

**O‘ZBEKISTON RESPUBLIKASI
OLIIY TA‘LIM, FAN VA INNOVATSIYALAR VAZIRLIGI**

NAMANGAN DAVLAT UNIVERSITETI

Geografiya kafedresi

DINAMIK METEOROLOGIYA

fanidan

**O‘QUV – USLUBIY
MAJMUA**



Bilim sohasi:	500000	Tabiiy fanlar, matematika va statistika
Ta‘lim sohasi:	520 000	Atrof muhit
Ta‘lim yo‘nalishi:	60520200	Meteorologiya va iqlimshunoslik

N a m a n g a n

Fanning O‘quv uslubiy majmuasi Namangan davlat universitetining 2023 yil “30” avgustdagi 1–son bayonnomasi bilan tasdiqlangan o‘quv fan dasturi asosida tuzilgan.

Tuzuvchi:

Mirzaaxmedov X.S - NamDU, geografiya fanlari nomzodi, dotsent.
Akaboyev I.Z – Geografiya kafedrası o‘qituvchisi

Taqrizchilar:

E.A.Soliyev - NamDU, geografiya fanlari nomzodi, dotsent.
I.R.Soliyev - NamDU, G-m.f.f.d dotsent.

O‘quv uslubiy majmua Namangan davlat universiteti Tabiiy fanlar fakulteti Kengashininig 2023 yil "29" avgustdagi "1" - son yig'ilshida ko‘rib chiqilgan va foydalanshiga tavsiya etilgan.



Fakultet dekani:

g.f.n., dots. A.S.Baratov

**“DINAMIK METEOROLOGIYA” FANIDAN TAYYORLANGAN O‘QUV-
USLUBIY MAJMUA MATERIALLARI**

RO‘YXATI VA MUNDARIJASI

I.	O‘quv materiallari	
I.1.	Ma’ruzalar matni	
I.2.	Amaliy mashg`ulotlar	
I.3.	Mustaqil ta`lim mavzulari va hajmi	
I.4.	Glossoriy	
II.	ILOVALAR:	
II.1.	FANNING NAMUNAVIY DASTURI	
II.2.	FANNING SHICHI O‘QUV DASTURI.	
II.3.	TARQATMA MATERIALLAR	
II.4.	Test savollari	
II.5.	Yakuniy baholash uchun savollar	
II.6	Baholash mezoni	

O'QUV MATERIALLARI

1-mavzu. Kirish. Fanning maqsad va vazivalari

Reja:

1. Dinamik meteorologiyaning fan sifatida shakllanishi.
2. Dinamik meteorologiya fanining predmeti va vazifalari.
3. Dinamik meteorologiya fanining tadqiqot usullari.
4. Meteorologik fanlar ichida tutgan o'rni.
5. Dinamik meteorologiya fanining boshqa fanlar bilan aloqasi va fan tarmoqlariga bo'linishi.

Tayanch iboralar. *Dinamik meteorologiya, Meteorologiya, meteorologik fanlar, Atmosfera, atmosfera fizikasi, Atmosferadagi havo harakatlari.*

Dinamik meteorologiya - umumiy meteorologiyaning bir bo'limi, atmosferada sodir bo'ladigan dinamik va termodinamik jarayonlarni nazariy jihatdan o'rganish, ob-havoni oldindan aytib berishning gidrodinamik usullarini ishlab chiqish va boshqalar bilan shug'ullanadi. Dinamik meteorologiyaning asosiy vazifasi atmosfera jarayonlarini prognozlashdan iborat (atmosfera shamol uzgarishi tenglamasi, turli to'liqlar harakati, bosimni hisoblash, EHM yordamida ma'lum muddatda shamol, harorat, bosimni baholash kabilar). Dinamik meteorologiyaning muhim amaliy vazifasi ob-havo elementlari (temperatura, shamol tezligi, budut, yog'inlar va b.)ga oid ma'lumotlarni oldindan hisoblash usullarini ishlab chiqishdir. Atmosferadagi radiatsion, elektr va fizika jarayonlarini o'rganish ham Dinamik meteorologiya vazifasiga kiradi. O'zbekistonda Dinamik meteorologiyaning asoschilari V. I. Gubin, Ye. M. Kozik va N. N. Romanovlar hisoblanadi. Dinamik meteorologiyaning kelajakda rivojlanishi atmosfera holatini kuzatish nuqtalarini ko'paytirish, Yerning sun'iy yo'ldoshlaridan olinadigan ma'lumotlardan, yangi elektron texnikadan foydalanishga bog'liq bo'lib, fizika, kimyo, kibernetika fanlari yutuqlariga ham asoslanadi¹.

Fan masalalarining dolzarbligi Ob-havo va ayniqsa kelajak ob-havosini bilish katta ahamiyat kasb etadi. Bu qishloq xo'jaligi, tarnsportning barcha turlari, qurilish, inson salomatligi, ekologik holatga ta'sirdir. Meteorologik sharoitlarni oldindan prognozlash an'anaviy usullar bilan bir qatorda hozirgi vaqtda nazariy usullar yordamida, ya'ni atmosfera jarayonlarini nazariy modellashtirish asosida amalga oshirilmoqda. Shu nuqtai nazardan atmosfera jarayonlarini tavsiflovchi qonuniyatlarni va ularning matematik ifodasi bo'lgan tenglamalarni bilish muhim ahamiyatga ega².

Fanning ahamiyati Gidrotermodinamikaning harakat, uzluksizlik va issiqlik uzatish tenglamalarini qonuniyatlarini o'rganib va ulardan foydalanilib ob-havo prognozi sonli usullarini fizik asoslarini ishlab chiqishdan iborat.

Fanni o'qitishning maqsadi - atmosferada kechayotgan fizik jarayonlarni, termodinamik jarayonlari bilan bog'liq bo'lgan atmosfera harakatlarini nazariy usullar yordamida o'rganishdan iborat.

Fanni o'qitishning vazifalari Kursning asosiy vazifasi atmosferada sodir bo'layotgan jarayonlarning fizika, gidromexanika va termodinamika qonunlari asosida

¹ Kshudiram Saha. The Earth's Atmosphere: Its Physics and Dynamics. Part II. Berlin, Springer, 2008. – 367 p.

² Alautdinov M., Fatxullayeva Z.N., Xolmatjonov B.M. Dinamik meteorologiya (o'quv qo'llanma). Toshkent, O'zMU, 2008.

nazariy modellarini tuzishga va sonli usullar bilan berilayotgan ob-havo prognozlarini nazariy asoslarini o'rgatishga qaratilgan.

Fanning boshqa fanlar bilan o'zaro bog'liqligi – Fizika, Atmosfera fizikasi, Matematika, Termodinamika, Gidromexanika fanlarida o'rganiladigan muammolarning umumiyliigi bilan bir-biriga bog'langan.

Fanni o'qitish turlari – dasturda ko'rsatilgan mavzular ma'ruza, amaliy va laboratoriya mashg'ulotlari shaklida olib boriladi, shuningdek, fanning dolzarb masalalari talabalarga mustaqil ish sifatida o'zlashtirish uchun beriladi. Fan slaydlar, multimedia namoyishlari bilan o'tkaziladi.

Atmosferadagi ko'p miqyosli va geterogen to'lqinlar va girdoblar - sayyora to'lqinlari, siklonlar va antitsiklonlar, tortishish to'lqinlari va Kelvin-Gelmgolts to'lqinlari bu yerda atmosfera oqimlarining gidrodinamik beqarorligi nazariyasining yagona pozitsiyasidan ko'rib chiqiladi, ularda potentsial yoki buzilishlarning o'sishi uchun yetarli bo'lgan kinetik energiya to'plangan (xususan, frontal zonalarda). Nazariy xulosalar bilan bir qatorda, haqiqiy o'lchov ma'lumotlari (spektral tahlil, izentropik tahlil, diagnostik hisoblar) va shu tarzda olingan natijalar yordamida atmosfera jarayonlarini o'rganishning asosiy usullarini ko'rib chiqish berilgan. Atmosfera dinamikasi nuqtai nazaridan ba'zi uslubiy masalalar, shu jumladan raqamli prognozlash modellari mahsulotlarini qayta ishlashdan keyingi sxemalarni ishlab chiqish va chuqur yondashuv, raqamli modellarni tekshirish muammosiga (model dinamik mexanizmlarining yetarliligini baholash).

Atmosfera havosining harakatini atmosferadagi termodinamik jarayonlar bilan o'zaro ta'sirda va bog'liqlikda nazariy usullar yordamida o'rganuvchi atmosfera fizikasining bo'limi dinamik meteorologiya deb ataladi.

Atmosferada havo harakatining asosiy sababchisi undagi issiqlik almashinuvi jarayonlari bilan bog'liq bo'lgan bosimning notekis taqsimotidir. Issiqlik almashinuv jarayonlariga nurli energiyaning issiqlik energiyasiga, suvning fazaviy o'tishlarida issiqlikning ajralishi yoki sarflanishi kiradi. Shuning uchun nurli energiyaning tarqalishi va boshqa energiya turlariga o'tish jarayonlari hamda atmosfera va yer qatlami orasidagi namlik va issiqlik almashinuv jarayonlarini o'rganish dinamik meteorologiya fanining predmeti hisoblanadi. O'z navbatida namlik va issiqlik almashinuv jarayonlari atmosferadagi havo harakatlari bilan belgilanadi. Demak, bu jarayonlarni o'zaro ta'sirda va chambarchas bog'liqlikda o'rganish lozim, ular esa o'z navbatida ob-havo va iqlimni belgilaydigan asosiy omillar sirasiga kiradi.

Atmosferadagi havo harakatlarini va ular bilan bog'liq bo'lgan termodinamik jarayonlarni o'rganish ob-havo va iqlimning asosiy qonuniyatlarini aniqlashga imkon beradi. O'rganilgan qonuniyatlar dinamik meteorologiyada bir qator muhim amaliy masalalarni yechish, xususan, birinchi navbatda ob-havo va iqlimga faol ta'sir ko'rsatish nazariyasi va ob-havo prognozining sonli usullarini ishlab chiqishda qo'llaniladi.

Dinamik meteorologiyaning asosiy tadqiqot usuli atmosferadagi fizik sharoitlarga moslashtirilgan va o'zgartirilgan termodinamika tenglamalarini yechishdan iborat.

Atmosferadagi havo harakatlarini o'rganish uchun dinamik meteorologiyada gidromexanika, termodinamika va nurlanish nazariyasining asosiy tenglamalari qo'llaniladi. Ular o'rganilayotgan jarayonlarning o'ziga xos xususiyatlarini hisobga olgan holda soddalashtiriladi, ya'ni jarayon uchun ahamiyati bo'lmagan hadlar e'tiborga olinmaydi.

Atmosfera jarayonlarining xususiyatlari meteorologik kuzatishlar hamda maxsus tajriba tadqiqotlari orqali olingan ma'lumotlarni umumlashtirish yo'li bilan o'rganiladi.

Nazariy xulosalar kuzatish ma'lumotlari bilan taqqoslanib, tekshiriladi va o'zaro muvofiq kelsa – amaliy masalalarni yechishda qo'llaniladi. O'z navbatida nazariya eksperimental tadqiqotlarning eng muhim yo'nalishlarini belgilab beradi.

Nazorat uchun savollar

1. *Dinamik meteorologiya deb qanday fanga aytiladi?*
2. *Dinamik meteorologiya qachon fan sifatida shakllangan?*
3. *Dinamik meteorologiya fanining predmeti va vazifalari nimadan iborat?*
4. *Dinamik meteorologiya fanining qanday tadqiqot usullari mavjud?*
5. *Dinamik meteorologiya fani qaysi fanlar bilan aloqador.*

2-3-Mavzu. Atmosfera dinamikasining umumiy prinsiplari.

Reja:

1. Atmosfera uzluksiz muhit sifati.
2. Suyuqliklar harakatini o'rganish usullari: Lagranj usuli, Eyler usuli.
3. Turli substansiyalar uchun muvozanat tenglamasining umumiy ta'riflanishi.

Tayanch iboralar. *Atmosfera dinamikasi, dinamikaning umumiy prinsiplari, Atmosfera uzluksiz muhit sifati, Suyuqliklar harakatini o'rganish usullari, Lagranj usuli, Eyler usuli, Turli substansiyalar, muvozanat tenglamasi, Dinamik meteorologiya, Meteorologiya, meteorologik fanlar, Atmosfera, atmosfera fizikasi, Atmosferadagi havo harakatlari.*

Atmosfera – bu uzluksiz, tartibsiz harakatdagi son-sanoqsiz zarralardan iborat bo'lgan gazlarning aralashmasidir. Atmosferadagi havo harakatini matematik tavsiflashda o'rinli savol yuzaga keladi – atmosferani diskret tizim sifatida qaramasdan uni uzluksiz muhit deb hisoblash mumkinmi? Agar atmosfera uzluksiz muhit sifatida qaralsa, u holda bir qator makroskopik kattaliklar, xususan, havo harakati tezligi, harorat, bosim va zichlikni kiritib, bu kattaliklarning fazo va vaqt bo'yicha o'zgarishlarini tenglamalar orqali ifodalash mumkin bo'ladi.

