün barik topoqrafiya xəritələrini kompleks təhlil etmək lazımdır.

Kompleks təhlil proqnozlaşdırılan ərazi üçün buludluluğun xarakterini, atmosfer cəbhələrinin növünü və aktivliyini təyin etməyə imkan yaradır. Yüksəklik xəritələrinin köməyi ilə barik sahənin xüsusiyyətlərini, hündürlükdə küləyin sürətini, adveksiyanın xarakterini və axınların divergensiyasını təyin etmək mümkündür. Turbulentli ərazilər haqqında hava gəmilərindən verilən məlumatların hərtərəfli təhlili, turbulentiqlik üçün zəmin yaradan əsas atmosfer proseslərinin xüsusiyyətlərinin təhlili sinoptik üsul və metodların tətbiqi ilə turbulentiqlərin intensivliyinin proqnozu tərtib edilir. Təhlil zamanı əsas diqqət barik sahənin, həmçinin atmosfer cəbhələrinin, bulud sahələrinin növlərinə və şirnaqlı axınlara yönəldilməlidir.

Belə bir təhlili ilk dəfə İ. Q. Pçelko aparmışdır. İ. Q. Pçelko 200-300 hPa səth hündürlüklərində intensiv turbulentiqlər müşahidə edilən 5 tip barik sahəni ayırmışdır (şək. 106).

Birinci tip barik sahə hündürlükdə yerləşən dərin təzyiqli çuxuru və ayrıca siklonlarla xarakterizə edilir (şək. 106, a). Bu tip barik sahəyə malik zonalarda hündürlüklərdə izohipslərin seyrəkləşməsi, sıxlaşması və bunlarla əlaqədar hava gəmilərinin intensiv silkələnməsi müşahidə edilir.

İntensiv turbulentiqlik zonalarda küləyin, adətən, 100-150 km/s, üfqi külək sürüşmələrinin orta kəmiyyəti isə hər 100 km-ə uyğun olaraq 15-20 km/s-a çatır.



### **Şək. 106. Müxtəlif sinoptik şəraitlərdə silkələnmə zonalarının vəziyyəti və onların paylanması**

İkinci tip barik sahə yüksək siklonlarla əlaqədar olan barik sistemlərdə əmələ gəlir. Bu tip barik sahədə iki zonada hava gəmilərinin silkələnməsinə daha çox rast gəlinir və burada iki zona ayrılır (şək. 106, b). Birinci zona silkələnmələr mülayim və müvafiq olaraq izohiplərin az sıxlaşması müşahidə edilməklə, siklonların arxa hissəsində (küləyin sürəti 100-120 km/s) müşahidə edilir. İkinci zonaya siklonların ön hissələrində izohiplərin seyrəkləşdiyi və böyük üfüqi külək sürüşmələrinin müşahidə edildiyi sahələrdə rast gəlmək olar. Burada küləyin sürəti 100-150 km/s, ayrı-ayrı yerlərdə isə üfüqi külək sürüşmələrinin sürəti isə hər 100 km-də 5- km/s arta bilər. Yürüstü sinoptik xəritədə bu sahə

siklonların isti sahəsinə təsadüf etməklə, soyuq atmosfer cəbhəsindən 100-200 km arxada və isti cəbhənin önündə müşahidə edilir (şək. 106, c). Hava gəmilərinin silkələnməsinin müşahidə edildiyi üçüncü tip barik sahəyə təzyiqlə çuxurunun ön hissələrində rast gəlmək olar. Bu tip barik sahələrdə silkələnmənin intensivliyi mülayim xarakter daşıyır. Silkəlmələr, xüsusilə, barik topoqrafiya xəritələrində təzyiqlə çuxuru dərinləşdikdə daha çox ehtimallı olur. Bu zaman küləyin sürəti 80-100 km/s-dan çox olmur (şək. 106, d).

Dördüncü tip barik sahədə turbulentlyklərə təzyiqlə çuxurunun arxa hissəsində izohiplərin sıxlaşdığı sahələrdə rast gəlinir. Küləyin və yan külək sürüşmələrinin sürəti üçüncü tipdə olduğu kimi müşahidə olunur, lakin bu zonada silkəlmələrin intensivliyi bir qədər çox ola bilər (şək. 106, e).

Atmosfer turbulentlyklərinin nəzəri hesablamaları Riçardson ədədi ilə təyin olunur. Riçardson ədədi aşağıdakı tənlik vasitəsilə həll edilir:

$$R_i = \frac{g}{T} \frac{(\bar{v}_a - \bar{v})}{\beta^2} = \frac{g}{T} \cdot \frac{\bar{v}_a - \bar{v}}{\left(\frac{dv}{dz}\right)^2}$$

burada,

$\bar{v}_a$  –sərbəstdüşmə təcili, T - dz təbəqəsinin orta temperaturu,  $\bar{v}$  a – quru adiabatik şaquli temperatur qradienti,  $\bar{v}$  - şaquli temperatur

qradienti,  $\beta = \frac{dv}{dz}$  - külək vektorunun şaquli qradientidir (külək sürüşməsi).

Turbulentlyk intensivliyindən asılı olmayaraq atmosferin bütün təbəqələrində nəzəri olaraq, demək olar ki, hər zaman müşahidə edilir.

## Dumanın və buludluluğun proqnozu

Əvvəldə qeyd etdiyimiz kimi, dumanların əmələ gəlməsinin sinoptik şəraiti çox müxtəlifdir. Ona görə də dumanlar yaranma şəraitinə görə bir neçə növə ayrılırlar:

- 1) radiasiya dumanları;
- 2) advektiv dumanlar;
- 3) advektiv-radiasiya dumanları.

Dumanın yaranması zamanı bir çox amillər, adətən, eyni zamanda təsir edir və bəzən bunlardan biri üstünlük təşkil edir. Bir sıra hallarda, üstün amili ayırmaq çətin olur. Dumanların əmələgəlməsinə hava şəraiti (buludluluq, külək, havanın rütubətliyi, şaquli temperatur qradienti), səthin vəziyyəti (su, rütubətli, boş, sıx, qar örtüyü) və yerin relyefi (dərə, dağ, düzənlik) və s. təsir göstərir. Bu göstərilən amillərin çoxluğu dumanların proqnozunu daha da çətinləşdirir. Bununla belə, dumanların proqnozunun ümumi prinsiplərinə və tərtib edilmə ardıcılığına baxaq:

1) radiasiya dumanlarının proqnozu zamanı, ilkin olaraq, buludluq və külək amili nəzərə alınmalıdır. Əgər gecə az buludlu hava və zəif külək (3 m/san-dən az) gözlənilirsə, onda radiasiya dumanlarının əmələgəlməsi kifayət qədər rütubətlik olduqda mümkündür.

2) radiasiya dumanlarının əmələgəlməsi zamanı hava kütləsinin malik olduğu temperaturu təyin etmək təcrübi baxımdan çox vacibdir. Dumanların əmələgəlmə şəraitində temperatur aşağıdakı tənlik vasitəsilə hesablanır:

$$T_t = T_d - \Delta T_t,$$

burada,

$T_d$  – ilkin anda şəh nöqtəsinin temperaturu,  $\Delta T_t$  – dumanların əmələ gəlməsi üçün lazım olan soyuma temperaturu, bu zaman  $\Delta T_t$  kəmiyyəti dumanın sululuğundan və onun mikroquruluşundan asılıdır. Müsbət temperatur rejimində  $\Delta T_t \approx 1^{\circ}\text{C}$ , mənfi temperatur rejimində isə  $10^{\circ}\text{C}$ -də  $\Delta T_t \approx 1,5^{\circ}\text{C}$ ,  $-20^{\circ}\text{C}$  şəraitində isə bu

kəmiyyət  $2^{\circ}\text{C}$  təşkil edir. Bu tənlik N.V. Petrenko metodu ilə dumanların proqnoz üsulu adlanır. N.V.Petrenko radiasiya dumanlarının yarandığı temperatur şəraitini təyin etmək üçün aşağıdakı qrafiki təklif edir (şək. 107). Burada üfüqi koordinat oxu üzrə şəh nöqtəsi temperaturu, şaquli oxda isə duman və çənin əmələgəlmə temperaturu ( $T_T$ ) verilmişdir. Şəkildə verilən maili xətt isə soyuma temperaturunu təyin etməyə imkan verir.