Makroskopik xarakteristikalarini kiritish uchun tizimni elementar hajm bo'yicha o'rtachalash kerak. Bu o'rtachalash quyidagi talablarga javob berishi lozim: elementar hajmning chiziqli o'lchami L_0 molekullarning erkin yugirish masofasi L dan katta, lekin ko'rilayotgan hodisaning xarakterli masshtabi $L = \frac{b}{gradb}$ dan (b – ixtiyoriy makromasshtabli kattalik) kichik bo'lishi lozim, ya'ni $L \ll L_0 \ll L$.

Birinchi shart molekulyar harakat bilan bog'liq bo'lgan tasodifiy o'zgarishlarning (fluktuatsiyalar) ta'sirini bartaraf etish uchun kerak, ikkinchisi esa qaralayotgan hajmda o'rtachalashgan kattaliklar o'zgarishlarini hisobga olmaslik imkonini beradi. $L \ll L_0$ bo'lganligi uchun butun hajmda ($V \approx L^3$) molekullar soni shunchalik ko'p bo'ladiki, hatto butun hajm bo'yicha o'rtachalashda ayrim molekullar bilan bog'liq bo'lgan fluktuatsiyalar nihoyatda kichik bo'ladi va ularni hisobga olmasa bo'ladi. Shu bilan bir vaqtda hajm yetarlicha kichik va bir hajmdan ikkinchisiga o'tilganda o'rtachalashgan makroskopik kattaliklarning o'zgarishlari bemalol kuzatiladi.

Atmosfera havosining muhim xususiyatlaridan biri uning siqiluvchanligidir. Siqiluvchanlikning asosiy ta'siri shundaki, havo issiqlik holatining o'zgarishi uning zichligi va uning ta'sirida balandlik bo'yicha bosimning o'zgarishlariga olib keladi.

Havoning isish va sovish tezligi vaqt bo'yicha o'zgarishga, meteorologik sharoitlarga, joyning geografik kengligiga va to'shalgan sirtning tuzilishiga bog'liq bo'lgani uchun, siqiluvchanlik tufayli turli balandliklarda bosimning gorizonta taqsimoti ham o'zgaradi. Bu esa havo oqimlarining o'zgarishiga olib keladi. Demak, atmosfera dinamikasi va termodinamikasi bir-biri bilan chambarchas bog'liq ekan.

Suyuqlik harakatini kuzatishning asosan ikki asosiy analitik usuli mavjud:

Lagranj usuli. Harakatlanayotgan suyuqlikda K sohani ajratib olib (3.2-rasm), qo'zg'almas Ox va Oz koordinata o'qlarini belgilaymiz. Boshlang'ich vaqtda o'rganilayotgan sohaning kirish chegarasida joylashgan $M1, M2, M3$ harakatlanayotgan zarrachalarni ko'rib chiqamiz. Ularning boshlang'ich koordinatalarini x_0 va z_0 deb belgilab olamiz.

Bu har bir M zarracha uchun quyidagi ifoda o'rinlidir:

$$\left. \begin{aligned} x &= f_1(x_0, z_0, t) \\ z &= f_2(x_0, z_0, t) \end{aligned} \right\}$$

Bu ifodalar yordamida har qanday belgilangan zarracha traektoriyasini aniqlashimiz mumkin. Endi zarrachaning dt vaqtda bosib o'tgan dl masofasini topib olishimiz mumkin. Bundan ixtiyoriy nuqtadagi tezlikni topishimiz mumkin. Belgilab olingan sohani bosib o'tayotgan zarrachani bosib o'tish uchun ketayotgan t vaqt davomida kuzatishimiz mumkin.

Lagranj fikriga asosan, zarrachalar traektoriyalarining umumlashgan ko'rinishi orqali oqimni o'rganish mumkin. Ta'kidlash kerakki, x va z lar suyuqlik zarrachasining o'zgaruvchan koordinatalari bo'lib, dx va dz kattaliklar dl kattalik proektsiyalari sifatida qaralishi mumkin.

Demak,

$$u_x = \frac{dx}{dt}; \quad u_z = \frac{dz}{dt}.$$

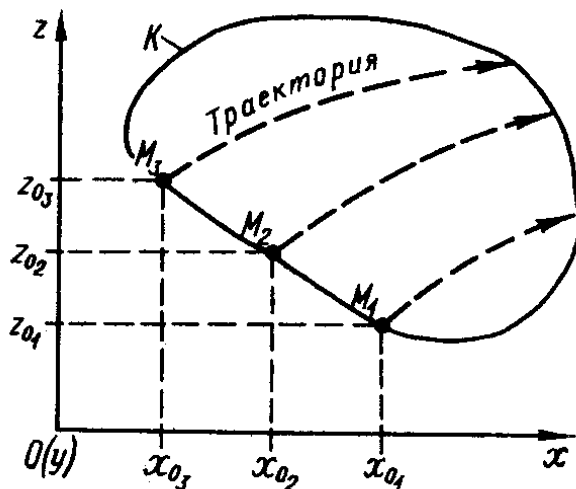
Eyler usuli. Faraz qilaylik, harakatlanayotgan suyuqlik bilan muhitning bir bo'lagini ajratib olish mumkin. Bu bo'lakka dekart koordinatalar sistemasiga joylashtirib, unda $1, 2, 3, \dots$ nuqtalarni tanlab olamiz. Bunda x, z – Lagranj usulidagi kabi, zarracha koordinatalari emas, balki, muhitning qo'zg'almas nuqtalaridir (3.3-rasm). t_1 vaqt oralig'ini kuzatadigan bo'lsak, 1 nuqtada $u_1(t_1)$, 2 nuqtada $u_2(t_2)$ va xokazo tezliklarga ega bo'lgan zarrachalar mavjud bo'ladi.

Ko'rinib turibdiki, t_1 vaqtda oqim – tezlik vektori maydonlari ko'rinishida ifodalanib, har qaysi vektorga ma'lum qo'zg'almas nuqta mos keladi. Ikkinchi boshqa vaqt oralig'ida $1, 2, 3, \dots$ nuqtalar uchun $u_1(t_2), u_2(t_2), u_3(t_2)$ va xokazo tezliklar maydoniga ega bo'lamiz.

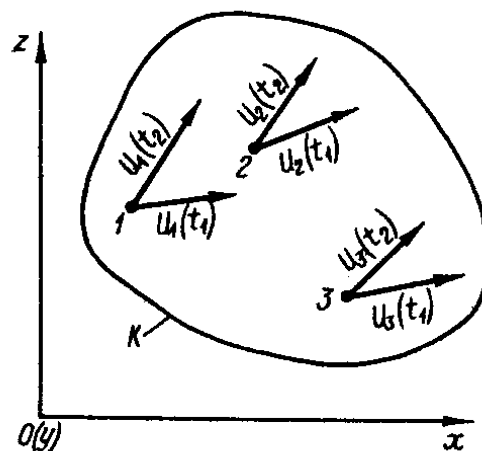
Umuman, xulosa qilib aytishimiz mumkinki, oqim ma'lum vaqt oralig'ida muhitning qo'zg'almas nuqtalaridagi zarrachalarining tezlik maydonlari bilan ifodalanadi. t_1 va t_2 vaqt oraliqlariga mos keluvchi tezlik maydonlarini o'zaro taqqoslash bilan aytish mumkinki, oqim vaqt o'tishi bilan o'zgaradi.

Yuqorida ta'kidlanganidek, oqim Eyler usuliga asosan, muhitning qo'zg'almas nuqtalariga mos tezlik vektorlari maydoni bilan ifodalanganligi

sababli, dx va dz kattaliklarni dl kattalikning proektsiyalari sifatida qarash mumkin emas, balki, x va z koordinatalarning oddiy erkin o'zgarishi sifatida qabul qilinishi mumkin. Shu sababli (3.4) ifodani bunday vaziyatda qo'llab bo'lmaydi.



3.2-rasm. Lagranj usulining tasviri
 M_1, M_2, M_3, \dots – suyuqlik zarrachalari



3.3-rasm. Eyley usulining tasviri
 $1, 2, 3, \dots$ – muhitning qo'zg'almas nuqtalari

Suyuqlik harakatini tadqiq qilishning gidravlikada qo'llaniladigan usuli. Lagranj usuli o'ziga xos murrakkabligi sababli amaliyotda keng qo'llanilmaydi. Bundan keyin asosan, Eyley usulidan foydalanamiz. Bunda biz, suyuqlik zarrachasi harakatini ko'rilayotgan nuqtadan o'tgunga qadar bo'lgan dt vaqt davomida kuzatamiz. Masalani bunday quyilishida muhitning har qanday nuqtasida joylashgan zarracha dt vaqt davomida tashkil etuvchilari dx va dz bo'lgan dl masofani bosib o'tadi, deb qabul qilishimiz mumkin. Shu sababli, u_x va u_z tezlik tashkil etuvchilarini aniqlash uchun (3.4) ifodadan foydalanish mumkin.

Yopishqoq real suyuqlik o'z harakatida ishqalanish kuchi mavjudligi bilan harakatlanadi. Bu kuch ikki xil rol o'ynaydi.

- *Ishqalanish kuchi hisobiga harakatlanayotgan suyuqlikning mexanik energiyasining bir qismi issiqlik energiyasiga aylanadi va u oqimcha bo'ylab tarqaladi;*
- *Ishqalanish kuchi mavjudligi tufayli oqimning elementar oqimchalari mexanik energiyalari biridan ikkinchisiga o'tadi, ya'ni o'ziga xos mexanik energiya diffuziyasi ro'y beradi.*

Bu vaziyat hisobiga, markazdagi elementar oqimchalar solishtirma energiyasi oqim uzunligi bo'ylab ($-\Delta E$) kamayib, shunga mos ravishda qattiq devorga yaqin sohadagi oqimchalar energiyasi shu miqdorga oshadi. ($+\Delta E$).

Shunga asoslanib, real suyuqlikning elementar oqimchasi uchun solishtirma energiya muvozanat tenglamasini yozamiz.

$$H'_{e_1} = H'_{e_2} \pm \Delta E + h'_f$$

yoki

$$z_1 + \frac{p_1}{\gamma} + \frac{u_1^2}{2g} = z_2 + \frac{p_2}{\gamma} + \frac{u_2^2}{2g} = \pm \Delta E + h'$$

bunda, $He'1$ va $He'2$ – mos ravishda 1-1 va 2-2 kesimlar uchun to‘liq solishtirma energiyalar; $h'f$ – elementar oqimchanning 1-1 va 2-2 harakatdagi kesimlar oralig‘ida ishqalanish kuchlarining issiqlik energiyasiga aylanishi hisobiga napor yo‘qolishining birlik massaga nisbatan olingan miqdori.

Nazorat uchun savollar

1. Atmosfera dinamikasi deganda nimani tushunasiz?
2. Atmosfera dinamikaning umumiy prinsiplariga nimalar kiradi?
3. Atmosfera uzluksiz muhit sifati qanday tushuniladi?
4. Suyuqliklar harakatini o‘rganishning qanday usullari mavjud?
5. Lagranj usulini izohlang.
6. Eyler usulini izohlang.
7. Turli substansiyalar uchun qanday muvozanat tenglamalari mavjud?

4-5-Mavzu. Atmosferada ta’sir etuvchi kuchlar

Reja:

1. Atmosferaga ta’sir etuvchi kuchlar haqida tushuncha.
2. Massaga ta’sir etuvchi kuchlar: og‘irlik kuchi, korioliz kuchi va markazdan qochma kuch.
3. Sirtga ta’sir etuvchi kuchlar: barik gradiyent va qovushqoq ishqalanish kuchlari.

Tayanch iboralar. *Atmosferaga ta’sir etuvchi kuchlar, Massaga ta’sir etuvchi kuchlar. Og‘irlik kuchi. Korioliz kuchi, markazdan qochma kuch, Sirtga ta’sir etuvchi kuchlar, Barik gradiyent va qovushqoq ishqalanish kuchlari. Atmosfera, atmosfera fizikasi, Atmosferadagi havo harakatlari..*

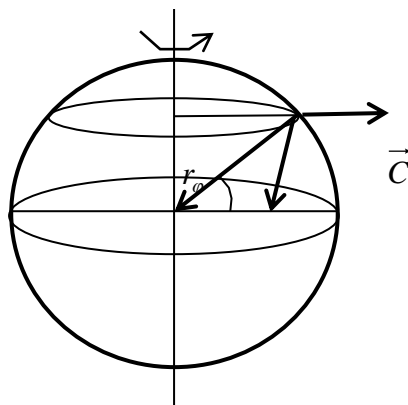
Atmosferada ta’sir etuvchi kuchlar ikki turga – massaga (hajmga) va sirtga ta’sir etuvchi kuchlarga bo‘linadi. Massaga ta’sir etuvchi kuchlarga og‘irlik kuchi va yer sharining o‘z o‘qi atrofida aylanishi tufayli paydo bo‘ladigan chetlantiruvchi kuch (Koriolis kuchi) kiradi. Sirtga ta’sir etuvchi kuchlar bosim gradiyenti va ishqalanish kuchlarini o‘z ichiga oladi.

Og‘irlik kuchi g har qanday tinch holatdagi yoki harakatdagi havo zarrasiga ta’sir qilib, ikki kuchning vektor yig‘indisidan tashkil topadi:

a) Yer shari markazi tomon yo‘nalgan Yer tortish kuchi g_0 ;

b) qaralayotgan nuqtadan Yer shari o‘qiga perpendikulyar yo‘nalishda o‘tuvchi kyenglik aylanasi radiusi bo‘ylab yo‘nalgan markazdan qochma kuch \vec{C} .

ω



\vec{g}_0 φ \vec{g}

1-rasm. Havo zarrasiga ta'sir etayotgan og'irlik kuchini aniqlashga doir.

Quyida bu kuchlar birlik massaga nisbatan ko'riladi, ya'ni amalda kuch o'rniga tezlanishdan foydalaniladi.

Markazdan qochma kuch (tezlanish) quyidagi formuladan aniqlanadi:

$$\vec{C} = \frac{v_k^2}{r_\varphi} \quad (2.1)$$

bu yerda v_k – ko'chma harakat tezligi, r_φ – kenglik aylanasi radiusi.

Ko'chma harakat tezligi quyidagicha ifodalanadi:

$$v_k = \omega \cdot r_\varphi = \omega \cdot \vec{r} \cdot \cos\varphi, \quad (2.2)$$

bu yerda $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ 1/s}$ – Yer shari aylanishining burchak tezligi, φ – geografik kenglik, \vec{r} – Yer sharining radiusi.

Bundan kelib chiqadi:

$$\vec{C} = \omega^2 \cdot \vec{r} \cdot \cos\varphi \quad (2.3)$$

Havoning asosiy massasi atmosferaning nisbatan ensiz qatlamida (20-30 km) joylashganligi uchun $r = a = 6370 \text{ km}$ deb hisoblasak bo'ladi (r – Yer sharining o'rtacha radiusi). Demak markazdan qochma kuchning maksimal qiymati ekvatorida ($\varphi = 0^\circ$) kuzatilib, $3,4 \cdot 10^{-2} \text{ m/s}^2$ ga teng bo'ladi, bu esa Yer tortish kuchining bor yo'g'i 0,3% ni tashkil qiladi. Yuqoridagilarni inobatga olib, katta aniqlik bilan og'irlik kuchi quyidagi formuladan aniqlanishi mumkin:

$$g = 9,80616 - 0,025928 \cdot \cos 2\varphi + 0,000069 \cdot \cos^2 2\varphi - 3086 \cdot 10^{-9} \cdot z \quad (2.4)$$

Birinchi yaqinlashuvda atmosfera jarayonlari uchun erkin tushish tezlanishini o'zgarishsiz kattalik deb hisoblash mumkin.

Yer aylanishining chetlantiruvchi (Koriolis) kuchi atmosferadagi havo harakati xarakterini belgilaydi. Yer shari bilan birgalikda aylanayotgan (ko'chma harakat) va bir vaqtda Yer shariga nisbatan \vec{V} tezlik bilan harakatlanayotgan (nisbiy harakat) havo zarrasi markazdan qochma ($\omega^2 \cdot r_\varphi$) va nisbiy ($d\vec{V}/dt$) tezlanishlardan tashqari quyidagi sabablarga ko'ra paydo bo'ladigan tezlanishlar ta'sirida bo'ladi:

a) nisbiy harakat davomida bosib o'tilgan nuqtalarda ko'chma harakat tezliklari har xil bo'lganligi tufayli;

b) ko'chma harakat natijasida nisbiy harakat yo'nalishining o'zgarishi (trayektoriyaning burilishi) tufayli.

Bu tezlanishlar Yer sharining burchak tezligi va nisbiy tezlikning vektor ko'paytmasiga teng bo'lib, ularning yig'indisi chetlantiruvchi (Koriolis) tezlanishni tashkil qiladi. Tezlanishlardan kuchlarga o'tilsa, Koriolis kuchi uchun quyidagi ifoda kelib chiqadi:

$$F_k = -2[\vec{\omega}, \vec{V}]. \quad (2.5)$$

Vektor ko'paytma quyidagicha ifodalanadi:

$$\vec{\omega} \times \vec{V} = \begin{vmatrix} i & j & k \\ \omega_x & \omega_y & \omega_z \\ u & v & w \end{vmatrix} = i(\omega_y \cdot w - \omega_z \cdot v) + j(\omega_z \cdot u - \omega_x \cdot w) + k(\omega_x \cdot v - \omega_y \cdot u), \quad (2.6)$$

bu yerda $i, j, k - x, y, z$ koordinata o'qlarining ortlari, $u, v, w -$ mos ravishda tezlik vektorining x, y, z o'qlari bo'yicha tashkil qiluvchilari, $\omega_x, \omega_y, \omega_z -$ mos ravishda Yer sharining burchak tezligining x, y, z o'qlari bo'yicha tashkil qiluvchilari.

Agar koordinata o'qlarining boshi Yer sirtida o'rnatilib, x o'qi – sharqqa, u o'qi – shimolga va z o'qi vertikal bo'ylab yuqoriga yo'naltirilgan bo'lsa, u holda

$$\omega_x = \omega \cdot \cos 90^\circ = 0, \quad \omega_y = \omega \cdot \cos \varphi, \quad \omega_z = \omega \cdot \sin \varphi \quad (2.7)$$

va Koriolis kuchining tashkil qiluvchilari quyidagicha ifodalanadi:

$$F_x = -2\omega \cdot w \cdot \cos \varphi + 2\omega \cdot v \cdot \sin \varphi, \quad F_y = -2\omega \cdot u \cdot \sin \varphi, \quad F_z = 2\omega \cdot u \cdot \cos \varphi \quad (2.8)$$

Koriolis kuchi harakat tezligini o'zgartirmaydi, u faqat harakat yo'nalishiga ta'sir ko'rsatadi. Shimoliy yarimsharda Koriolis kuchi tezlik vektoriga nisbatan 90° burchak ostida o'ng tomonga, janubiy yarimsharda esa – chap tomonga yo'nalagan bo'ladi. Bundan kelib chiqadiki, Koriolis kuchi faqat harakat yo'nalishini o'zgartirib, hech qanday ish bajarmaydi.

Sirtga ta'sir etuvchi kuchlar qo'shni qatlamlar yoki havo zarralarining bir-biri bilan o'zaro ta'siri natijasida paydo bo'lib, qaralayotgan havo hajmini chegaralovchi yoki qatlamlarni bir-biridan ajratuvchi sirtlarga qo'yilgan bo'ladi.

Qovushqoqlik yoki ichki ishqalanish kuchlari bo'lmagan ideal atmosferada havo qatlamlari va zarrachalari bir-biriga nisbatan ishqalanishsiz harakatlanadi va sirt kuchlari havo zarrachalarini chegaralovchi sirtlarga nisbatan perpendikulyar ravishda bosim kuchlari shaklida ta'sir qiladi.

Real atmosferada havoning qovushqoqligi hisobga olinadi va ixtiyoriy yuzaga ta'sir qilayotgan sirt kuchlari shu yuzaga perpendikulyar yo'nalish bilan bir yo'nalishda bo'lmaydi va ikki tashkil qiluvchilarga yoyiladi:

a) qaralayotgan yuzaga perpendikulyar bo'lgan tashkil qiluvchilar – bosim kuchlari;

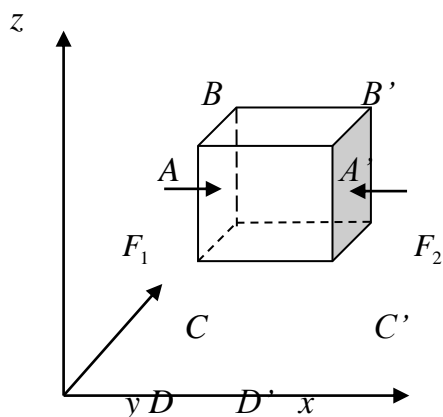
b) qaralayotgan yuzaga parallel bo'lgan tashkil qiluvchilar – ishqalanish kuchlari.

Ishqalanish kuchi havo zarrachalarining va alohida joylashgan qatlamlarning bir-biriga nisbatan sirg'anishiga to'sqinlik qiladi.

Bosim (barik) gradiyenti kuchi. Barik gradiyent kuchi atmosfera bosimining fazodagi notekis taqsimoti natijasida paydo bo'ladi.

Solishtirma bosimni (birlik massaga nisbatan hisoblangan bosim) aniqlash uchun zichligi ρ va hajmi $dx \cdot dy \cdot dz$ ga teng bo'lgan havo massasini qaraymiz. Faraz qilaylik, bosim x o'qi bo'ylab ortsin. Hajmni chegaralovchi kubning $AVSD$ va $A'B'C'D'$ tomonlariga ta'sir etuvchi kuchlar mos ravishda $F_1 = P \cdot dy \cdot dz$ va $F_2 = -(P + dP) \cdot dy \cdot dz$ ga

teng bo'ladi. Ma'lumki, $dP = \frac{\partial P}{\partial x} dx$, u holda $F_2 = -\left(P + \frac{\partial P}{\partial x} dx\right) \cdot dy \cdot dz$.



2-rasm. Bosim gradiyenti kuchini aniqlashga doir.

Elementar hajmga x o'qi bo'ylab $b_x^* = F_1 + F_2$ kuch ta'sir etadi.

$$b_x^* = F_1 + F_2 = Pdydz - \left(P + \frac{\partial P}{\partial x} dx \right) dydz = -\frac{\partial P}{\partial x} dx dy dz. \text{ Kuch birlik massaga nisbatan}$$

hisoblanayotganligini e'tiborga olsak, yuqoridagi ifodani $m = \rho \cdot dV = \rho \cdot dx \cdot dy \cdot dz$ ga bo'lamiz va bosim gradiyenti kuchining x o'qi bo'yicha tashkil etuvchisi uchun quyidagi ifodani hosil qilamiz:

$$b_x = \frac{b_x^*}{m} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x}. \quad (2.9)$$

Shu yo'l bilan bosim gradiyenti kuchining y va z o'qlari bo'yicha tashkil etuvchilarini hosil qilish mumkin.

$$b_y^* = Pdx dz - \left(P + \frac{\partial P}{\partial y} dy \right) dx dz = -\frac{\partial P}{\partial y} dx dy dz, \quad (2.10)$$

$$b_z^* = Pdx dy - \left(P + \frac{\partial P}{\partial z} dz \right) dx dy = -\frac{\partial P}{\partial z} dx dy dz. \quad (2.11)$$

Yuqoridagidan

$$b_y = \frac{b_y^*}{m} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y}, \quad (2.12)$$

$$b_z = \frac{b_z^*}{m} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z}. \quad (2.13)$$

Demak, qaralayotgan elementar hajmga ta'sir qilayotgan bosim gradiyenti kuchi quyidagi formula orqali ifodalanadi:

$$b = -\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial P}{\partial x} i + \frac{\partial P}{\partial y} j + \frac{\partial P}{\partial z} k \right) = -\frac{1}{\rho} \nabla P, \quad (2.14)$$

bu yerda i, j, k – mos ravishda koordinata o'qlari ortlari, $\nabla P = grad P$ – bosim gradiyenti.

Bosim gradiyenti kuchi izobarik sirtlarga perpendikulyar yo'nalgan bo'lib, bosim yuqori bo'lgan tomondan past bosim tomonga yo'nalgan bo'ladi.

Ishqalanish kuchlari. Suyuqlik yoki gazni alohida zarrachalarni orasidagi o'zaro ta'siridan ichki ishqalanish yoki qovushqoqlik vujudga keladi. Bu kuchlar bir-biriga nisbatan harakatlanayotgan qatlamlarni orasida harakat miqdori almashganidan paydo bo'ladi.

Agar alohida ko'rilayotgan qatlamlarni harakati bir tekis, bir-biriga parallel bo'lsa bu harakat laminar harakat deb ataladi, agar harakat tartibsiz bo'lsa - turbulent harakat deyiladi. Real atmosferada havo harakatlari deyarli doimo turbulent bo'ladi.

Ishqalanish kuchlar ifodalarini kelib chiqarishda to'xtamasdan ularning umumiy ko'rinishini keltiraylik:

$$N = -\frac{\nu}{3} \cdot grad div \vec{V} + \nu \cdot \Delta \vec{V}. \quad (2.15)$$

Bu yerda $\nu = \frac{\mu}{\rho}$ – qovushqoqlikni kinematik koeffitsiyenti, $[\nu] = L^2 \cdot T^{-1}$, μ – suyuqlik yoki gazni fizikaviy xususiyatlariga bog‘liq bo‘lgan qovushqoqlikni dinamik koeffitsiyenti.

$$\Delta \vec{V} = \nu \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right), \quad \text{div} \vec{V} = \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right),$$

$$\vec{V} = u \cdot \vec{i} + v \cdot \vec{j} + w \cdot \vec{k} \qquad \text{grad} \vec{V} = \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z} \right).$$

$$N_x = \nu \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right), \quad N_y = \nu \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right), \quad N_z = \nu \left(\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right)$$

Birlik yuzaga nisbatan olingan qovushqoqlik kuchi qovushqoqlik kuchlanganligi deb ataladi. Suyuqlik yoki gazni har bir nuqtada qovushqoqlik kuchlanganlik tenzori bilan xarakterlanadi. Ichki ishqalanish kuchlari molekulyar ishqalanish kuchlarga (molekulalar harakati ko‘rilganda) va turbulent ishqalanish kuchlarga (sinoptik obyektlar harakati ko‘rilganda) bo‘linadi.

Nazorat uchun savollar

1. Atmosferaga ta’sir etuvchi kuchlar deb qanday kuchlarga aytiladi?
2. Massa ta’sir etuvchi kuchlarga qaysi kuchlar kiradi?
3. Og‘irlik kuchi atmosferaga qanday ta’sir ko‘rsatadi?
4. Korioliz kuchi atmosferaga qanday ta’sir ko‘rsatadi?
5. Markazdan qochma kuchi atmosferaga qanday ta’sir ko‘rsatadi?
6. Sirtga ta’sir etuvchi kuchlarga qaysi kuchlar kiradi?
7. Barik gradiyent va qovushqoq ishqalanish kuchlari atmosferaga qanday ta’sir ko‘rsatadi?