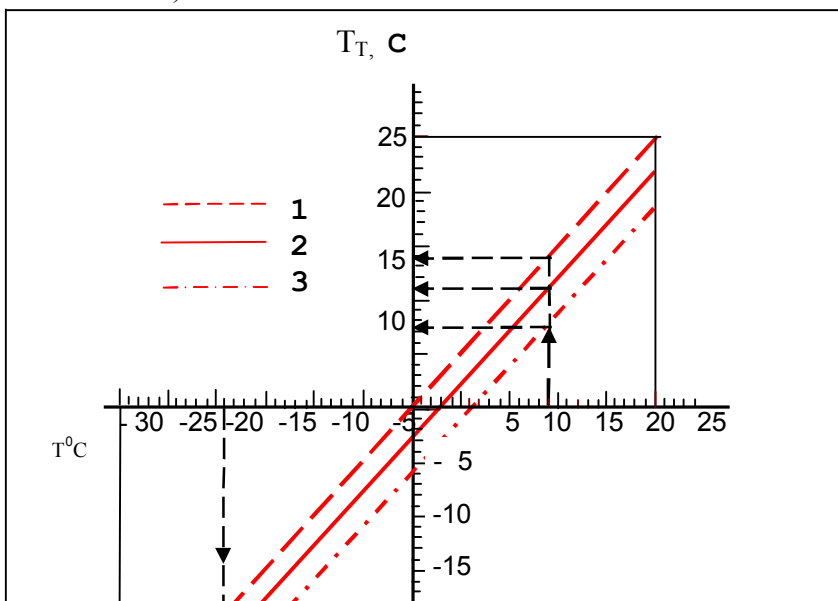
3) trayektoriyanın başlanğıcında şəh nöqtəsi temperaturu ( $T_d$ ) müəyyən edilir;

4) verilmiş məntəqələrdə adveksiya və transformasiya dəyişmələrini nəzərə almaqla, havanın  $T_T$  temperaturları müəyyən edilir. Əgər  $T_T < T_d$  olarsa, onda duman gözləmək mümkündür;

5) advektiv dumanlarının əmələgəlmə vaxtı müşahidə edilən dumanların verilmiş məntəqə istiqamətində yerdəyişmə sürəti vasitəsilə və yaxud yerdəyişən hava hissəciyinin trayektoriyasının başlanğıcından şəh nöqtəsi temperaturuna ( $T_d$ ) qədər soyuması qabaqcadan hesablanır;

6) proqnoz zamanı buludların yer səthinə qədər enmə mümkünlüyü də nəzərə alınmalıdır;

7) verilmiş məntəqələrdə adveksiya dumanlarının dağılmasının proqnozu dumanın əmələgəlmə amillərinin təsirinin zəifləməsini nəzərə almaqla (hava kütlələrinin dəyişməsi, istilik adveksiyasının azalması və s.) verilir.



### **Şək. 107. N.V. Petrenko metodu ilə radiasiya dumanlarının proqnoz qrafiki**

**Buxarlanma dumanlarının proqnoz üsulları.** Dumanların ən çox müşahidə edilən tiplərindən biri də buxarlanma dumanlarıdır. Buxarlanma dumanları su səthinin temperaturu ətraf havanın temperaturundan əhəmiyyətli dərəcədə yüksək və havanın nisbi rütubətliyi  $R \geq 70\%$  olduqda yaranır. Buxarlanma dumanları materikin içərilərinə doğru rütubətli torpaq və bataqlıqlaşmış rayonlar üzərində yaranmaqla, adətən, açıq dəniz üzərində soyuq atmosfer cəbhələrinin arxasında (siklonların arxa hissələrində) müşahidə edilirlər. Fiziki olaraq bu proses çox asan başa düşüləndir. Belə proseslər təkcə qışda Arktik dənizlər üzərində deyil, əsasən (xüsusən də payızda), çay və göllər üzərində də formalaşırlar. Qış aylarında Qara və Xəzər dənizləri üzərində soyuq adveksiya zamanı şimaldan əraziyə daxil olan soyuq hava kütlələri buxarlanma nəticəsində daha tez transformasiyaya uğrayırlar.

Buxarlanma dumanları proqnozlaşdırılarkən aşağıdakılara xüsusi diqqət ayırmaq lazımdır:

1) soyuq hava kütlələrinin ( $t < 7^{\circ}\text{C}$ ) açıq su səthinə tərəf yerdəyişməsi qabaqcadan hesablanır;

2) havanın temperaturu və nisbi rütubətliyinə görə tərtib edilmiş qrafik vasitəsilə buxarlanma dumanlarının əmələgəlmə mümkünlüyü proqnozlaşdırılır. Bu zaman əsas fikir dumanların



sululuğudur (vahid həcmə düşən su damcılarının qramlarla miqdarı);

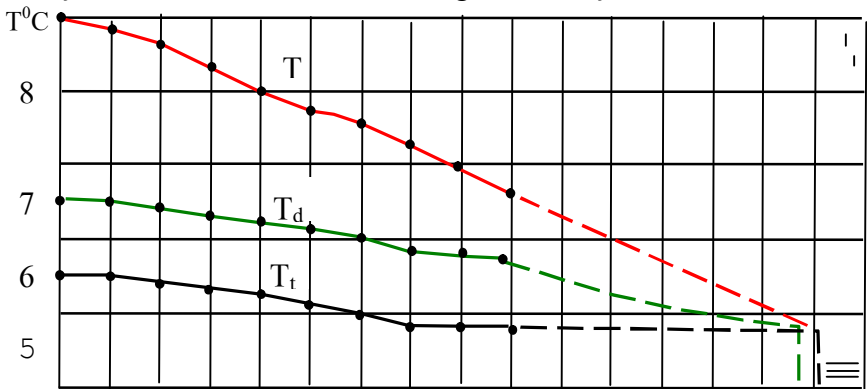
3) sərhəd təbəqəsində temperaturun şaquli qradienti də nəzərə alınmalıdır. Bu qradient böyük olduqca, dumanlar daha çox ehtimal ediləndir;

4) küləyin sürəti mütləq nəzərə alınmalıdır. Dəniz üzərində buxarlanma dumanının əmələgəlməsi üçün zəif küləklər daha çox əlverişli hesab edilirlər.

Hesablamalar göstərir ki, Abşeron yarımadası üzərində bu tip dumanlar havanın və suyun temperatur fərqi ilə  $(T_a - T_w)$ , şəh nöqtəsi və su temperaturunun arasındakı fərqdən  $(T_d - T_w)$   $2\text{ }^{\circ}\text{C}$  – dən az olduğu hallarda gözləmək mümkündür.

**Radiasiya dumanlarının proqnozu üçün istifadə edilən operativ metodlar.** Praktikada radiasiya dumanlarının proqnozu zamanı qrafiki üsullardan istifadə daha çox səmərəli hesab edilir. Bu qrafiki metod və üsulların köməyi ilə dumanların əmələgəlmə və dağılma vaxtlarını təyin etmək, pronozlaşdırmaq mümkündür.

Bu şəkildə üfüqi ox boyunca vaxt, şaquli ox üzrə isə havanın temperaturu ( $T$ ), şəh nöqtəsinin temperaturu ( $T_d$ ) və duman əmələgəlmə temperaturu ( $T_t$ ) göstərilmişdir. Qrafikdə fərqli temperaturların zəruri kəmiyyətləri qeyd edilir və düz xətlərlə əşdirilir. Sonra hər xətt zamana görə bir neçə saat uzadılır.



**Şək. 108. Radiasiya dumanlarının proqnozu üçün qrafik**

T və  $T_d$  xətlərinin kəsişdiyi nöqtə çənin əmələgəlmə zamanı, T və  $T_T$  xətlərinin kəsişdiyi nöqtə isə dumanın əmələgəlmə zamanı kimi hesab edilir. Təbii ki, qrafikə əsasən duman və çənin əmələgəlmə vaxtı günəşin çıxma vaxtından gec olmamalıdır və bu şərt mütləq nəzərə alınmalıdır.

Dumanın dağılmasının proqnozu zamanı, təbii ki, ümumi sinoptik vəziyyətə, ilin və sutkanın vaxtına, ərazinin xüsusiyyətlərinə fikir verilməlidir. Yayda buludsuz havada radiasiya dumanları günəş çıxdıqdan 1-2 saat, buludluq olduqda isə 2-3 saat sonra dağılır. Payızda dumanların davamiyyəti yay və qışa nəzərən (antisiklon şəraitində) çox olur, belə ki, güclü inversiya qatı dumanları sutka ərzində də saxlaya bilər.

**Advektiv dumanlarının proqnoz üsulları.** Advektiv dumanları soyuq səth üzərinə isti və rütubətli hava kütləsinin adveksiyası mümkün olan sinoptik şəraitlərdə gözləmək mümkündür. Bu dumanlar sutkanın istənilən vaxtında müşahidə edilə bilər. Advektiv dumanlar qışda və ilin keçid vaxtlarında nəzərə çarpacaq dərəcədə isti olduqda yaranırlar. Advektiv dumanların proqnozu zamanı duman sahəsinin yerdəyişməsinə, yer səthində havanın və şəh nöqtəsi temperaturunun advektiv dəyişmələrini, buludların yer səthinədək enmə mümkünlüyünü, həmçinin havanın gecə ərzində radiasiya soyumasını da nəzərə almaq lazımdır.