6-7-Mavzu. Atmosfera gidrodinamikasining asosiy tenglamalari

Reja:

1. Harakat tenglamalari harakat miqdori saqlanishi qonunining ifodasi sifatida.
2. Navye-Stoks va Eyler harakat tenglamalar sistemalari.
3. To‘g‘ri burchakli lokal koordinatalar sistemasida harakat tenglamalari.
4. Uzluksizlik tenglamasi massa saqlanishi qonunining ifodasi.
5. Mexanik va termodinamik tizimlarda energiya saqlanish qonuni.
6. Issiqlik uzatilishi tenglamasi termodinamik tizimlarda energiya saqlanishi qonunining ifodasi sifatida.

Tayanch iboralar. Harakat tenglamalari, Harakat miqdori saqlanishi qonuni, Navye-Stoks va Eyler harakat tenglamalar sistemalari, to‘g‘ri burchakli lokal koordinatalar sistemasida, uzluksizlik tenglamasi, massa saqlanishi qonuni, mexanik va termodinamik tizimlar, Energiya saqlanish qonuni, Issiqlik uzatilishi tenglamasi, termodinamik tizimlar.

Atmosferadagi havo harakatlari uchun asosiy qonun – nyutonni 2-chi qonunidir. Bu qonun inersial (tezlanishsiz) sanoq sistyema uchun to‘g‘ri. Agar harakat tezlanish

bilan harakatlanayotgan sanoq sistemasida ko‘rilsa, u holda harakat tenglamalari ushbu harakatni hisobga olingan taqdirda yozilishi kerak. Yer sharida joylashgan kuzatuvchi uchun harakatlanmayotgan yulduzlarga nisbatan ko‘rilayotgan dekart koordinatalar sistemasi inersial sistemaga yaqin bo‘ladi. Z o‘qi sifatida yer sharining polyar o‘qi olinadi.

Yer shari bilan aylanayotgan nisbiy koordinatalar sistemasida birlik massali havo hajmi harakati ko‘rilsin. Havo zarrachasining absolyut tezligi quyidagiga teng bo‘ladi:

$$\vec{V}_a = \vec{V} + \vec{V}_l \quad (1)$$

Bu yerda \vec{V} – yer shariga nisbatan kuzatuvchi orqali o‘lchangan nisbiy tezlik, \vec{V}_l - kuzatuvchini tezligi, \vec{V}_a - absolyut (natijalovchi) tezlik.

Absolyut tezlik yer shari o‘z o‘qi atrofida aylanishining burchak tezligi $\omega = 7.29 \times 10^{-5} \text{ 1/cek}$ va radius vektor \vec{r} orqali ifodlanishi mumkin:

$$\frac{d_a \vec{r}}{dt} = \frac{dr}{dt} + \vec{\omega} \times \vec{r} \quad (2)$$

Bu yerda $\frac{d_a}{dt}$ – absolyut koordinatalar sistemasida individual hosila,

$\frac{d}{dt}$ - nisbiy koordinatalar sistemasida individual hosila.

(2) ifoda ixtiyoriy vektor uchun to‘g‘ri, demak uni v_a ga nisbatan ham yozish mumkin:

$$\frac{d_a \vec{V}_a}{dt} = \frac{d\vec{V}_a}{dt} + \vec{\omega} \times \vec{V}_a \quad (3)$$

Bu ifodaga (2) ni hisobga olib (1) ni qo‘yib chiqsak quyidagiga kyelamiz:

$$\frac{d_a \vec{V}_a}{dt} = \frac{d(\vec{V} + \vec{\omega} \times \vec{r})}{dt} + \vec{\omega} \times (\vec{V} + \vec{\omega} \times \vec{r}) = \frac{d\vec{V}}{dt} + 2\vec{\omega} \times \vec{V} + \vec{\omega} \times (\vec{\omega} \times \vec{r}) \quad (4)$$

Oxirgi qo‘shiluvchi $-\rho$ nuqtada markazga intilma tezlanish va u $\vec{\omega} \times (\vec{\omega} \times \vec{r}) = \vec{\omega} \times (\vec{\omega} \times \vec{R}) = -\omega^2 \times R$ ga teng bo‘ladi.

Shunday qilib (4) quyidagicha yozilishi mumkin:

$$\frac{d_a \vec{V}_a}{dt} = \frac{d\vec{V}}{dt} + 2\vec{\omega} \times \vec{V} - \omega^2 \times R \quad (5)$$

Ya’ni, absolyut tezlanish nisbiy, koriolis va markazga intilma tezlanishlarni yig‘indisiga teng.

Atmosferadagi havo harakatlari uchun e’tiborga muvofiq bo‘lgan kuchlarga og‘irlik kuchi (g), barik gradiyent kuchi (b) va ishqalanish kuchi (n) kiradi. Bu kuchlarni hisobga olgan taqdirda nyutonni 2 - qonuni quyidagicha yoziladi:

$$\frac{d_a \vec{V}_a}{dt} = \vec{g} + \vec{b} + \vec{N} \quad (6)$$

(5) ga asosan (6) chi quyidagicha yoziladi:

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = \vec{g} + \vec{b} - 2\vec{\omega} \times \vec{V} + \omega^2 \times \vec{R} + \vec{N} \quad (7)$$

Bu ifoda nisbiy koordinatalar sistemasida havo harakatlari uchun asosiy qonun bo'lib vektor ko'rinishdagi harakat tenglamasi deb ataladi. (7) ifoda birlik massa uchun yozilgan va unga quyidagi kuchlar kirgan: \vec{g} – og'irlik kuchi, \vec{b} - barik gradiyent kuchi, $2\vec{\omega} \times \vec{V}$ - koriolis kuchi, $\omega^2 \times R$ - markazga intilma kuch, \vec{N} - ishqalanish kuchi.

Navye-Stoks va Eyler harakat tenglamalar sistemalari

Vektor ko'rinishidagi harakat tenglamani ochib yozaylik:

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = -\alpha \times \nabla \bar{P} - 2\vec{\omega} \times \vec{V} + \vec{g} + \frac{\nu}{3} \text{grad div } \vec{V} + \nu \Delta \vec{V} \quad (8)$$

Chap tomondagi individual hosila quyidagicha yoziladi:

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = \frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + u \frac{\partial \vec{V}}{\partial x} + v \frac{\partial \vec{V}}{\partial y} + w \frac{\partial \vec{V}}{\partial z} = \frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + \vec{V} \times \nabla \vec{V} \quad (9)$$

Bu yerda $\frac{\partial \vec{V}}{\partial t}$ - lokal hosila, ya'ni fiksirlangan nuqtada shamol tezligini vaqt bo'yicha o'zgarishi, u,v,w- shamol vektorini x,u,z o'qlari bo'yicha tashkil qiluvchilari.

Unda (8) chi ifoda quyidagicha yoziladi:

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + u \frac{\partial \vec{V}}{\partial x} + v \frac{\partial \vec{V}}{\partial y} + w \frac{\partial \vec{V}}{\partial z} = -\alpha \times \nabla \bar{P} - 2\vec{\omega} \times \vec{V} + \vec{g} + \frac{\nu}{3} \times \nabla \nabla \vec{V} + \nu \times \Delta \vec{V} \quad (10)$$

Bu yerda $\nabla = \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}$, $\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$.

Vektor ko'rinishidagi harakat tenglamasi koordinata o'qlari bo'yicha yoyilsa navye-stoks harakat tenglamalar sistemasiga kelamiz:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} - 2\omega_y \times w + 2\omega_z \times v + g_x + \frac{\nu}{3} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) + \nu \times \Delta u \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - 2\omega_z \times u + 2\omega_x \times w + g_y + \frac{\nu}{3} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) + \nu \times \Delta v \\ \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - 2\omega_x \times v + 2\omega_y \times u + g_z + \frac{\nu}{3} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) + \nu \times \Delta w \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

Navye-stoks harakat tenglamalar sistemasi siqiluvchan qovushqoq suyuqlik va gazlar uchun to'g'ri.

Agar suyuqlik yoki gaz siqilmaydigan va qovushqoq emas (ideal) deb hisoblansa, eyler harakat tenglamalar sistemasiga kelamiz:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} - 2\omega_y \times w + 2\omega_z \times v + g_x \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - 2\omega_z \times u + 2\omega_x \times w + g_y \\ \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - 2\omega_x \times v + 2\omega_y \times u + g_z \end{aligned} \right\} \quad (12)$$

To'g'ri burchakli lokal koordinatalar sistemasida harakat tenglamalari

Dinamik meteorologiyada ko'rilayotgan turli masalalar uchun ko'pincha eyler harakat tenglamalar sistemasini qo'llaniladi. Lekin eyler harakat tenglamalar sistemasini bir noqulayligi bor, ya'ni bu harakat tenglamalar sistemasiga og'irlik kuchini x va u o'qlari bo'yicha tashkil qiluvchilari kiradi. Bu noqulaylikdan holi bo'lish uchun harakat tenglamalarni to'g'riburchakli koordinatalar sistemasida tasvirlash ma'qul.

Bu koordinatalar sistemasini ko'rilayotgan nuqtaga qattiq bog'langan bo'ladi va yer shari bilan birga aylanadi. Ko'rilayotgan nuqtaga urinma tezlikda x va y o'qlari joylashadi, x o'qi sharqqa, y o'qi shimolga yo'nalgan bo'ladi, z o'qi esa tik yuqoriga yo'naltiriladi.

To'g'ri burchakli koordinatalar sistemasida burchak tezligini va mos holda koriolis kuchini tashkil qiluvchilari quyidagiga teng bo'ladi:

$$\begin{aligned} \omega_x &= \omega \times \cos 90^\circ = 0, \\ \omega_y &= \omega \times \cos \varphi, \\ \omega_z &= \omega \times \sin \varphi \end{aligned} \quad (13)$$

Katta aniqlik bilan $g_x = g_y = 0$, $g_z = -g$ teng deb hisoblab eyler harakat tenglamalar sistemasini quyidagicha yoziladi:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + 2v \times \omega \times \sin \varphi - 2w \times \omega \times \cos \varphi \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - 2u \times \omega \times \sin \varphi \\ \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - g + 2\omega \times u \times \cos \varphi \end{aligned} \right\} \quad (14)$$

To'g'ri burchakli lokal koordinatalar sistemasini boshi ixtiyoriy nuqtada tanlanishi mumkin va shu nuqtaga qattiq bog'langan bo'ladi va o'zgarmaydi. Demak bu koordinatalar sistemasini uchun geografik kenglik o'zgarmas bo'ladi, ya'ni $\varphi = const$.

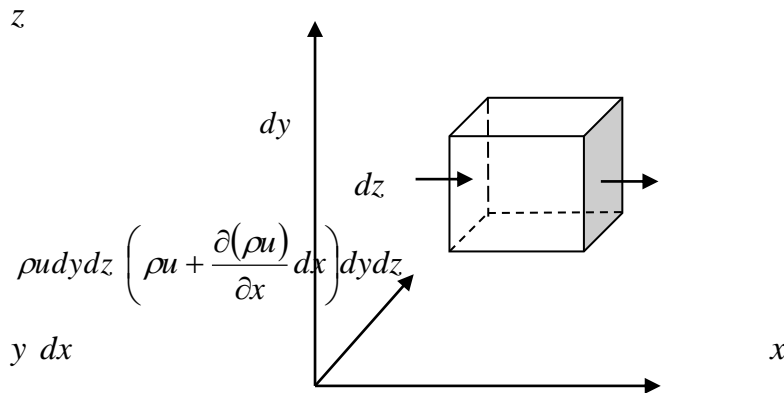
Uzluksizlik tenglamasi

Massa saqlanish qonuni – bu bosim o'zgarishi mexanizimini belgilovchi asosiy prinsipidir. Bu qonunni ifodalovchi tenglamaga kelish uchun fiksirlangan elementar hajmga ($dx * dy * dz$) oqib kelgan havo massasini ko'raylik.

Ko'rilayotgan kubga chap tomondagi sirdan oqib kelgan havo massasi (x o'qi bo'ylab) $\rho dy dz$ ga, o'ng tomondan oqib chiqqan havo massasi esa $\left(\rho u + \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} dx \right) dy * dz$

ga teng bo'ladi. Shunday qilib, ko'rilayotgan kubga x o'qi yo'nalishida chap tomondagi sirtan birlik vaqt davomida yetib kelgan havo massasi quyidagiga teng bo'ladi:

$$\rho * u * dy * dz - \left(\rho u + \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} dx \right) dy * dz = -\frac{\partial}{\partial x}(\rho u) * dx * dy * dz$$



Xuddi shunga o'xshash natijalarga y va z o'qlari uchun kelamiz. Demak, ko'rilayotgan elementar hajmga birlik vaqt davomida oqib kelgan yig'indi havo massasi quyidagiga teng bo'ladi:

$$-\left[\frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} \right] \times dx \times dy \times dz$$

Bu ifodani elementar hajmga ($dx * dy * dz$) bo'lsak, birlik hajmga oqib kelgan yig'indi massaga, ya'ni zichlikni lokal o'zgarishi tezligiga $\left(\frac{\partial \rho}{\partial t} \right)$ ga kyelamiz:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\left[\frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} \right] = -\nabla(\rho * \vec{V})$$

Uch o'lchamli oqim divergensiyasi quyidagicha yoziladi:

$$\nabla(\rho \vec{V}) = \vec{V} * \nabla \rho + \rho * \nabla \vec{V}$$

Demak,

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\vec{V} * \nabla \rho - \rho * \nabla \vec{V}$$

Yoki

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \vec{V} * \nabla \rho = -\rho * \nabla \vec{V}$$

Lekin

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \vec{V} * \nabla \rho = \frac{\partial \rho}{\partial t} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} + w \frac{\partial \rho}{\partial z} = \frac{d\rho}{dt}$$

Demak,

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

Oxirgi ifodani boshqacha yozish mumkin:

$$\nabla \vec{V} = \text{div} \vec{V} = \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = -\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt}.$$

Bundan xulosa qilamizki, tezlik divergentsiyasi – bu oqim trayektoriyasi bo‘ylab zichlikni vaqt bo‘yicha nisbiy kamayishidir $\left(-\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} \right)$.