Advektiv dumanların ümumi yaranma şəraitləri aşağıdakılardır:

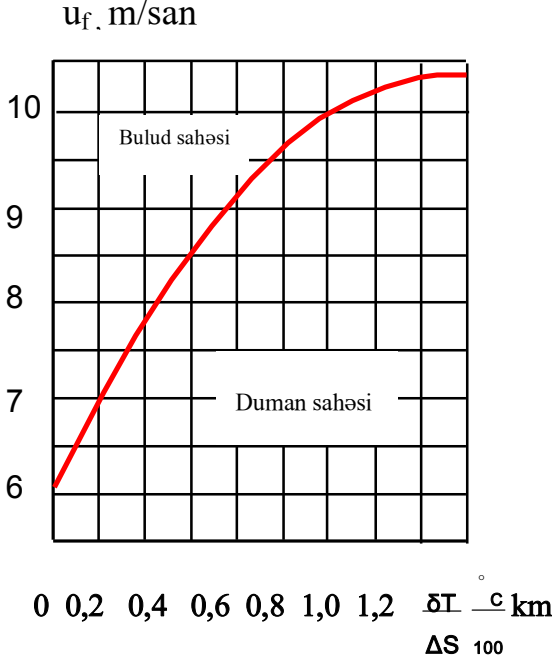
1) yer səthində şəh nöqtəsi temperaturunun çatışmazlığı çox böyük olmamalıdır. ( $d > 3^{\circ}\text{C}$  şəraitində, adətən, dumanlar yaranmırlar);

2) yer səthində küləyin sürəti 8 m/san-dən çox olmamalıdır (böyük sürətli küləklərdə yerüstü inversiya qatı pozulur, bu da ki, dumanın dağılmasına səbəb olur);

Advektiv dumanların proqnozu üçün bir neçə üsul və metodlardan istifadə etmək olar. Əsas proqnoz üsulları isə aşağıdakılardır:

## İ.V.Koşolenko metodu ilə advektiv dumanların proqnozu.

İ.V.Koşolenko advektiv dumanların proqnozu üçün aşağıdakı qrafiki təklif edir (şək. 109)



Şək. 109. Advektiv dumanların əmələgəlmə mümkünlüyü üçün

### İ.V Koşolenko qrafiki

Qrafikdə şaquli ox üzrə flüger hündürlüyündə küləyin proqnozlaşdırılan kəmiyyəti, üfüqi ox boyunca isə temperaturun üfüqi qradiyenti göstərilir. Burada temperaturun üfüqi qradiyenti hava xəritələrinə görə təyin edilir. Hava xəritələrində temperatur məlumatlarına görə havanın proqnoz məntəqəsindən və əksinə hərəkət istiqamətini müəyyənləşdirmək mümkün olur. Bu qrafikin köməkliliyi ilə advektiv dumanları 9 saat qabaqcadan proqnozlaşdırmaq mümkündür. Belə ki, əgər verilən ilkin məlumatlar qrafikdə göstərilən əyridən aşağıdırsa, onda

proqnozda duman gözləmək mümkündür, əksinə, əgər verilən ilkin məlumatlar göstərilən əyridən yuxarıdadırsa, onda duman proqnozlaşdırılmır.

### **N.V.Petrenko metodu ilə advektiv dumanların proqozu.**

N.V.Petrenko advektiv dumanların proqozu üçün hərəkət trayektoriyasının başlanğıcında temperaturun üfüqi qradientini  $\left(\frac{\Delta T}{\Delta S}\right)$ , şəh nöqtəsi çatışmazlığını (d) və yer səthində küləyin proqnozlaşdırılan sürətini (u) nəzərə almağı təklif edir. Bütün bunları göstərmək üçün N.V. Petrenko kompleks qrafik təklif edir (şək. 110).

Advektiv dumanların dağılma vaxtını təyin etmək və proqnozlaşdırmaq üçün aşağıdakıları bilmək vacibdir: Advektiv dumanlar:

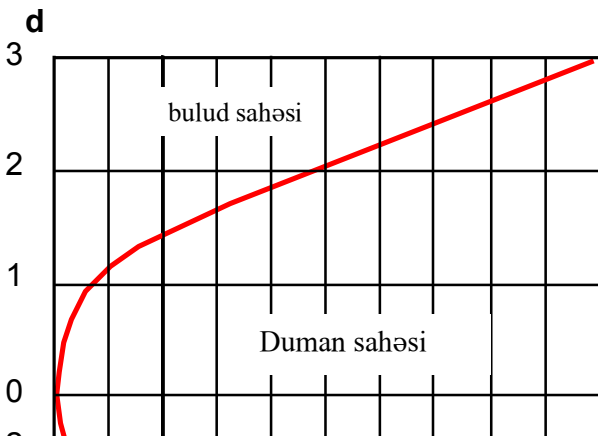
- isti adveksiyadan sonra dağılırlar (küləyin istiqamətinin əksinə dönməsi);

- günəşin çıxmasından sonra dağılırlar (temperaturun artması və yer səthinin qızması nəticəsində);

- yer səthinin radiasiya soyuması nəticəsində dağılırlar (radiasiya soyuması, inversiyanın pozulması və dumanların yuxarı sərhəddində temperaturun düşməsi dumanın dağılmasına səbəb olur). Bu isə həmçinin gecə ərzində buludluğun özünün proqozu üçün əlverişli hesab edilir;

- yerüstü küləyin sürətinin 8 m/san və daha çox artması 1-6 s-dan sonra dumanların dağılmasına səbəb olur;

- yağıntıların düşməsi nəticəsində də advektiv dumanlar dağılırlar.



**Şək. 110. Advektiv dumanların proqnozu üçün N.V.  
Petrenko qrafiki**

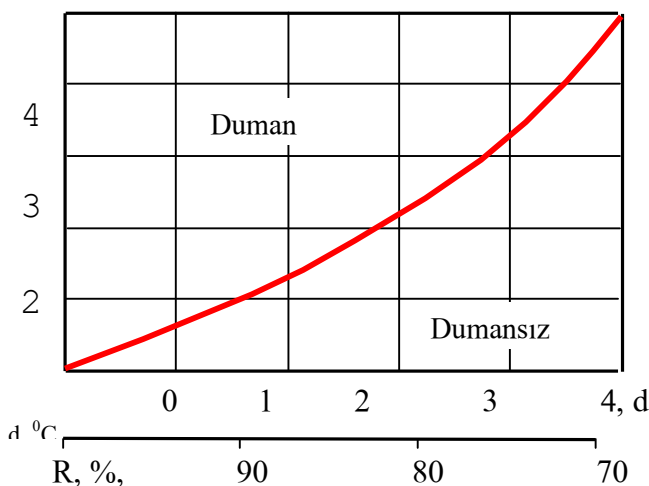
**Cəbhə dumanlarının proqnozu.** Cəbhə dumanları azhərəkətli isti cəbhələrin önündə və ilin soyuq dövründə, yaxud azhərəkətli soyuq atmosfer cəbhələrinin arxasında yaranırlar. Bu tip dumanların yaranmasının əsas səbəbi yağış və çiskin damcıların buxarlanmasıdır. Buxarlanma nə qədər sürətli gedərsə, yer səthinin temperaturu ilə cəbhə inversiyalarının yuxarı sərhəddinin temperaturu arasında fərq bir o qədər böyük olar ( $T_{inv} - T$ ). Cəbhə dumanlarının yaranmasının fiziki mahiyyəti isə daha isti havadan nisbətən soyuq səthə düşən yağış damcılarının kondensasiyasından ibarətdir. Bu dumanlar adətən cəbhə səthinin mailliyi  $1/300$  ( $tg\alpha=0,03$ ) olduqda yaranırlar. Stasionar cəbhələrin dumanları isə adətən gecələr müşahidə edilirlər. Cəbhə dumanlarının proqnozu zamanı sinoptik metodları bilməklə yanaşı həmçinin aşağıdakıları da nəzərə almaq zəruridir:

- cəbhə inversiyalarının yuxarı sərhəddində havanın temperaturu  $0^{\circ}\text{C}$  olmalıdır;

- cəbhə inversiyalarının yuxarı sərhəddində havanın temperaturu yer səthinin temperaturundan çox və ya  $3^{\circ}\text{C}$ -yə bərabər olmalıdır;
- yer səthində yağıntı zonalarından kənarında soyuq hava üçün şəh nöqtəsi çatışmazlığı 2-dən yuxarı olmamalıdır;
- yer səthində soyuq havada küləyin sürəti 6 m/san-dən çox olmamalıdır.

Bütün bu və digər şərtlərinin nəzərə alınmasından cəbhə dumanlarının proqnozu zamanı aşağıdakı qrafikdən də istifadə etmək olar (şək. 111).

$$(T_{\text{INV}} - T_0), ^{\circ}\text{C}$$



**Şək. 111. Cəbhə dumanlarının proqnoz qrafiki**

Burada üfüqi ox üzərində proqnoz məntəqəsində nisbi rütubətlik (R), yaxud şəh nöqtəsi çatışmazlığı temperaturu (d), şaquli ox üzərində isə temperaturlar fərqi ( $T_{\text{inv}} - T_0$ ) göstərilir. Bu zaman müvafiq hesablamalar nəticəsində duman sahəsinə düşdükdə proqnozda duman göstərmək lazımdır.

Dumanların yaranması, dağılması vaxtı atmosfer cəbhələrinin hərəkət sürətinə və yerdəyişməsinə görə müəyyən edilir.

Cəbhə dumanlarının dağılması vaxtını qiymətləndirmək üçün sinoptik vəziyyətin dəyişməsinə, advekesiyanın xarakterini,

turbulent mübadiləni və yerli əlamətləri mütləq nəzərə almaq lazımdır.

## **Buludların aşağı və yuxarı sərhədlərinin proqnozu**

**Aşağı buludluluğun proqnozu.** Tam aşağı buludluluğun bir sutka qabaqcadan proqnozu A.K.Luççenko üsulu ilə mümkündür. Proqnoz məntəqələrində temperatur və bir sutkadan sonrakı gözlənilən temperatur, aşağı buludluluğun əmələgəlmə ehtimalı arasında statistik əlaqə müəyyən edilmişdir.