Agar, $\text{div} \vec{V} = 0$, u holda zichlik o‘zgarmas bo‘ladi va suyuqlik yoki gaz siqiluvchan bo‘lmaydi.

Mexanik va termodinamik tizimlarda energiya saqlanish qonuni

Termodinamik tizimlarda (masalan, atmosfera) energiya saqlanish qonunini yaxshiroq tushinish uchun shu qonunni oddiy mexanik tizim uchun ko‘raylik.

Yer tortish kuchi ta’sirida jismni erkin tushish harakati ko‘rilsin:

$$m \frac{dw}{dt} = -mg \quad (15)$$

(15) ni ikki tomonini $w = \frac{dz}{dt}$ ga ko‘paytiramiz:

$$mw \frac{dw}{dt} = -mg \frac{dz}{dt},$$

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{mw^2}{2} \right) = -\frac{d}{dt} (mgz),$$

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{mw^2}{2} + mgz \right) = 0 \quad (16)$$

$$\text{Yoki } \frac{mw^2}{2} + mgz = \text{const}.$$

Bu ifodadan kelib chiqadiki, ko‘rilayotgan tizimni energiyasi o‘zgarmas va bu tenglama energiya saqlanish qonunini ifodalaydi. $E_k = \frac{mw^2}{2}$ – kinyetik energiya,

$E_n = mgz$ - potensial energiya

$$E_k + E_n = \text{const}$$

Agar jismga nopotensial kuchlar ta’sir qilsa, u holda energiya saqlanish qonuni quyidagicha yoziladi:

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{mw^2}{2} + mgz \right) = Fw = F \frac{dz}{dt}. \quad (17)$$

Bu yerda Fw – birlik vaqt davomida F kuch orqali bajarilgan ish. Agar (17) integrallansa shunday xulosaga kelamizki, ko‘rilayotgan tizimni energiyasi o‘zgarishi nopotensial kuchlar orqali bajarilgan ishga teng bo‘ladi. Bu mexanikada kengaytirilgan energiya saqlanish qonuni deb ataladi.

Masalani murrakablashtirib kattaligi tezlikka proporsional bo'lgan ishqalanish kuchni kiritamiz.

Harakat tenglamasi quyidagicha yoziladi:

$$m \frac{dw}{dt} = -mg - kw \quad (18)$$

Bu yerda k - proporsionallik koeffitsiyenti, doimo musbat kattalik.

Tenglamani ikki tomonini w ga ko'paytiramiz, unda

$$mw \frac{dw}{dt} = -mg \frac{dz}{dt} - kw^2,$$

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{mw^2}{2} + mgz \right) = -kw^2 < 0 \quad (19)$$

Ya'ni, ko'rilayotgan tizimni energiyasi kamayadi. Bundan ikkita xulosaga kelish mumkin: yoki energiya saqlanish qonuni faqat ishqalanish kuchlar ko'rilmaydigan maxsus tizimlar uchun to'g'ri, yoki tizim qandaydir hisobga olinmagan energiya turiga ega. Agar shunday bo'lsa, u holda mexanik energiya qanchaga kamaysa, shunchaga shu hisobga olinmagan energiya ortadi.

$kw^2 = \frac{dE_n}{dt}$ belgi kiritib, (19) ni quyidagicha yozamiz:

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{mw^2}{2} + mgz + E_B \right) = 0,$$

$$\frac{d}{dt} (E_k + E_n + E_e) = 0, \quad E_k + E_n + E_e = const \quad (20)$$

Yuqorida sanab o'tilgan xulosalardan ikkinchisi to'g'ri, chunki tajriba shuni ko'rsatadiki, doimo ishqalanish haroratni oshishiga olib keladi. Demak haqiqatdan ham, tabiatda yana yangi energiya turi mavjud (e_v)— ichki energiya va u tizimni ichki parametrlari bilan belgilanadi (uning harorati bilan).

Energiya saqlanish qonunini umumlashtirib quyidagicha ta'riflash mumkin: yopiq tizimda energiya kamaymaydi va yo'qolmaydi, u energiyani bir turidan ikkinchi turiga o'tib turadi.

Agar tizim yopiq bo'lmasa va tashqi ta'sirlar ostida bo'lsa, u holda energiya saqlanish qonuni quyidagicha ifodalanadi: ixtiyoriy tizimni to'liq energiyasini o'zgarishi tashqaridan qabul qilingan issiqlikka va tashqi kuchlar orqali bajarilgan ishga teng bo'ladi. To'liq energiya deyilganda kinetik, potensial va ichki energiyalar yig'indisi tushuniladi.

Umumiy hol uchun energiya saqlanish qonunini yozaylik. Quyidagi belgilarni kiritaylik:

$\frac{dE_k}{dt} dm$ - birlik vaqtda birlik massani kinetik energiyasini o'zgarishi,

$\frac{dE_n}{dt} dm$ - xuddi shu potensial energiya uchun,

$\frac{dE_6}{dt} dm$ - xuddi shu ichki energiya uchun,

$\frac{1}{A} \frac{dQ}{dt}$ - birlik vaqtda (dt) birlik massaga (dm) oqib kelgan issiqlikni o'zgarishi

($\frac{1}{A}$ - issiqlikni mexanik ekvivaliyenti = $4.1863 \times 10^{-7} \frac{\text{эp}^2}{\text{кал}}$),

δW - tashqi kuchlar orqali bajarilgan ish.

Bu belgilarda energiya saqlanish qonuni quyidagicha yoziladi:

$$\frac{dE_k}{dt} dm + \frac{dE_n}{dt} dm + \frac{dE_6}{dt} dm = \frac{1}{A} \frac{dQ dm}{dt} + \delta W \quad (21)$$

Issiqlik uzatilishi tenglamasi

Termodinamikada, odatda, tashqi ta'sirlar o'zgarimas deb hisoblanib ichki energiyani o'zgarishi ko'riladi. (21) chi tenglama termodinamikada qo'llanilishi uchun uni shunday o'zgartirish kerakki, unda faqat ichki energiyani o'zgartiradigan qo'shiluvchilar saqlanib qolganlaridan holi bo'lish kerak. Agar o'zgartirishlar natijasida harakat tenglamasidan energiya tenglamasiga kelsak qo'yilgan maqsadga erishgan bo'lamiz.

Ideal gaz uchun (qovushqoqlik hisobga olinmagan taqdirda) harakat tenglamasini

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = \vec{g} - \frac{1}{\rho} \text{grad}P - 2[\vec{\omega}, \vec{V}] \quad (22)$$

$\rho \vec{V} d\tau$ - ga skalyar ko'paytirib umumiy hajm bo'yicha integrallaymiz,

$$\rho \vec{V} \frac{d\vec{V}}{dt} d\tau = \vec{g} \rho \vec{V} d\tau - \text{grad}P \vec{V} d\tau - 2[\vec{\omega}, \vec{V}] \rho \vec{V} d\tau,$$

Bu yerda ρ - zichlik, \vec{g} - potensial kuch, $d\tau$ - elementar hajm. Natijada quyidagiga kelamiz:

$$\iiint_{\tau} \frac{d}{dt} \left(\frac{V^2}{2} \right) \rho d\tau = \iiint_{\tau} \vec{g} \rho \vec{V} d\tau - \iiint_{\tau} \vec{V} \text{grad}P d\tau \quad (23)$$

Koriolis kuchi tezlik vektoriga perpendikulyar bo'lganligi uchun skalyar ko'paytma 0 ga teng bo'ladi.

(23) ifodadagi oxirgi qo'shiluvchini o'zgartiramiz:

$$\iiint (\vec{V}, \text{grad}\vec{P}) d\tau = \iiint \left[\frac{\partial(uP)}{\partial x} + \frac{\partial(vP)}{\partial y} + \frac{\partial(wP)}{\partial z} \right] d\tau - \iiint P \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) d\tau \quad (24)$$

Ostrogradskiy-gauss formulasi bo'yicha hajm bo'yicha integraldan sirt bo'yicha integralga o'tamiz:

$$\begin{aligned} \iiint (\vec{V}, \text{grad}\vec{P}) d\tau &= \iint [uP \cos(n, ox) + vP \cos(n, oy) + wP \cos(n, oz)] ds \\ &- \iiint P \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) d\tau \end{aligned} \quad (25)$$

Bu yerda o'ng tomongdagi birinchi integral - gidrostatik bosim kuchlar ishini ifodalovchi had $(\iint \frac{dW_s}{dt} ds)$. Buni hisobga olib, divergensiya o'rniga uzluksizlik tenglamasidan uni ifodasini (25)ga kiritib (23) ifoda quyidagicha yoziladi:

$$\iiint \frac{d}{dt} \left(\frac{V^2}{2} + E_n \right) dm + \iiint \frac{P}{\rho^2} \frac{d\rho}{dt} dm = \iint \frac{dW_s}{dt} ds \quad (26)$$

(26) chi ifodada chap tomondagi ikkinchi qo'shiluvchi mavjudligidan xulosa qilamizki, tashqi kuchlarni ishi butunlay kinetik va potensial energiyalarga sarflanmaydi, ya'ni energiyani bir qismi ichki energiyaga sarflanadi. Demak chap tomondagi ikkinchi integral $\iiint \frac{P}{\rho^2} \frac{d\rho}{dt} dm$ -siqilish yoki kengayish natijasida ichki energiyani o'zgarishidir.

Elementar hajm uchun(26)quyidagicha yoziladi:

$$\frac{dE_k}{dt} dm + \frac{dE_n}{dt} dm = \delta W_s - \frac{P}{\rho^2} \frac{d\rho}{dt} dm \quad (27)$$

Agar ko'rilayotgan tizim faqat bosim kuchlari ta'sirida bo'lsa ($\delta W = \delta W_s$), u holda (21) chi va (27) chilarni asosida (ayirma) termodinamikaning 1 qonuni tenglamasiga kelamiz:

$$\frac{dE_g}{dt} dm = \frac{1}{A} \frac{dQ}{dt} dm + \frac{P}{\rho^2} \frac{d\rho}{dt} dm \quad (28)$$

Yoki

$$\frac{dE_g}{dt} = \frac{1}{A} \frac{dQ}{dt} + \frac{P}{\rho^2} \frac{d\rho}{dt} \quad (29)$$

Shunday qilib termodinamikaning 1 qonuni termodinamik tizimlarda energiya saqlanish qonunini ifodalab quyidagicha ta'riflanadi: barik havo massasini birlik vaqt davomida ichki energiyasini o'zgarishi tashqaridan issiqlik uzatilish va siqilish (yoki kengayish) natijasida bajarilgan ish ta'sirida yuzaga keladi.

Ko'pincha meteorologik masalalarda birlik hajmga birlik vaqt davomida miqdori ε ga teng bo'lgan uzatilgan issiqlikni kiritishadi:

$$\frac{dQ}{dt} = \frac{\varepsilon}{\rho} \quad (30)$$

Ma'lumki, gazni ichki energiyasi o'zgarishi uning harorati o'zgarishiga bog'liq:

$$dE_g = \frac{C_v}{A} dT \quad (31)$$

Bu yerda C_v - hajm o'zgarimas bo'lganda gazni solishtirma issiqlik sig'imi.

Unda (29) ifoda quyidagicha yoziladi:

$$C_v \frac{dT}{dt} - \frac{AP}{\rho^2} \frac{d\rho}{dt} = \frac{\varepsilon}{\rho} \quad (32)$$

Holat $P = \rho RT$ va mayer $C_p - C_v = AR$ tenglamalaridan foydalanib issiqlik uzatish tenglamasini quyidagi ikki ko‘rinishda yozish mumkin:

$$\frac{C_v}{R} \frac{dP}{dt} - \frac{C_p}{R} \frac{P}{\rho} \frac{d\rho}{dt} = \varepsilon \quad (33)$$

$$C_p \frac{dT}{dt} - \frac{ART}{P} \frac{dP}{dt} = \frac{\varepsilon}{\rho} \quad (34)$$

$$\frac{dT}{dt} - \frac{\gamma_a}{g\rho} \frac{dP}{dt} = \frac{\varepsilon}{C_p \rho} \quad (35)$$

$$\frac{Ag}{C_p} = \gamma_a - \text{haroratni quruq adiabatik gradiyenti.}$$

Meteorologiyada ko‘proq (35) tenglama qo‘llaniladi.