Proqnoz nöqteyi-nəzərdən gecə saatlarında temperaturun gedişinin operativ qrafiklərini qurmaq praktiki baxımdan çox faydalıdır. Gecə saatlarında aydın havada temperaturun aşağı düşməsinin dayanması və yaxud, onun zəif olaraq yuxarı qalxması su damcılarının kondensasiyasının başlanğıcını göstərir. Bu halı 2-3 saatdan sonra tam aşağı buludluluğun əmələgəlməsinin ilkin əlaməti hesab etmək olar. Bu cür qrafiki saat 18-19<sup>00</sup>-da nisbi rütubətlik 85%-dən çox olduğu hallarda qurmaq məsləhət görülür.

Aşağı buludluluğun yaranmasının Y.N. Volkonski üsulu ilə proqnozu aşağıdakı empirik düsturla hesablanır:

$$t = a_1(100 - R_0) + a_2(R_3 - R_0) + a_3 \beta,$$

burada,

$t = t - t_0$  - günəşin batması ilə aşağı buludluluğun əmələgəlmə anı arasındakı zaman intervalı,

$R_3$  və  $R_0$  - günəşin batma anında və 3 saat sonra havanın nisbi rütubətliyi,

$\beta$  - Günəşin batma anında küləyin istiqaməti ilə gecə saatlarında hakim külək istiqaməti arasındakı bucaq,

$a_1$ ,  $a_2$ , və  $a_3$  - empirik seçilmiş əmsallar olmaqla, uyğun olaraq,  $a_1 = 0,85$ ,  $a_2 = 0,94$ ,  $a_3 = -0,06$  qəbul edilir.

**Konvektiv buludların proqnozu.** Səciyyəvi kütlədaxili konvektiv buludlar topa və topa-yağış buludlarıdır. Konvektiv

buludların proqnozu mövcud olan və gözlənilən sinoptik vəziyyətə görə müəyyən edilir.

Atmosferdə səhər radiozond müşahidələrinin məlumatlarına əsasən konvektiv buludların proqnozunu dəqiqləşdirmək məqsədilə konveksiyanın maksimal inkişaf dövrü (14-15<sup>00</sup> radələrində) üçün konvektiv buludların miqdarı, onların aşağı və yuxarı sərhədləri hesablanır. Konvektiv buludluluğun miqdarının proqnozu A.N. Moşnikov tərəfindən alınmış empirik tənlik vasitəsilə hesablanır:

$$N_{\max} = 0,075 \cdot \Delta h^{\pm 1,5},$$

burada,

$N_{\max}$  – gündüz saatlarında buludluğun ballarla maksimal miqdarı;

$h$  - **konvektiv-dayanıqsız təbəqənin** (KDK) hPa-larla qalınlığıdır.

Konvektiv buludluğun yuxarı və aşağı sərhəddini aeroloji diaqrammalar vasitəsilə aşkar etmək mümkündür. Buludların aşağı sərhəddi kondensasiya səviyyəsinin yaxınlığında, yuxarı sərhəddi isə hal əyrisinin srtatifikasiya əyrisini kəsdiyi hündürlüklərdə olur.

Abşeron yarımadasında aşağı buludluluğun proqnozlaşdırılması zamanı **N.Ş. Hüseynov metodundan** [11] da istifadə etməklə, yaxşı nəticələr əldə etmək mümkündür. Bu metoda əsasən Bakıda suyun temperaturu ilə Mahaçqalada havanın (cənub istiqamətli küləklər zamanı Lənkəranda) temperaturunun fərqi Bakıda şəh nöqtəsi çatışmazlığına nisbəti ( $k$ ) hesablanır:

$$K = \frac{\delta T_{w-a}^{B-M} \lambda}{(T - T_d)^B},$$

burada,

$K$  – Hüseynov parametri,

$K = \delta T_{w-a}^{B-M} \lambda$  - Bakıda su səthinin temperaturu ilə Mahaçqalada (şimal küləkləri üçün, Lənkəranda cənub küləkləri üçün) havanın temperaturu arasındakı fərq;

$(T - T_d)^B$  – Bakıda şəh nöqtəsinin çatışmazlığı.



K əmsalının şimal küləkləri zamanı artması və cənub küləklərində azalması buludların aşağı sərhədlərinin enməsinə dəlalət edir.

Şimal küləkləri zamanı 6 saat müddətində buludların aşağı sərhədinin proqnozu aşağıdakı diskriminant xətti tənliklər vasitəsilə mümkündür:

$$L = -0,573 V^M - 0,372 (T^M - T^B) + 0,241K + 2,627$$

$$H = 1,417 (T^M - T^B) - 7,437 \delta T_{w-a}^{B-M} - 12,161 (T - T_d)^M + 317,$$

burada,

$V^M$  – Mahaçqalada üfüqi görünüş məsafəsi,

$T^M - T^B$  - Mahaçqala və Bakı arasında hava temperatur fərqi,

$K$  – Hüseynov parametri,

$\delta T_{w-a}^{B-M}$  - Bakıda su temperaturu ilə Mahaçqalada havanın temperaturunun fərqi,

$(T - T_d)^M$  - Mahaçqalada şəh nöqtəsi çatışmazlığı temperaturu,

$H$  - buludların aşağı sərhədinin proqnozlaşdırılan hündürlüyü,

$L$  - diskriminant funksiya.

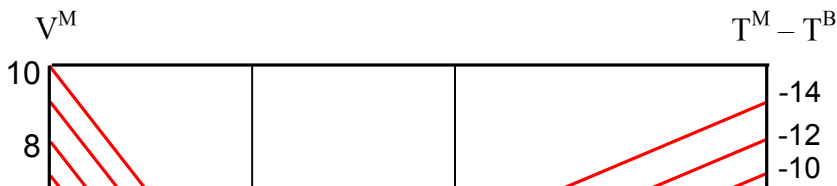
Bu zaman  $L > 0$  kəmiyyətində 300 m-dən aşağı buludluluq hündürlüyünü gözləmək və proqnozlaşdırmaq olar, əksinə, əgər  $L < 0$  olarsa, onda  $\leq 300$  m-dən az olan buludluluq hündürlüyünü gözləmək olmaz.

N. Ş. Hüseynov metoduna əsasən soyuq adveksiya zamanı 6 saat öncədən aşağı buludluluğun ( $H < 300$  m) proqnozu üçün təklif olunmuş nomogramdan istifadə etmək lazımdır (şək. 112).

**Buludların aşağı sərhədinin hündürlüyünün proqnozu.** Ümumiyyətlə, aşağı buludluluq və dumanlar hər şeydən əvvəl ərazinin yerli xüsusiyyətlərindən asılı olaraq əmələ gəlirlər. Buludların aşağı sərhədinin proqnozu yarımempirik tənliklər vasitəsilə həll edilir. Təcrübədə buludların aşağı sərhədinin proqnozu aşağıdakı tənliklər vasitəsilə həll edilir:

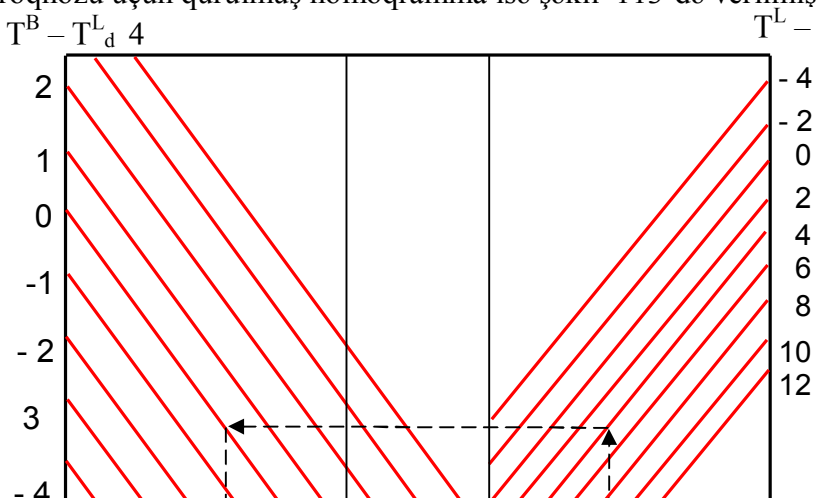
**İppolitov tənliyi:**  $H = 24 (100 - R) .$

**Ferrel tənliyi:**  $H = 122 (T - T_d) \theta .$



**Şək. 112. Soyuq adveksiya zamanı 300 m-dən aşağı və yuxarı buludluluğun proqnozu üçün nomogramma**

İsti adveksiya zamanı 300 m-dən aşağı və yuxarı buludluluğun proqnozu üçün qurulmuş nomogramma isə şəkil 113-də verilmişdir:



### **Şək. 113. İsti adveksiya zamanı 300 m-dən aşağı və yuxarı buludluluğun proqnozu üçün nomogramma**

Hər iki tənlikdə H- buludların aşağı sərhəddinin hündürlüyü, m; T- yer səthində havanın temperaturu, °C; R- isə nisbi rütubətlidir, %.

Abşeron yarımadası üzərində aşağı sərhəd buludlarının minimal hündürlüyünü təyin etmək üçün N.Hüseynov tərəfindən tərtib olunmuş aşağıdakı formullardan istifadə edilir.

$$\text{- şimal küləkləri zamanı } H_{\min} = [0.56 H_0 + 58] \pm 50,$$

$$\text{- cənub küləkləri zamanı } H_{\min} = [0.79 H_0 + 3] \pm 36,$$

burada,

$H_{\min}$  – aşağı sərhəd buludları yarandıqdan sonra, yaxın 3 saat ərzində proqnozlaşdırılan buludların minimal hündürlüyü,

$H_0$  – proqnoz tərtib olunan zaman proqnoz məntəqəsində aşağı sərhəd buludlarının hündürlüyü, m.