Uzatilgan issiqlik murakkab tuzulishga ega va unga quyidagilar kiradi:

1. ε_ϕ – kondensatsiya yoki bug‘lanish jarayonlar orqali yuzaga kelgan issiqlik,
2. ε_n – nurli energiyani issiqlikka va aksincha jarayonlar orqali yuzaga kelgan issiqlik,
3. ε_m – molekulyar issiqlik o‘tkazuvchanlik jarayonlar orqali yuzaga kelgan issiqlik,
4. ε_T – turbulent issiqlik o‘tkazuvchanlik jarayonlar orqali yuzaga kelgan issiqlik.

$$\text{Umumiy holda } \varepsilon = \varepsilon_n + \varepsilon_\phi + \varepsilon_m + \varepsilon_m \quad (36)$$

Amaliy masalalarda ikkita hol muhim ahamiyat kasb etadi:

1. Adiabatik jarayon, $\varepsilon = 0$. Issiqlik uzatish tenglamasi quyidagicha yoziladi:

$$C_p \frac{dT}{dt} - \frac{ART}{P} \times \frac{dP}{dt} = 0 \quad (37)$$

Bu adiabata tenglamasi, u bilan tenglamalar sistemasi yopiladi, ya’ni 6 noma’lum kattaliklarni (T, P, u, v, ρ, w) aniqlash uchun 6 tenglamadan iborat bo‘lgan sistema tuzildi: 3 harakat tenglamalari, uzluksizlik tenglamasi, holat tenglamasi va issiqlik uzatish tenglamasi.

2. Uzatilgan issiqlikni ε koordinata va tezliklar funksiyasi deb ko‘rish mumkin. Bu holda issiqlik uzatilishi issiqlik o‘tkazuvchanligi orqali ham amalga oshirilishi mumkin. Issiqlik o‘tkazuvchanligi ostida harakatlanayotgan molekulalar orqali energiyani bevosita uzatilishi tushuniladi. Bu holda issiqlik oqimi s nyuton formulasi orqali aniqlanadi:

$$S = -k \times \text{grad}T \quad (38)$$

Bu yerda k - issiqlik o‘tkazuvchanlik koeffitsiyenti.

Elementar hajmga kirib va chiqib ketayotgan issiqlik oqimlari ko‘rilsa, quyidagiga kelamiz:

$$\varepsilon = \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (39)$$

Molekulyar va turbulent qovushqoqliklar orasida o'xshashlikni hisobga olib, turbulent aralashish jarayonlar orqali yuzaga kelgan issiqlik oqimlari uchun ham (39) tenglama to'g'ri deb hisoblaymiz. Unda (32) tenglama quyidagicha yoziladi:

$$C_v \frac{dT}{dt} - \frac{AP}{\rho^2} \times \frac{d\rho}{dt} = \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial T}{\partial z} \right) \right] \quad (40)$$

Oddiy issiqlik o'tkazuvchanlik jarayonlarda «k» koeffitsiyent kam o'zgaradi va unda (40) tenglama kirxgof tenglamasiga o'tadi:

$$C_v \frac{dT}{dt} - \frac{AP}{\rho^2} \times \frac{d\rho}{dt} = \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial T}{\partial z} \right) \right] \quad (41)$$

Agar suyuqlik siqiluvchan emas bo'lsa, ya'ni $\rho = const$ bo'lsa, u holda $\frac{d\rho}{dt} = 0$ va (41) tenglama quyidagicha yoziladi:

$$C_v \frac{dT}{dt} = \frac{k}{\rho} \Delta T \quad (42)$$

Harakatsiz suyuqlik uchun (42) tenglama issiqlik o'tkazuvchanlik tenglamasiga yoki furye tenglamasiga aylanadi:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{k}{C_v \rho} \Delta T \quad (43).$$

Nazorat uchun savollar

1. Harakat tenglamalari harakat miqdori saqlanishi qonunining ifodasi ekanligini tushuntiring?
2. Navye-Stoks va Eyler harakat tenglamalar sistemalarini tushuntiring?
3. To'g'ri burchakli lokal koordinatalar sistemasida harakat tenglamalarini tushuntiring?
4. Uzluksizlik tenglamasi massa saqlanishi qonunining ifodasini tushuntiring?
5. Mexanik va termodinamik tizimlarda energiya saqlanish qonunini tushuntiring?
6. Issiqlik uzatilishi tenglamasini tushuntiring?

8-9-Mavzu. O'xshashlik nazariyasi asoslari

Reja:

1. O'xshashlik nazariyasi usullari yordamida gidrotermodinamika tenglamalari tizimi tahlili va soddalashtirilishi.
2. Atmosfera harakat tenglamalaridan biri.
3. Atmosfera harakatlarining farqlovchi xususiyatlari va ularning tasnifi.

Tayanch iboralar. Atmosfera dinamikasi, atmosfera dinamikasi tenglamalari, o'xshashlik nazariyasi, o'xshashlik nazariyasi usullari, gidrotermodinamika,

gidrotermodinamika tenglamalari, tenglamalarni tizimi tahlili, atmosfera harakat tenglamalari, atmosfera harakatlari,

O‘xshashlik nazariyasi asoslari. Atmosferada turli masshtabli jarayonlar kuzatiladi. Jarayon masshtabiga bog‘liq ravishda turli kuchlar turlicha ta‘sir etadi.

Suyuqlik yoki gazni ikki harakati quyidagi shartlar bajarilganida bir-biriga o‘xshash bo‘ladi: 1) agarda tezlik, tezlanish, bosim va zichlik maydonlari fazoda geometrik o‘xshash sirtlar bilan chegaralangan bo‘lsa; 2) agarda maydonlarni o‘xshash nuqtalarida shu kattaliklarni qiymatlari bir-biridan o‘zgarmas koeffisiyentga farq qilsa. Bu koeffisiyent ko‘rilayotgan maydon uchun xarakterli qiymat yoki kattalikni masshtabi deb ataladi.

Quyidagi belgilarni kiritamiz:

L - uzunlikning xarakterli qiymati;

T* - xarakterli vaqt;

V - xarakterli tezlik;

P - xarakterli zichlik;

ΔP - bosimning xarakterli farqi.

Harakat tenglamalariga kirgan barcha kattaliklarni xarakterli qiymatlarga nisbatini olsak birliksiz kattaliklarga kelamiz:

$$\left. \begin{aligned} x' &= \frac{x}{L}, & y' &= \frac{y}{L}, & z' &= \frac{z}{L}, \\ t' &= \frac{t}{T_*}, & u' &= \frac{u}{V}, & v' &= \frac{v}{V}, & w' &= \frac{w}{V}, \\ \rho' &= \frac{\rho}{\Pi}, & \Delta P' &= \frac{\Delta P}{\Delta P} = \frac{P - P_0}{\Delta P} \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

Birliksiz koordinata va vaqt uchun tuzilgan ixtiyoriy funksiya $f(x', y', z', t')$ o‘xshash xarakterlar uchun bir xil bo‘ladi. Demak, birliksiz kattaliklardan tuzilgan shu funksiyaga javob beradigan differensial tenglamalar va chegaraviy shartlar o‘xshash harakatlar uchun ham bir xil bo‘ladi. Shu xulosani hisobga olib siqiluvchan qovushqoq suyuqlik yoki gaz uchun o‘xshash harakatlar shartlarni (mezonlari) aniqlaylik.

Atmosfera harakat tenglamalaridan birini ko‘raylik:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = g_x + 2\omega_z v - 2\omega_y w - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \nu \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) \quad (2)$$

(1) yordamida birliksiz kattaliklarga o‘tamiz:

$$\begin{aligned} \frac{V}{T_*} \frac{\partial u'}{\partial t'} + \frac{V^2}{L} \left(u' \frac{\partial u'}{\partial x'} + v' \frac{\partial u'}{\partial y'} + w' \frac{\partial u'}{\partial z'} \right) &= g_x + 2\omega_z V v' - 2\omega_y V w' - \\ - \frac{\Delta P}{\Pi L} \frac{1}{\rho'} \frac{\partial P'}{\partial x'} + \frac{\nu V}{L^2} \left(\frac{\partial^2 u'}{\partial x'^2} + \frac{\partial^2 u'}{\partial y'^2} + \frac{\partial^2 u'}{\partial z'^2} \right) \end{aligned} \quad (3)$$

Xarakterli kattaliklardan tuzilgan koeffisiyentlarni o‘lchov birligi tezlanish o‘lchov birligidir va ular ta‘sir etuvchi kuchlarni masshtablari deb ataladi.

(3) tenglamaning barcha hadlarini o‘lchamli koeffisiyentga, masalan, V^2/L ga bo‘laylik. Unda barcha koeffisiyentlari o‘lchamsiz, bittasi esa 1 ga teng bo‘lgan koeffisiyentlardan iborat bo‘lgan birliksiz harakat tenglamasiga kelamiz:

$$\begin{aligned} \frac{L}{VT_*} \frac{\partial u'}{\partial t'} + u' \frac{\partial u'}{\partial x'} + v' \frac{\partial u'}{\partial y'} + w' \frac{\partial u'}{\partial z'} = \frac{L}{V^2} g_x + \frac{2\omega_z L}{V} v' - \frac{2\omega_z L}{V} w' - \\ - \frac{\Delta P}{\Pi V^2} \frac{1}{\rho'} \frac{\partial P'}{\partial x'} + \frac{v}{VL} \left(\frac{\partial^2 u'}{\partial x'^2} + \frac{\partial^2 u'}{\partial y'^2} + \frac{\partial^2 u'}{\partial z'^2} \right) \end{aligned} \quad (4)$$

Kelib chiqqan birliksiz koeffitsiyentlar asosida maxsus o'xshashlik shartlarni (kriteriyalarni) kiritishadi:

$$\begin{aligned} \frac{VT_*}{L} = H_0 - \text{gomoxron soni;} \\ \frac{V^2}{gL} = \text{Fr} - \text{Frud soni;} \\ \frac{\Delta P}{\Pi V^2} = \text{Eu} - \text{Eyler soni;} \\ \frac{VL}{v} = \text{Re} - \text{Reynolds soni;} \\ \frac{V}{2\omega L} = \text{De}. \end{aligned} \quad \} (4^*)$$

Ikkita havo harakati bir-biriga o'xshash bo'lishi uchun ular uchun o'xshashlik shartlari (kriteriyalari) H_0 , Fr , Eu , Re , De bir xil bo'lishi kerak.

O'xshashlik kriteriyalari bilan foydalanib birliksiz harakat tenglamasi(4) quyidagicha yoziladi:

$$\begin{aligned} \frac{1}{H_0} \frac{\partial u'}{\partial t'} + u' \frac{\partial u'}{\partial x'} + v' \frac{\partial u'}{\partial y'} + w' \frac{\partial u'}{\partial z'} = \frac{1}{\text{Fr}} \cos(\bar{g}, x) + \\ + \frac{1}{\text{De}} [v' \cos(\bar{\omega}, z) - w' \cos(\bar{\omega}, y)] - \text{Eu} \frac{1}{\rho'} \frac{\partial P'}{\partial x'} + \frac{1}{\text{Re}} \left(\frac{\partial^2 u'}{\partial x'^2} + \frac{\partial^2 u'}{\partial y'^2} + \frac{\partial^2 u'}{\partial z'^2} \right) \end{aligned}$$

(5)

Qolgan ikkita harakat tenglamalari uchun (v va w lar uchun) xuddi (5) ga o'xshash tenglamalarga kelamiz.

L va V uchun xarakterli qiymatlar shunday tanlab olinsinki, konvektiv tezlanishni miqdor tartibi 1 teng bo'lsin:

$$u' \frac{\partial u'}{\partial x'} + v' \frac{\partial u'}{\partial y'} + w' \frac{\partial u'}{\partial z'} = 1.$$

Unda og'irlik, Koriolis kuchi va qovushqoqlik kuchlarni miqdor tartiblari mos holda quyidagilarga teng bo'ladi:

$$\begin{aligned} O\left[\frac{1}{\text{Fr}}\right] = \frac{gL}{V^2}, \\ O\left[\frac{1}{\text{De}}(v' - w')\right] = \frac{2\omega L}{V} O(v' - w'), \\ O\left[\frac{1}{\text{Re}} \left(\frac{\partial^2 u'}{\partial x'^2} + \frac{\partial^2 u'}{\partial y'^2} + \frac{\partial^2 u'}{\partial z'^2} \right)\right] = \frac{v}{LV} O\left[\frac{\partial^2 u'}{\partial x'^2} + \frac{\partial^2 u'}{\partial y'^2} + \frac{\partial^2 u'}{\partial z'^2}\right] \end{aligned} \quad (5')$$

0-miqdor tartibi.

Bu yerdan kelib chiqadiki, xarakterli masshtab L kattalashishi bilan og'irlik va Koriolis kuchlarni roli ortadi. Xarakterli masshtab L kichiklashishi va xarakterli tezlik ortishi bilan, og'irlik va Koriolis kuchlarni ta'siri kamayadi, konvektiv hadni roli esa oshadi. Havo qovushqoqligining ta'siri xarakterli masshtab L ga teskari proporsional, shuning uchun ham uzunlik L va tezlik V masshtablari qancha katta bo'lsa, shuncha qovushqoqlik kuchi kichik rol o'ynaydi.