**Buludların yuxarı sərhəddinin proqnozu.** Buludların yuxarı sərhəddinin hündürlüyü buludların aşağı sərhəddi ilə müqayisədə uçuşların təhlükəsizliyinə az təsir edir. Bununla belə, bulud təbəqələrinin şaquli gücü uçuşların təhlükəsiz yerinə yetirilməsinə əhəmiyyətli dərəcədə təsir göstərən amillərdəndir.

Havada olan hava gəmilərindən verilən məlumatları buludların yuxarı sərhəddinin diaqnozu və proqnozu üçün kifayət qədər dəqiq məlumat hesab etmək olar. Bütün dolayı yollarla alınan bu məlumatlar operativ praktikada istifadə edilir və çox

əhəmiyyətlidir. Hava gəmilərindən verilən məlumatlar olmadıqda buludların yuxarı sərhəddi haqqında məlumatları meteoroloji radiolokatorların və aeroloji diaqramların köməyi ilə əldə etmək mümkündür. Aeroloji diaqramlarda buludların yuxarı sərhəddi havanın nisbi rütubətliyinin kəskin və nəzərə çarpan dərəcədə azalan səviyyəsinə uyğun gəlir. Aeroloji diaqramlarda bu səviyyəni şəh nöqtəsi temperaturunun əyrisi ilə stratifikasiya əyrisinin bir-birindən kəskin aralanması ilə təyin etmək olar.

Buludların yuxarı sərhəddinin hündürlüyünü müxtəlif bulud sistemlərinin orta şaquli güclərinə görə təxmini olaraq təyin etmək olar. Müxtəlif bulud sistemlərinin şaquli gücü haqqında ətraflı məlumat isə aşağıdakı cədvəl 11-də verilmişdir.

Buludların yuxarı sərhəddini təyin etmək üçün bəzi empirik tənliklərdən istifadə etmək olar. Məsələn, laylı-topa buludların yuxarı sərhəddini hesablamaq üçün aşağıdakı tənlik təklif edilir:

$$H_y = 2(H_a + 100),$$

burada,

$H_a$  – buludların aşağı sərhəddinin hündürlüyüdür, m.

İsti atmosfer cəbhələrində isə buludların yuxarı sərhəddini təyin etmək üçün aşağıdakı tənlikdən istifadə etmək olar:

$$H_y = \frac{L}{100} + 1,$$

burada,

$H_y$  – buludların yuxarı sərhəddinin hündürlüyü, km;

$L$  – atmosfer cəbhəsində yağıntı zonasının eni, km.

**Cədvəl 11**

**Müxtəlif bulud sistemlərinin şaquli gücünün (qalınlığının) orta kəmiyyətləri**

Buludların forması	Buludların qalınlığı, km
--------------------	--------------------------

Laylı və laylı topa	0,5 – 07
Qışda isti bölmədə laylı və laylı-yağışlı	2 – 3
Laylı-topa	2 – 3
Yuyulmuş cəbhələr zamanı laylı-yağışlı	2 – 3
Aktiv cəbhələrdə yüksək-laylı və laylı-yağışlı	5 – 8
Həmçinin yuyulmuş cəbhələrdə laylı-yağışlı	1 – 2
Yüksək-topa	1 – 3
Topa –yağış	9-11
Lələkvəri	1-3

Operativ iş zamanı bulud sahələrini və onların hərəkət istiqamətlərini, yuxarı sərhədlərinin hündürlüklərini və digər parametrlərini aşkarlamaq üçün daha əlverişli vasitə olan peyk məlumatlarından istifadə etmək lazımdır.

## **Atmosfer yağıntılarının proqnoz üsulları**

**Çiskin yağıntılarının proqnozu.** Çiskin yağıntılar laylı və yaxud laylı-topa buludlardan düşürlər. Bu yağıntılar damcılarının ölçüləri, adətən, 0,5 mm-dən çox olmur. Çiskin yağıntılar, əsasən, siklonların isti bölməsində müşahidə edilməklə, isti hava kütlələri üçün xarakterikdirlər. Aşağı laylı buludluq üçün səciyyəvi yağıntılar müsbət temperaturlarda çiskin, mənfi temperaturlarda isə həddən artıq soyumuş çiskin və qar dənələridir.

Çiskin yağıntılar zamanı buludların yuxarı hündürlükləri mənfi 10°C-dən yüksək olmur. Bu yağıntılarda havanın zəif şaquli hərəkətləri müşahidə edilir.

Çiskin yağıntılarının proqnozu, əsasən, 850 hPa səthdə aparıcı axın üzrə yağıntı zonalarının hərəkət istiqaməti və evolyusiyası

nəzərə alınmaqla verilir. Yağıntı zonalarının hərəkəti siklonun isti bölməsinin hərəkəti ilə əlaqədardır. Əgər yağıntılar antisiklonların ətraf hissələrində müşahidə edilirsə, onda onların yerdəyişmə istiqaməti mərkəzdə olan qradiyent küləyin istiqaməti boyunca olacaqdır. Çiskin yağıntılarının proqnozu zamanı ərazinin yerli xüsusiyyətlərini və yağıntılarının sutkalıq gedişini nəzərə almaq lazımdır. Çiskin yağıntılar zonası  $MT_{850}$  xəritəsinin izohipləri boyunca buludluğun dəyişməsinə nəzərə alınmaqla təyin edilir. Bu tip yağıntılar tez-tez gecə saatlarında buludluğun radiasiya soyuması nəticəsində güclənirlər.

**Aramsız yağıntılarının proqnozu.** As-Ns buludlar sisteminin, yəni bütöv cəbhə buludları sisteminin yağıntıları adı, aramsız yağıntılar adlanır. Cəbhələrdə yağıntılar zonasının enindən, cəbhənin yerdəyişmə sürətindən və müşahidə məntəqəsinə görə hərəkət istiqamətindən asılı olaraq aramsız yağıntılar fasiləsiz olaraq bir neçə saat və hətta bir neçə sutka da davam edə bilər.

Aramsız yağıntılar zonasının siklonların mərkəzi hissələrində və ya isti cəbhə qarşısında əmələgəlməsi daha çox səciyyəvidir. Onlar, həmçinin okklyuziya, bəzən də soyuq cəbhələrin keçməsi zamanı da müşahidə edilir.

Bununla belə, aramsız yağıntılar zonasının eni həmişə onların intensivlikləri ilə uyğun gəlmir. Məsələn, isti atmosfer cəbhəsinin qarşısında siklonlar yaranmağa başladıqca dar, ensiz zonada (100-200 km) intensiv yağıntılar müşahidə edilir, lakin ilin soyuq dövrlərində siklonlardan (400 km və daha çox üfüqi paylanma məsafəsi olmaqla) zəif qar müşahidə edilə bilər. Hava kütlələrinin rütubətliyi və küləklərin şaquli hərəkətləri böyük olduqca, yağıntılarının intensivliyi də böyük olur.

Atmosfer yağıntılarının proqnozu aşağıdakı sinoptik şəraitlər nəzərə alınmaqla tərtib edilir:

1. Aramsız yağıntılarının proqnozu yeni cəbhə siklonlarının əmələgəlməsi və ya əmələ gəlmiş siklonların dərinləşməsinin proqnozları ilə eyni zamanda qabaqcadan müəyyən edilir. Təzyiq çuxurlarında hələ yağıntı verməyən isti atmosfer cəbhəsi yerləşdikdə və ya təzyiq çuxurunun dərinləşməsi gözlənilirsə, onda

atmosfer cəbhələri boyunca aramsız yağıntılar zonasının əmələ gəlməsi mümkün hesab edilir.

2. Atmosfer cəbhələrinin proqnozu ilə eyni zamanda, aramsız yağıntılar zonasının yerdəyişməsi də hesablanır. Bu halda köçürmələri aparıcı hava axın qaydası üzrə  $MT_{700}$  xəritəsinin izohipləri ilə həll etmək olar. Aramsız yağıntı zonasının evolyusiyası siklonların və cəbhələrin evolyusiyasının proqnozlarına uyğun olaraq tərtib edilir. Aramsız yağıntıları proqnozlaşdırarkən əlavə olaraq aşağıdakıları da nəzərə almaq zəruridir:

1. As-Ns buludlarının yuxarı sərhəddinin hündürlüyünü, qalınlıqlığını və mənfi  $10^{\circ}\text{C}$  izotermının vəziyyətini bilmək lazımdır. Bu buludların yuxarı sərhədləri MT (mütləq topoqrafiya) xəritələrində şəh nöqtəsi çatışmazlığına görə aşkarlına bilər. Burada mənfi  $10^{\circ}\text{C}$  izotermi buludlarda buz kristallarının fazasının yaranma mümkünlüyünü xarakterizə edir ki, bu da yağıntıların əmələ gəlməsi üçün çox vacib şəhətdir. Mənfi  $10^{\circ}\text{C}$  izotermi buludların daxilində yerləşərsə, bu zaman yağıntıların müşahidə edilməsi daha çox ehtimallıdır və gözləniləndir.

2. Havanın əhəmiyyətli dərəcədə yuxarı qalxan hərəkətlərində ( $\omega > 0$ ,  $\pi = \delta p < 0$ ) qalxan havanın fasiləsiz olaraq soyuması və izafi su buxarının kondensasiyası təmin olunur ki, bu da bulud hissəciklərinin kəoqulyasiyası ilə birlikdə yağıntıların düşməsinə səbəb olur.

**Leysan yağıntıların proqnozu.** Leysan tipli yağıntıların proqnozunun əsasını konvektiv buludluluq və şimşəklərin proqnozu təşkil edir. Leysan yağıntıların əmələ gəlməsi və proqnozu yer səthində və hündürlüklərdə havada böyük rütubət ( $7\text{q/kq}$ ), şəh nöqtəsi çatışmazlığının kiçik kəmiyyəti ( $2-3^{\circ}\text{C}$ ), havanın temperaturunun şaquli qradiyenti, rütubətli adiabatik qradiyentin artması, inversiya və izotermiya təbəqələrinin olmaması, yüksəklikdə soyuq adveksiya və s. meteoroloji və sinoptik amillərlə çox sıx bağlıdır.

Leysan yağıntıların təkrarlanması dağlıq rayonlarda daha çoxdur. Səth örtüyünün qeyri-bircinsliyi, torpağın tez və kəskin

qızması konveksiyanı gücləndirir, nəticədə, leysan xarakterli yağıntılardan əmələ gəlməsi üçün əlverişli şərait yaranır.

Cəbhə xarakterli leysan yağıntılarının proqnozu zamanı cəbhənin gələcək vəziyyətini, onun evolyusiyasını və konvektiv dayanıqsızlığın mümkün dəyişkənliyini nəzərə almaq zəruridir.

Cəbhə xarakterli leysan yağıntılarının davamiyyəti ( $t_d$ ) topa-yağış buludlarının miqdarından, şaquli gücündən daha çox asılı olmaqla, aşağıdakı tənlik vasitəsilə həll edilir:

$$t_d = k \frac{\bar{L}}{\bar{V}},$$

burada,

$\bar{L}$  - 1000-850 hPa-lıq təbəqələrdə hissəciklərin trayektoriyalarının 12 saatlıq orta uzunluğu, km;

$\bar{V}$  - buludların hərəkətinin orta sürəti, km/s;

k- sabit əmsal olub, okklyuziya cəbhələri üçün 0,25, isti atmosfer cəbhələrində 0,3, soyuq atmosfer cəbhələrində 0,2, dağılmaqda olan atmosfer cəbhələrində isə 0,1-ə bərabərdir.

## İldırımın proqnoz üsulları

İldırımın proqnozunu tərtib etmək üçün bir neçə üsullar mövcuddur. Bunlara misal olaraq aşağıdakı üsulları göstərmək olar:

- aeroloji diaqramların qurulması (faktiki və proqnostik),
- konveksiya səviyyəsinin qalınlığı,
- $-20^\circ$  və daha yuxarı izotermərdən keçən, enən konveksiya,
- konveksiyanın indekslərini nəzərdən keçirmək.

Atmosfer dayanıqsızlığının CAPE, Lifted kimi bəzi indeksləri mövcuddur. Bunlar, əsasən, praktikada istifadə olunurlar. Aşağıda verilmiş rəqəmlər, əsasən, avropa üçün hesablanmışdır. Məhz buna görə digər regionlar üçün daha dəqiq rəqəmlər əldə etmək üçün tədqiqatlar aparmaq lazımdır. Bu indekslər atmosferin zond məlumatlarına əsasən alınır.

CAPE indeksinin qiyməti, c/kq :



- a) 0 (sabitlik)
  - b) 0-1000 ( minimum qeyri-sabitlik)
  - c) 1000-2500 (mülayim qeyri-sabitlik)
  - d) 2500-3500 (yüksək qeyri-sabitlik)
  - e) 3500 + ( ekstremal qeyri-sabitlik)
- Lifted indeksinin qiymətləri cədvəl 12-də verilmişdir.

## Cədvəl 12

### Lifted indeksinin qiymətləri

<b>11</b>	Ekstremal sabitlik	İldırım gözlənilmir
<b>8-11</b>	Sabit	İldırım gözlənilmir
<b>4-7</b>	Sabit	İldırım gözlənilmir
<b>0-3</b>	Zəif sabitlik	İldırım gözlənilmir
<b>-3- -1</b>	Zəif qeyri-sabitlik	İldırım ehtimal olunur
<b>-5 - -4</b>	Qeyri-sabitlik	İldırım gözlənilir
<b>-7 - -6</b>	Yüksək qeyri-sabitlik	Güclü ildırım
<b>&lt; - 7</b>	Ekstremal qeyri-sabitlik	İntensiv ildırımlar, tornado ehtimal olunur.

İldırımlar ən çox sönməyə başlayan siklonlarda, az hərəkətli antisiklonların ətrafında, barik yəhərlərdə və azqradientli barik sahələrdə, həmçinin cəbhələrdə, xüsusilə, soyuq cəbhələrdə müşahidə edilirlər.

İldırımın proqnozu atmosferin səhər radiozondlarının məlumatlarına əsasən dəqiqləşdirilir.

İldırımın 2-3 saatlıq proqnozunda radiolokasiya müşahidələrindən də istifadə olunur. Belə ki, meteoroloji

radiolokasiya məlumatları ildırım ocaqlarının proqnoz məntəqəsinə yaxınlaşması haqqında xəbərdarlıq verməyə imkan verir.

**Vaytinq metodu ilə ildırımın proqnozu.** Hal-hazırda ildırımın ehtimallığının hesablanması, proqnozlarının tərtib edilməsində Vaytinq metodundan daha çox istifadə olunur. İldırım vəziyyətini proqnoz etmək üçün radiozond məlumatlarından istifadə olunur:  $T_{850}$ ,  $T_{500}$ ,  $T_{d850}$ ,  $d_{700}$  kəmiyyətlərindən istifadə edilməklə, ildırımın ehtimallığı hesablanır. Bu məlumatlara əsaslanaraq,  $K$  kəmiyyəti aşağıdakı düsturla hesablanır:

$$K = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d850} - d_{700}),$$

burada,

$K$  – **Vaytinq əmsalı**;  $T_{850}$ ,  $T_{500}$  – 850 və 500 hPa-lıq izobarik səthlərdə temperatur;  $T_{d850}$  – 850 hPa səthdə şəh nöqtəsi temperaturu;  $d_{700}$  – 700 hPa səthdə şəh nöqtəsi çatışmazlığıdır;  $K$ -nin müxtəlif qiymətlərində ildırım ehtimallığı aşağıdakı kimidir:

$K < 20$  – ərazidə ildırım gözlənilmir;  $K = 20 - 25$  – tək – tək ildırım ocaqları gözlənilir;

$K = 25 - 35$  – bəzi yerlərdə (əhəmiyyətli dərəcədə) ildırım gözlənilir;  $K \geq 35$  – çoxsaylı ildırım halları proqnozlaşdırmaq olar.

**Faust metodu ilə ildırım fəaliyyətinin hesablanması.**

Atmosferin halını müəyyən etmək üçün stratifikasiya əyrisi rütubətli və quru adiabatlar arasından keçən sıfır buxarlanma dayanıqsızlığı əyrisi ilə müqayisə olunur. Bu dayanıqsızlıq ölçüsünə «sıfır buxarlanma» temperaturu ( $T_v$ ) ilə 500 hPa-lıq izobarik səth temperaturu arasındakı fərq kimi baxmaq təklif edilmişdir:

$$\Delta T = T_v - T_{500},$$

burada,

$\Delta T$  – kəmiyyəti ildırım vəziyyətinin əmələgəlmə ehtimalının dərəcəsini xarakterizə edir. Hesablamaları sürətləndirmək üçün Faust cədvəli tərtib edilmişdir ki, bu cədvəldən 850 hPa-lıq izobarik səthdə temperatur və 850 hPa- dan 500 hPa-a qədər olan

təbəqədə isə orta şəh nöqtəsi çatışmazlığına görə  $T_v$  –nin qiyməti tapılır.

İldırımın proqnozu zamanı  $C_b$  buludlarının gözlənilən maksimal hündürlüyü də nəzərə alınmalıdır. Belə ki, daha yüksək hündürlüyə malik  $C_b$  buludlarında ildırım aktivliyi yüksək ehtimallı olur.

**Hissəciklər metodu ilə ildırımın proqnozu.** Hissəciklər metodu ilə ildırımın proqnozu ən sadə və əlverişli hesab olunan metoddur. Belə ki, mühəndis-sinoptik səhər radiozond məlumatları əsasında aeroloji diaqramı qurmalı və hal əyrisini çəkməlidir. Bu zaman, əgər konveksiya səviyyəsi kondensasiya səviyyəsindən 4,5 km və daha çox yuxarıda yerləşərsə, proqnozda ildırım hadisəsini vermək olar.

**N.V. Lebedev metodu ilə ildırımın proqnozu.** İldırım, leysan yağıntılar və topa-yağış buludlarının inkişafı ilə əlaqədar olan digər konvektiv proseslərin proqnozu üçün radiozond məlumatları təhlil edilməli, konveksiyanın parametrləri və konvektiv hadisələrin baş vermə mümkünlüyü hesablanmalıdır.