Birliksiz harakat tenglamalaridan va o'xshashlik kriteriyalarini mazmunidan quyidagi xulosalar kelib chiqadi:

1. Frud soni qancha katta bo'lsa, shuncha harakat xususiyatlariga og'irlik kuchini ta'siri kichik bo'ladi.

2. De soni qancha katta bo'lsa, shuncha harakat xususiyatlariga Koriolis kuchini ta'siri kichik bo'ladi.

3. De soni qancha kichik bo'lsa, shuncha harakat xususiyatlariga konvektiv tevlanishni ta'siri kichik bo'ladi.

4. Reynolds soni qancha katta bo'lsa, shuncha harakat xususiyatlariga qovushqoqlik kuchlarni ta'siri kichik bo'ladi.

Uzluksizlik tenglamasidan kelib chiqadigan, havo siqiluvchanligini atmosfera harakatlariga ta'sirini xarakterlovchi o'xshashlik kriteriyani aniqlaylik.

Uzluksizlik tenglamasi:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} + w \frac{\partial \rho}{\partial z} + \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = 0 \quad (6)$$

Zichlik o'zgarishlari uchun ΔP xarakterli masshtabni kiritib (6) ni birliksiz ko'rinishda yozaylik:

$$\frac{\Delta \Pi}{T_*} \frac{\partial \rho'}{\partial t'} + \frac{\Delta \Pi V}{L} \left(u' \frac{\partial \rho'}{\partial x'} + v' \frac{\partial \rho'}{\partial y'} + w' \frac{\partial \rho'}{\partial z'} \right) + \frac{\Pi V}{L} \rho' \left(\frac{\partial u'}{\partial x'} + \frac{\partial v'}{\partial y'} + \frac{\partial w'}{\partial z'} \right) = 0 \quad (7)$$

(7) dagi barcha hadlarni $\frac{\Pi V}{L}$ ga bo'lamiz:

$$\frac{\Delta \Pi}{\Pi} \left(\frac{L}{VT_*} \frac{\partial \rho'}{\partial t'} + u' \frac{\partial \rho'}{\partial x'} + v' \frac{\partial \rho'}{\partial y'} + w' \frac{\partial \rho'}{\partial z'} \right) + \rho' \left(\frac{\partial u'}{\partial x'} + \frac{\partial v'}{\partial y'} + \frac{\partial w'}{\partial z'} \right) = 0 \quad (8)$$

$\frac{L}{VT_*}$ nisbat $\frac{1}{H_0}$ ga proporsional, demak, uzluksizlik tenglamasidan kelib chiqadigan, havo siqiluvchanligini xarakterlaydigan kriteriy sifatida zichlikni nisbiy o'zgarishi $\frac{\Delta \Pi}{\Pi}$ ko'rilishi mumkin. Bu nisbat qancha kichik bo'lsa, shuncha havo siqiluvchanligini roli kichik bo'ladi.

Endi aniqlash lozimki, o'xshash harakatlar uchun $\frac{\Delta \Pi}{\Pi}$ bir xilligi o'z-o'zidan

bajariladimi yoki bu kriteriy mavjudligidan yana boshqa chegaralanuvchi shart chiqishi mumkinmi?

Adiabatik jarayon ko'rilsin:

$$\frac{P}{P^x} = const, \wp = \frac{C_p}{C_v}$$

Logarifmlab hosila olinsa, bosim va zichlik nisbiy o'zgarishlari orasidagi bog'lanishni aniqlaymiz:

$$\frac{dP}{P} = \wp \frac{d\rho}{\rho}$$

Birliksiz kattaliklarga o'tilsa, quyidagiga kelamiz:

$$\frac{\Delta P}{\wp P} \frac{dP'}{P'} = \frac{\Delta \Pi}{\Pi} \frac{d\rho'}{\rho'} \quad (9)$$

Bu yerdan kelib chiqadiki, $\frac{\Delta \Pi}{\Pi}$ kriteriy o'rniga $\frac{\Delta P}{\wp P}$ o'xshashlik kriteriy sifatida

qo'llanilishi mumkin. Lekin bu kriteriyga ΔP kirgan, undan ozod bo'lishi uchun uni Eyler soniga bo'lamiz va yangi kriteriyga kelamiz:

$$\frac{\Delta P}{\wp P} : \frac{\Delta P}{\Pi V^2} = \frac{\Pi V^2}{\wp P}$$

Lekin $\frac{\wp P}{\Pi} = c^2$, bu yerda c - tovush tezligi.

$$\text{Demak, } \frac{\Pi V^2}{\wp P} = \frac{V^2}{c^2}$$

Bu yerdan xulosa qilamizki, o'xshashlik kriteriyasi sifatida Max soni deb ataladigan $\frac{V}{c}$ nisbat xizmat qilishi mumkin:

$$Ma = \frac{V}{c} \quad (10)$$

Max soni kichik qiymatlarida ($< 0,2$) havo uchun uzluksizlik tenglamasi siqilmaydigan suyuqlik uchun uzluksizlik tenglamasidan kam farq qiladi. Lekin, $Ma \approx 1$, ya'ni tezliklar tovush tezligiga yaqin bo'lsa, harakat xususiyatlariga havo siqiluvchanligini ta'siri katta bo'ladi va Max soni o'xshash harakatlar uchun muhim kriteriyga aylanadi. Tezligi kichik bo'lgan harakatlar uchun havoning siqiluvchanligi hisobga olinmasa bo'ladi va uzluksizlik tenglamasi oddiy ko'rinishda yoziladi ($\frac{d\rho}{dt} = 0$). Vertikal bo'yicha xarakterli masshtablar ortsa, vertikal yo'nalishda zichlikni o'zgarish masshtablari gorizonta yo'nalishga nisbatan katta bo'ladi va shu sababli uzluksizlik tenglamasida vertikal yo'nalishdagi zichlik o'zgarishini hisobga olish lozim.

Atmosfera harakatlarining farqlovchi xususiyatlari va ularning tasnifi

Atmosfera jarayonlari o'z masshtablariga ko'ra bir-biridan katta farq qilishi mumkin. Ulardan ba'zilar qisqa vaqt davomida kichik hududda, boshqalari esa uzoq muddatli bo'lib katta hududni egallab rivojlanishi mumkin. Shunday qilib, dinamik meteorologiyaning turli masalalarida xarakterli qiymatlar keng chegaralarda o'zgaradi.

Tovush tezligi bilan taqqoslangan holda atmosfera havo harakatlari ancha sekin (sust) harakatlardir va ular uchun taxminiy o'xshashlik shartlari bajarilganda Max sonini hisobga olmasa bo'ladi, ya'ni havo siqiluvchan emas deb hisoblansa bo'ladi.

Asosiy o'xshashlik kriteriyalarni mumkin bo'lgan pastki va yuqori chegara qiymatlarini baholaylik. Uzunlik masshtabini $L (10^2 \div 2 * 10^6 \text{ km})$, tezlik masshtabini $V (1 \div 50 \text{ m/c})$ o'zgarish chegaralarini hisobga olib va $g = 10 \text{ m/c}^2$, $\omega = 7.29 * 10^{-5} \text{ 1/c}$ va $\nu = 1.5 * 10^5 \text{ m}^2/\text{c}$ qiymatlarga teng qilib o'xshashlik kriteriyalar uchun quyidagi qiymatlarga kelamiz:

$$Fr = 5 * 10^{-6} \div 2.5$$

$$De = 4 * 10^{-2} \div 4 * 10^3$$

$$Re = 7 * 10^6 \div 7 * 10^{12}$$

Bu yerdan quyidagi xulosalar kelib chiqadi:

1. Atmosferadagi havo harakatlariga og'irlik kuchini ta'siri nihoyatda katta. Og'irlik kuchini tezlanishi boshqa qolgan tezlanishlardan shunchalik kattaki, atmosferani vertikal yo'nalishdagi xususiyatlari gorizont tekislikdagi xususiyatlaridan keskin farq qiladi.

2. Og'diruvchi kuch og'irlik kuchidan anchagina kichik va kichik masshtabli harakatlar uchun hisobga olinmasa bo'ladi. Yirik masshtabli harakatlar uchun Koriolis tezlanishi nisbiy tezlanishlardan 10 barobar katta bo'ladi.

3. Atmosferadagi harakatlarga qovushqoqlik kuchlarni ta'siri kichik bo'ladi, chunki Reynolds sonini qiymatlari katta.

Shunday qilib, og'irlik kuchlarni ta'siri doimo katta, qovushqoqlik kuchlarni ta'siri esa doimo kichik bo'ladi. Shuning uchun ham atmosfera harakatlarining xususiyatlari Koriolis kuchi va nisbiy harakatlar uchun inersiya kuchlarni orasidagi munosabati bilan belgilanadi. Bu munosabat esa asosan uzunlik masshtabiga bog'liq, chunki tezlikni mumkin bo'lgan o'zgarishlari torroq chegaralarda o'zgaradi.

Koriolis va nisbiy harakatlar uchun inersiya kuchlarni orasidagi munosabatni (De soni) hisobga olgan taqdirda, barcha atmosfera harakatlarini uchtaga bo'lish mumkin:

1. Yirik masshtabli harakatlar. Bu harakatlar uchun nisbiy tezlanish Koriolis tezlanishiga nisbatan kichik bo'ladi. Yirik masshtabli harakatlarga gorizont kattaligi bir necha yuz kilometr va undan ortiq bo'lgan havo harakatlari kiradi.

2. O'rta masshtabli harakatlar. Bu harakatlar uchun nisbiy va Koriolis tezlanishlarni miqdor tartiblari bir xil. Bunday harakatlarning masshtabi 100 km atrofida bo'ladi.

3. Kichik masshtabli harakatlar. Bu turdagi havo harakatlarda Koriolis tezlanishi nisbiy tezlanishga nisbatan kichik bo'ladi. Havo harakatlarining masshtabi 10 km atrofida va undan kichik bo'ladi.

Atmosferadagi havo harakatlariga turbulent qovushqoqlik kuchlar ta'sirini ko'raylik. Yirik masshtabli harakatlar uchun bu kuchni Koriolis kuchi bilan, kichik masshtabli harakatlar uchun inersiya kuchlari bilan taqqoslash lozim.

Yer sirtiga bevosita tegib turgan, qalinligi δ bo'lgan atmosfera qatlamini ko'raylik. Turbulent qovushqoqlik kuchini xarakterli qiymati $k \times V / \delta^2$ ga teng, bu yerda

k- almashish koeffitsiyenti. Koriolis kuchini xarakterli qiymati – ωV . Demak, $\frac{k \times V}{\delta^2} = \omega \times V$, bu yerdan $\delta = \sqrt{\frac{k}{\omega}}$.

δ - bu Koriolis kuchi turbulent qovushqoqlik kuchi bilan muvozanatda bo'lgan atmosfera balandligi. $k = 10 \frac{M^2}{c}$ ga teng bo'lsa, δ q400 m teng bo'ladi. Demak, 400 m dan baland atmosferada turbulent qovushqoqlik kuchlar hisobga olinmasa bo'ladi. Bunga asosan atmosfera ikki qatlamga bo'linadi:

1. Quyi atmosferani chegara qatlami. Uning qalinligi $1 \div 1,5 \text{ km}$;
2. Erkin atmosfera - chegara qatlamidan yuqori joylashgan atmosfera, bu qatlamda ishqalanish kuchi hisobga olinmaydi.

Atmosferani chegara qatlamida yana $30 \div 50$ m qalinligidagi yer sirtiga bevosita tegib turgan atmosfera qatlamini ajratishadi. Bu qatlamda turbulent qovushqoqlik kuchi Koriolis kuchidan ancha katta bo'ladi va qatlamni ichida turbulent almashish koeffitsiyenti pastga qarab keskin kamayadi.

Kichik masshtabli harakatlarda turbulent qovushqoqlik kuchi inersiya kuchi bilan tenglashadi va bu holda yana bitta, qalinligi taxminan 200 m ga teng bo'lgan ichki chegara qatlam deb nomlangan chegara qatlam ajratiladi.

Nazorat uchun savollar

1. O'xshashlik nazariyasini tushuntiring.
2. O'xshashlik nazariyasini qanday usullari bor?
3. O'xshashlik nazariyasi usullari yordamida gidrotermodynamika tenglamalari qanday soddalashtiriladi?
4. Atmosfera harakat tenglamalarini tushuntiring.
5. Atmosfera harakatlarining farqlovchi xususiyatlariga qaysilar kiradi?
6. Atmosfera harakatlarining farqlovchi xususiyatlari qanday tasniflanadi?

10-11-Mavzu. Atmosfera dinamikasi tenglamalarini soddalashtirish

Reja:

1. Atmosfera dinamikasi tenglamalarini soddalashtirish.
2. Asosiy meteoelementlar va ularning xosilalari miqdor tartiblari.
3. Atmosfera dinamikasi tenglamalarni soddalashtirish usullari.

Tayanch iboralar. Atmosfera dinamikasi, atmosfera dinamikasi tenglamalari, o'xshashlik nazariyasi, o'xshashlik nazariyasi usullari, gidrotermodynamika, gidrotermodynamika tenglamalari, tenglamalarni tizimi tahlili, atmosfera harakat tenglamalari, atmosfera harakatlari.

Yuqorida chiqarilgan atmosfera dinamikasi tenglamalari ancha murakkab tenglamalar. Shuning uchun o'rganilayotgan jarayonlarni xossalariga muvofiq bu tenglamalarni soddalashtirish masalasi yuzaga chiqadi. Buning uchun o'rganilayotgan harakat xossalarini belgilaydigan bosh omillarni aniqlab unchalik ta'sir ko'rsatmaydiganlarni e'tiborga olmasdan atmosferada dinamikasi tenglamalarini ancha soddalashtirish mumkin.