Qeyd edilən parametrlərə aşağıdakılar aiddir:

1. 850, 700 və 500 hPa-lıq səthlərdə şəh nöqtəsi çatışmazlığının temperaturu ( $\Sigma t_d, ^\circ C$ ): bu parametr dolayı yolla 850-500 hPa-lıq səthlərdə buludların yaranma mümkünlüyünü xarakterizə edir. Əgər  $\Sigma t_d > 25^\circ C$ , onda sonrakı hesablamalar aparılmır. Ona görə ki, quru havada troposferin aşağı hissəsində topa-yağış buludlarının əmələgəlməsi üçün konveksiya şərait yoxdur. Əgər  $\Sigma t_d \leq 25^\circ C$  olarsa, onda ikinci parametr hesablanır.

2. Yer səthində və troposferin yuxarı hissəsində konveksiyanın maksimal inkişaf səviyyəsi üçün şəh nöqtəsi çatışmazlığının temperaturu ( $t_{d0}, C$ ). Əgər  $t_{d0} > 20^\circ C$ , kondensasiya səviyyəsi 2,5 km-dən yüksəkdə yerləşərsə, onda yağıntılar yer səthinədək çatmayacaq və bu zaman sonrakı hesablamaları aparmaq lazım gəlmir.

3. Kondensasiya səviyyəsi ( $H_{kond}, km$ ). Kondensasiya səviyyəsi topa-yağış buludlarının aşağı sərhəddinin orta vəziyyətini göstərməyə imkan verir. Bu səviyyə aeroloji diaqramların köməyi ilə təyin edilir.

4. Konveksiya səviyyəsi ( $H_{\text{konv}}$ , km). Konveksiya səviyyəsi topa-yağış buludlarının yuxarı sərhəddinin orta vəziyyətini göstərməyə imkan verir. Bu səviyyə nə qədər yüksəkdə yerləşərsə, onda təbii ki, ildırım buludları daha hündür və daha «güclü» olar.

5. Konveksiya səviyyəsində havanın temperaturu ( $T_{\text{konv}}$ , °C). Bu temperatur nə qədər aşağıdırsa, onda ildırım hadisəsi bir o qədər çox ehtimallıdır.

**Beyli metodu ilə ildırımın proqnozu.** Beyli metodu ilə ildırımın proqnozu, adətən, digər proqnoz üsulları ilə birgə həll edilir. Beyli (ABŞ) ildırımın yaranmamasının əlamətlərini tərtib etmişdir. Belə ki, səhər radiozond məlumatlarında istənilən rayonda əgər aşağıdakı 5 əlamətlərdən heç olmasa, biri üçün şərait varsa, onda ildırım proqnozlaşdırılır:

1. 850-700 hPa izobarik səthlərin istənilən səviyyəsində şəh nöqtəsi çatışmazlığı  $13^{\circ}\text{C}$  və daha çox olarsa;

2. 700 və 600 hPa səthlərdə şəh nöqtəsi çatışmazlığı cəmi  $28^{\circ}\text{C}$  və daha çox olarsa;

3. 850 və 700 hPa barik topoqrafiya xəritələrində quru havanın adveksiyasının olması;

4. 850-500 hPa təbəqələrdə temperaturun şaquli qradienti  $0,5^{\circ}/100\text{m}$  olduqda;

5. Donma səviyyəsinin ( $T = -12^{\circ}\text{C}$ ) hündürlüyü 3600 m-dən aşağıda yerləşdikdə; belə şəraitdə inkişaf etmiş topa-yağış buludlarından yalnız zəif leysan yağışlar yağa bilər.

**Dolunun proqnozu.** İllik gedişdə dolunun təkrarlanma maksimumu may-iyul, sutkalıq maksimumu isə günortadan sonrakı saatlara təsadüf edir. Dolunun düşməsi üçün aşağıdakı sinoptik şəraitlər daha çox səciyyəvidir:

a) soyuq cəbhələr: əgər günün birinci yarısında az buludlu hava, saat 9-10<sup>00</sup>-dan sonra isə atmosfer təzyiqinin düşməsi müşahidə edilirsə, onda dolu düşməsi ehtimalı artır;

b) soyuq cəbhələri yaxşı inkişaf etmiş okklyuziya cəbhələri keçən zaman;

$MT_{500}$  xəritələrində soyuq hava adveksiyası,  $MT_{850}$  xəritələrində isə isti hava adveksiyası müşahidə edildikdə dolunun düşməsi

ehtimalı artır. Ona görə də dolunun proqnozunda məntəqə üzərində soyuq havanın keçməsinə və onun vaxtını dəqiq müəyyən etmək lazımdır.

## Hava gəmilərinin buzbağlamasının proqnozu

Uçuş zamanı təyyarələrin səthində buz əmələ gəlməsinə **təyyarələrin buzbağlaması** deyilir.

Təyyarələrin buzbağlaması nəticəsində onların uçuş çəkiliəri artır, aerodinamik keyfiyyətləri pisləşir, mühərrikin və naviqasiya cihazlarının normal işi pozulur, pilot kabinəsinin şəffaflığı isə azalır. Ona görə də təyyarələrin buzbağlamasının proqnozu uçuşların meteoroloji təminatında əsas yerlərdən birini tutur.

Təyyarələrin səthinin temperaturunun  $0^{\circ}\text{C}$ -dən aşağı olan hissələrinin buzbağlaması mümkündür. Hava gəmisinin üzərində su buxarının sublimasiyası və həddən artıq soyumuş bulud və ya yağış damcılarının donması nəticəsində buzlar yarana bilər.

Təyyarələrin buzbağlamasının intensivliyi, buzların artma sürəti, buzbağlama dərəcəsi əmələ gələn buzun növü və quruluşu, təyyarənin üzərinə yapışma formaları və s. ilə səciyyələnir. **Buzbağlama intensivliyi** vahid zamanda əmələ gələn buz təbəqəsinin qalınlığı ilə qiymətləndirilir (mm/dəq). Buzbağlama intensivliyi bir sıra amillərdən asılıdır və aşağıdakı düsturla ifadə edilir:

$$J = 1.67 * 10^2 \frac{uw}{P_{\delta}} E \beta,$$

burada,

$u$  – uçuş sürəti (km/s);  $w$  – buludların sululuğu ( $\text{q/m}^3$ );  $P_{\delta}$  – buzların sıxlığı ( $\text{q/m}^3$ );  $E$ - damcılarının zəbt etmə əmsalı;  $\beta$  - donma əmsalıdır;

Buzbağlamanın intensivliyi aşağıdakı kimi qiymətləndirilir:

$J \leq 0,5$  mm/dəq olduqda zəif;  $J = 0,51 \div 1,0$  mm/dəq olduqda mülayim;  $J = 1,1 \div 2,0$  mm/dəq güclü;  $J > 2,0$  olduqda isə çox güclü buzbağlama adlanır.

Havada olan təyyarənin səthinin buzbağlaması nəinki ətraf havanın temperaturundan, həm də onun səthinin kinetik qızmasından da asılıdır. Buludsuz havada uçuş zamanı təyyarənin ön hissələrinin kinetik qızması aşağıdakı düsturla ifadə olunur:

$$\Delta T_{\text{kin}} = \frac{C^2}{2000} = 5 \cdot C/1000^2,$$

burada,

C – uçuş sürətidir.

**Buzbağlama şəraitinin diaqnozu.** Təyyarələrin uçuş zamanı buzbağlaması həddən artıq soyumuş buludlarda və ya mənfi temperaturlarda yağış zonalarında və təyyarələrin səthinin uçuş şəraitindən asılı olan uyğun kinetik qızmalarında da baş verə bilər. Uçuş sürəti böyük olduqda kinetik qızma da böyük olur. Təyyarələrin buzbağlamasının diaqnozunda aşağıdakılar müəyyən olunur:

- 1) buzbağlama üçün əlverişli meteoroloji şərait;
- 2) təyyarələrin buzbağlamasının baş verdiyi uçuş şəraiti.

Buzbağlama üçün əlverişli şəraitin müəyyən olunması  $0^{\circ}\text{C}$ -dən aşağı temperaturlarda damcılı buludların və yağış zonalarının aşkar edilməsindən ibarətdir. Bunun üçün ilk növbədə  $0^{\circ}\text{C}$ , mənfi  $10^{\circ}\text{C}$  və mənfi  $20^{\circ}\text{C}$  izotermələrinin keçdiyi hündürlüklər müəyyən edilməlidir.  $0^{\circ}\text{C}$  və mənfi  $20^{\circ}\text{C}$  izotermələri ən intensiv buzbağlama təbəqəsinin hüdudları hesab olunur. Bundan sonra  $0^{\circ}\text{C}$ -dən yuxarıda buludların və yağışların olması müəyyənləşdirilməklə, onların fazası, sululuğu qiymətləndirilir.

Lələkli (Ci) və lələkli-laylı (Cs) buludlar buz kristallarından ibarətdir. Onların sululuğu  $q/m^3$ -in yüzdə bir hissəsini təşkil edir. Bu cür buludlarda buzbağlama az müşahidə edilir və zəif olurlar. Yüksək-laylı və laylı-yağışlı (As, Ns) buludlar mənfi temperaturlarda buz kristallarından və damcılardan ibarət olurlar. Bu buludlarda  $0^{\circ}\text{C}$  izotermının ətrafında buzbağlama müşahidə edilir. Mənfi temperaturlarda laylı, laylı-topa buludlarda

buzbağlamanın intensivliyi böyük olur. Topa-yağış buludlarının sululuğu  $3-4 \text{ q/m}^3$  və yuxarı sərhədlərinin daha yüksəkliklərdə olması ilə əlaqədar olaraq, bu buludların tərkibində buzbağlama hadisələrinə daha tez-tez rast gəlmək olar.

Beləliklə, təyyarələrin səthinin buzbağlaması üçün əlverişli şərait laylı, laylı-topa, laylı-yağışlı və xüsusilə topa-yağış buludlarında daha çox müşahidə edilir və gözlənilir.

## **Əlavələr**

Aşağıda qeyd edilmiş tənliklər və əsas sabit kəmiyyətlərin qiymətlərini bilmək vacibdir. Belə ki, adlarına əsasən riyazi ifadələri yazmağı, düsturların hansı meteoroloji parametrləri ifadə etdiyini bilməli və onlara əsasən lazımi kəmiyyətləri hesablamağı bacarmaq lazımdır.

## **Bərabərliklər və tənliklər**

## Əlavə 1

№	ADLAR	TƏNLIKLƏR
1	Hal tənliyi	$n = nRT$
2	Mütləq rütubətlik	$a = \rho_p = \rho q = \frac{e}{R_n T}$
3	Su buxarının kütlə miqdarı	$q = \frac{R}{R_p} \cdot \frac{e}{p} \cdot 1000 (\%)$
4	Manqus tənliyi	$E_n = E_0 \cdot 10^{b \frac{a}{t}}$
5	Nisbi rütubətlik	$f = \frac{e}{E_n T} \cdot 100\%$
6	Statikanın əsas tənliyi	$dn = -n \alpha dz$
7	Barometrik pələ	$\frac{dz}{dp} = h = -\frac{RT}{g\rho}$
8	Barometrik tənlik	$p_2 = p_1 \cdot \exp\left[-\frac{g}{RT_m}(z_2 - z_1)\right]$
9	Atmosfer kütləsi	$M = \frac{n_s}{g}$
10	İstilik axını tənliyi	$c_p \frac{dT}{dt} - \frac{Rt}{p} \frac{dn}{dt} = \Delta Q$
11	Potensial temperatur	$\theta = T \left(\frac{p_0}{p}\right)^{\frac{R}{C_p}}$
12	Cəm radiasiya	$i_s = i_0 \cdot \sin^2(h) \cdot c^+ i$
13	Stefan – Bolsman	$B(T) = \sigma T^4$



	qanunu	
14	Effektiv şüalanma	$F_e = F_s - F_a$
	İstilik balansı tənliyi	$R + LE + H + G = 0$
16	Buxarlanma sürəti	$E = KU \frac{(E_n - e)}{p}$
17	Turbulent istilik axını	$H = -\rho c_p \cdot K \frac{\partial \theta}{\partial z}$
18	Konvektiv dayanıqlıq şərti	$\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0 \quad v < v_a$
19	Havanın dayanıqsız konvektivlik şərti	$\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0 \quad v > v_a$
20	Fərqsiz stratifikasiya	$\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0 \quad v = v_a$
21	Barik qradient qüvvəsi	$G = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}$
22	Koriolis qüvvəsi	$C = 2\omega \cdot \sin \varphi \cdot v$
23	Geostrafik küləyin sürəti	$V_g = \frac{1}{2\omega \sin \varphi} \cdot \rho \frac{\partial p}{\partial n}$

## Əlavə 2

### Əsas sabit kəmiyyətlərin qiymətləri

#### Yer səthinin xüsusiyyətləri

Yerin bucaq sürəti -  $\omega = 7.292 \cdot 10^{-5} \text{ rad/s}$

Yerin kütləsi -  $M = 5.976 \cdot 10^{18} \text{ kq}$

Yerin orta radiusu -  $R = 6371 \text{ km}$

Yer səthinin sahəsi -  $S = 511 \cdot 10^6 \text{ km}^2$

Günəş sabiti -  $I_0 = 1380 \text{ vatt/m}^2$

Sərbəstdüşmə təcili -  $g = 9.8066 \text{ m/s}^2$

Yer ilə Günəş arasında orta məsafə (astronomik vahid) -  
 $\Delta F = 149.6 \cdot 10^5 \text{ km}$

## **Suyun və havanın xüsusiyyətləri**

Quru havanın qaz sabiti -  $R = 287.1 \text{ C/kq/K}$

Su buxarının qaz sabiti -  $R_p = 461.5 \text{ C/kq/K}$

Havanın xüsusi istilik tutumu (sabit təzyiqdə) -  $c_p = 1007 \text{ C/kq/K}$

Havanın xüsusi istilik tutumu (sabit həcmdə) -  $c_v = 719 \text{ C/kq/K}$

Suyun xüsusi istilik tutumu -  $c = 4218 \text{ C/kq/K}$

Buzun (qarın) xüsusi istilik tutumu -  $c_b = 2110 \text{ C/kq/K}$

Buzun əriməsinin gizli istiliyi -  $L_n = 3.34 \cdot 10^5 \text{ C/kq}$

Buxarlanmanın gizli istiliyi -  $L = 2.50 \cdot 10^6 \text{ C/kq}$

Suyun sıxlığı -  $\rho = 1000 \text{ kq/m}^3$

## **Fundamental sabit fiziki kəmiyyətlər**

Universal qaz sabiti -  $R = 8.3145 \text{ C/mol/K}$

Stefan – Bolsman sabiti -  $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ vatt/m}^2/\text{K}^4$

## **Ədəbiyyat**

1.Məmmədov Ə.S., Məmmədov B.Ə., Sinoptik meteorologiya. Bakı, 2000.

2.Mədət zadə Ə.A., Abşeronun hava növləri və iqlimi. Bakı 1960.

3.Sultanov V.Z., Hüseynov N.Ş., Məlikov B.M. Radiolokasiya meteorologiyası. Monoqrafiya, Bakı, «Səda» nəşriyyatı 0, 2004.

4.Analiz i proqnoz poqodı dlə aviaüii / O.Q. Boqatkin, V.D. Enikeeva, Leningrad, 1992.

5. Atlas oblakov Qidrometeoizdat., 1978.

6.Boqatkin O.Q., Aviaüionnie proqnozi poqodı. Sankt – Peterburq, 2007.

7.Zverev A.S. Sinoptiçeskaə meteoroloqiə. Qidrometeoizdat, 2-e izd., 1977.

8. Barbaneü T. V., Meteoroloqiə. Odessa «Feniks» 2008.

9.Vorobğev V.İ., Sinoptiçeskaə meteoroloqiə. L., Qidrometeoizdat, 1991.

10.Quseynov N.Ş., Dispetçeru upravleniə vozduşnim dvijeniem i lëtçiku o meteoroloqii . Baku, Şirvanneşr, 1998.

11.Quseynov N.Ş., Oblakoobrazovanie i proqnoz nızkix oblakov na Abşeronskom poluostrove. Monoqrafiə. Baku, Şirvanneşr, 1999.

12.Quseynov N.Ş., Faktori uxudşaəhie qorizontalğnuö dalğnostğ vidimosti/Baku State university, International scientific and practical conference, collected articles. Baku, 2001.

13.Quseynov N.Ş., Sultanov V.Z., Meteoroloqiçeskie obespeçenie i problemi povişeniə bezopasnosti poletov/Materiali nauçno – praktiçeskoj konferenüii po klimatu i oxrani okrujaəhey sredi. Baku,1999.

14.Quseynov N.Ş., Kuliev Q. İ., Kratkiy kurs leküiy po disüipline «Aviaüionnaə meteoroloqiə», Naüionalğnoy Akademii Aviaüii. Baku, İzd- vo «Sada», 2004.

15.Klimat Azerbaydjana. Baku, İzdatelğstva AN Azerb SSR, 1968.

16.Madatzade A.A., Tipı atmosfernix proüessov nad Kaspiyskom morem. «izm. AN Azerb. SSR» 1947, № 2.

17.Madatzade A.A., Tipı poqodı i klimat Apşerona. Baku 1953.

18.Meteoroloqiçeskie obespeçenie mejdunarodnoy agronaviqaüii. Prilojenie 3 k Konvenüii o Mejdunarodnoy Qrajdanskoy Aviaüii. İSAO. Monrealğ, 2004.

19.Rukovodstvo po kratkosroçnim proqnozam poqodı. İzd. 2–oe Ç. I, Leninqrاد: Qidrometeoizdatğ, 1964.

20.Rukovodstvo po kratkosroçnim proqnozam poqodı. İzd. 2-oe, Ç. II, Leninqrاد: Qidrometeoizdatğ, 1965.

21. Praktikum po aviaüionnoy meteorologii/O.Q. Boqatkin, V.D., Enikeeva. V.F., Qoverdovskiy, Leningrad, 1987.

22. Pçelko İ.Q., Aviaüionnaə meteorologiqə. Qidrometeoizdat., Leningrad, 1963.

23. Pıxodko M. Q., Spravoçnik injenera – sinoptika. Leningrad, 1986.

24. Şıxlinskiy G.M., Atmosferne osadki Azerbaydjanskoy SSR. Baku, 1949.