Atmosfera dinamikasi tenglamalarini soddalashtirish usullaridan biri bu o'xshashlik nazariyasi. Bu nazariya harakatlar va xarakterli tezliklarni masshtablari o'zgarganida atmosferada ta'sir etuvchi turli kuchlar munosabatlarini o'zgarishini aniqlashga imkon beradi. O'xshashlik nazariyasi asosida qo'llanilgan xulosalar sifat xarakteriga ega bo'lib atmosfera dinamikasi tenglamalarni turli hadlari orasida munosabatlarni miqdoriy bahosini bermasa ham, ular atmosfera harakatlarining umumiy xossalarini aniqlash uchun katta ahamiyat kasb etadi.

O'xshashlik nazariyasi ikki asosiy qo'llanish yo'nalishlariga ega:

1. Atmosfera harakatlarining asosiy farq qiluvchi xossalarini aniqlash va shu harakatlarni barcha atmosfera harakatlaridan ajratish;

2. Atmosfera harakatlarini tasniflash.

Aniqroq miqdoriy munosabatlar tenglamalardagi hadlarning qiymatlarini statistik baholash yo'li bilan aniqlanishi mumkin. Ushbu qonuniyatliklar bilan foydalanib va o'rganilayotgan harakatni masshtabini va xarakterli tezligini aniqlab, atmosfera dinamikasi tenglamalarida turli hadlarning xarakterli qiymatlarini taxminan baholash va nisbatan kichik hadlarni tushirib ketish mumkin. Shuningdek, o'xshashlik nazariyasi qo'llanilganda, harakat masshtablari va xarakterli tezliklar bo'yicha barcha atmosfera jarayonlari tasniflanadi va alohida ko'rilayotgan jarayon turi uchun tenglamalarni ma'lum soddalashtirilishi kiritiladi.

Asosiy meteoelementlar va ularning hosilalarini miqdor tartiblari.

O'xshashlik nazariyasi atmosfera dinamikasi tenglamalaridagi turli hadlarning ta'sirini sifat baholashga imkon beradi, lekin munosabatlarning miqdoriy bahosini bera olmaydi. Tenglamalar hadlarning baholash uchun meteoelementlar va ularning hosilalarini miqdor tartiblarini bilish lozim. 1914 yilda Fridman va Gesselberglar tomonidan myeteokattaliklar va ularning hosilalarini miqdor tartiblari jadvali tuzilgan edi.

Birorta funksiyaning miqdor tartibi ostida shu funksiyaning mumkin bo'lgan 99% qiymatlarini o'z ichiga olgan diapazondan qiymati tushuniladi. Masalan, dengiz sathidagi havo bosimi 940 gPa dan 1070 gPa gacha o'zgaradi., demak uning miqdor tartibi $O(P) = 10^2$, demak $O(V) = 10^0 - 10^1$.

Hosilalar baholanganda ularni o'rniga chekli ayirmalar bilan foydalaniladi:

$$\frac{\partial}{\partial S} = \frac{\Delta}{\Delta S}, S \rightarrow x, y; \Delta S = 20 \div 30 \text{ km}$$

$$\frac{\partial}{\partial z} = \frac{\Delta}{\Delta z}; \frac{\partial}{\partial t} = \frac{\Delta}{\Delta t}; \Delta z = 100 \text{ m}; \Delta t = 1 \text{ coam}$$

Jadvalda gorizontal va vertikal yo'nalishlarda va vaqt bo'yicha bosim, harorat, tezlikni vertikal va gorizontal tashkil qiluvchilarni va ularning hosilalarini miqdor tartiblari ko'rsatilgan.

Jadvaldan ma'lum bo'ladiki, turli masshtabli atmosfera jarayonlari o'rganilganida bir xil vaqt oraliqlari, gorizontal va vertikal qadamlar (masofa) bilan foydalanish xato bo'ladi. Ko'rilayotgan jarayon masshtabiga muvofiq qadamlar (oraliq masofa) tanlanishi lozim.

Amalda tenglamalarni soddalashtirish uchun Yudin tuzgan meteokattaliklarni va ularning hosilalarini o'rtacha kvadratik qiymatlari jadvali bilan foydalanish qulaydir.

Atmosfera dinamikasi tenglamalarini soddalashtirish Ob-havo prognozi uchun birinchi navbatda yirik masshtabli harakatlar ko'rilishi kerak. Shunday jarayonlar uchun vaqtning masshtabi 12 yoki 24 soat, uzunlik (masofa) masshtabi - bir necha yuz

kilometr deb qabul qilinadi. Hosilalarni (chekli ayirmalar) hisoblash uchun vaqt bo'yicha qadam $\Delta t = 4.3 \times 10^4 c = 12$ soat, gorizontal yo'nalishda qadam $\Delta S = 5 \times 10^5 m = 500 km$; vertikal yo'nalishda qadam $\Delta z = 2.5 \times 10^3 m = 2.5 km$ ga teng olinadi.

Yudin jadvalidan foydalanib atmosfera dinamikasi tenglamalarining alohida hadlarining miqdor tartiblarini baholaylik.

Gorizontal harakat tenglamalari uchun

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - 2\omega_z v &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + N_x \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + 2\omega_z u &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + N_y \end{aligned} \right\} (11)$$

Vertikal tezlikni o'z ichiga olgan hadlar qolganlarga nisbatan ancha kichik va ularni e'tiborga olmasak bo'ladi. $2\omega_z v$ va $\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x}$ hadlarning miqdor tartiblari qolgan hadlardan ancha katta va kichik miqdor tartibli hadlarni tushirib quyidagiga kelimiz.

$$\left. \begin{aligned} -2\omega_z v &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \\ 2\omega_z u &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} \end{aligned} \right\} (12)$$

Vertikal bo'yicha harakat tenglamasi soddalashtirilgandan so'ng atmosfera statikasi asosiy tenglamasiga aylanadi:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - g = 0 \quad (13)$$

Uzluksizlik tenglamasi uchun

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} + w \frac{\partial \rho}{\partial z} + \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = 0 \quad (14)$$

$$\rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial \rho w}{\partial z} = 0 \quad (15)$$

Issiqlik uzatish tenglamasida 10^{-6} miqdor tartibli hadlar e'tiborga olinmasa (18) soddalashtirilgan tenglamaga kelimiz:

$$\frac{dT}{dt} - \frac{ART}{C_P P} \frac{d\rho}{dt} = \frac{\varepsilon}{C_P \rho} \quad (16)$$

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z},$$

$$\frac{\partial T}{\partial z} = -\gamma; \quad \frac{dP}{dt} = \frac{\partial P}{\partial t} + u \frac{\partial P}{\partial x} + v \frac{\partial P}{\partial y} + w \frac{\partial P}{\partial z}$$

$$-\frac{AR}{C_P} \frac{T}{P} w \frac{\partial P}{\partial z} = \frac{AR}{C_P} \frac{T \rho g w}{\rho RT} = \frac{Ag}{C_P} w = \gamma_a w$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} - \frac{AR}{C_P} \frac{T}{P} \left(\frac{\partial P}{\partial t} + u \frac{\partial P}{\partial x} + v \frac{\partial P}{\partial y} \right) + \left(\gamma_a - \gamma \right) w = \frac{\varepsilon}{C_P \rho} \quad (17)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + (\gamma_a - \gamma) w = \frac{\varepsilon}{C_P \rho} \quad (18)$$

Shunday qilib soddalashtirilgandan so'ng atmosfera dinamikasi tenglamalar sistemasi quyidagicha tasvirlanadi:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - 2\omega_z v = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x};$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + 2\omega_z u = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y};$$

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - g = 0; \quad (19)$$

$$\rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial \rho w}{\partial z} = 0;$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + (\gamma_a - \gamma) w = \frac{\varepsilon}{C_P \rho}$$

Nazorat uchun savollar

1. Atmosfera dinamikasi tenglamalari qanday soddalashtiriladi?
2. Asosiy meteoelementlarning qanday xosilalari mavjud?
3. O'xshashlik nazariyasini tushuntiring.
4. O'xshashlik nazariyasini qanday usullari bor?
5. O'xshashlik nazariyasi usullari yordamida gidrotermodynamika tenglamalari qanday soddalashtiriladi?
6. Atmosfera harakat tenglamalarini tushuntiring.
7. Atmosfera harakatlarining farqlovchi xususiyatlariga qaysilar kiradi?
8. Atmosfera harakatlarining farqlovchi xususiyatlari qanday tasniflanadi?

12-13-Mavzu. Atmosfera termodinamikasi asoslari

Reja:

1. Atmosfera uchun termodinamikaning birinchi qonuni.
2. Asosiy tenglamalar.
3. Quruq va nam havo uchun holat tenglamasi.
4. Havo termodinamik holatining politropik o'zgarishi.

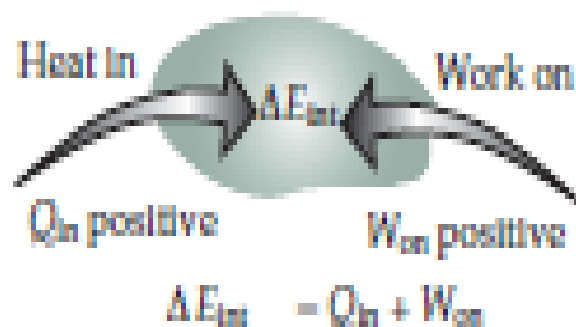
Tayanch iboralar. Atmosfera dinamikasi, atmosfera, termodinamikaning birinchi qonuni, asosiy tenglamalar, quruq havo, nam havo, holat tenglamasi, holatining politropik o'zgarishi, gidrotermodynamika, gidrotermodynamika tenglamalari, atmosfera harakat tenglamalari, atmosfera harakatlari,

Termodinamikaning birinchi qonuni. Faraz qiling, biz Joule tajribasini bajarmoqdamiz, lekin bunda izolyatsiyalangan devor o'rnida o'tkazuvchan devor bo'lsin. Bunda bajarilgan ish sistema temperaturasini o'zgartiradi va bu o'zgarish sistema devor orqali qanchalik issiqlik yutgani yoki chiqarganligiga bog'liq. Biroq, biz sistema bajargan ish bilan sistema yutgan issiqlik miqdorini qo'shsak, natija berilgan temperaturaviy o'zgarish uchun bir xil bo'ladi. Shunday qilib, sistemaga berilgan issiqlik miqdori sistemaning ish bajarishi va sistemaning ichki energiyasi o'zgarishi yig'indisiga teng. Bu natija – termodinamikaning birinchi qonuni bo'lib, energiya saqlanish qonunining isbotidir.

W-sistemada muhit bajargan ish bo'lsin, Masalan, tasavvur qiling bizning sistema gaz bo'lsin. U porshenli silindrga qamalgan. Agar porshen gazni siqsa, sistema gaz ustidan ish bajaradi. (Biroq, agar gaz porshenni itarib, kengaysa, ish sistema ustidan bajariladi va bunda bajarilgan ish manfiy bo'ladi) (1-rasm). Ish sistema ustidan bajarilganida :

$$\Delta E_{int} = Q_{in} + W_{on} \quad (1)$$

Analogik tarzda gaz sistema ustidan ish bajarsa, formuladagi W oldidagi ko'rsatkich manfiy bo'ladi. 18-10 tenglama termodinamikaning birinchi qonunining ifodasidir. Issiqlik va ish sistemaga energiya usullarini yoki aksincha, uzatish sistemadan energiya olish usullarini ifoda etganidan, ichki energiya ular bilan birga o'zgaradi. Shunday qilib, termodinamikaning birinchi qonuni energiyaning saqlanish qonunining ifodasidir.



1-rasm. Termodinamika birinchi qonunining bajarilishi

Sistema ichki energiyasining o'zgarishi sistemaga berilgan issiqlik miqlori bilan sistema bajargan ish yig'indisiga teng (Termodinamikaning birinchi qonuni). Ichki ye energiya P, V va T kabi xolat funktsiyasi ekanligini bilish muhimdir. Gazni ayrim boshlang'ich (P_i, V_i) xolatda ko'rib chiqamiz. T_i temperatura xolat tenglamasi orqali aniqlanishi mumkin. Masalan, gaz ideal bo'lib, $T_i = P_i V_i / (nR)$. Ichki energiya E_{int} ham faqat gaz xolatigagina bog'liq bo'lib, ixtiyoriy ikkita P va V, P va T, hamda V, va T kabi xolat o'zgaruvchilari orqali aniqlanishi mumkin. Agar biz gazni sekin qizdirsak, yoki sovutsak, gaz ustida ish bajarsak, yoki gazga issiqlik miqdori terilsa yoki olinsa, uning xolati ya'ni P, V, T va E lari o'zgaradi.

Ish va issiqlik sistema xolatini ifodalash uchun qo'llanilmaydi. Ma'lum xolatdagi sistemada issiqlik va ish ma'lum miqdorda bo'lmaydi. Sistema ustidan ish bajarilganida yoki sistemagi issiqlik berilganida yoki olinganida sistema xolati o'zgaradi, Shunday qilib, ish va issiqlik termodinamik jarayonga kiritilib, u sistemani bir xolatdan ikkinchi xolatga o'tkazishi mumkin, biroq ular boshqa bosim, xajm, temperatura va massa kabi kattaliklardan farqli xolatning o'zining xarakteristikasi bo'lmaydi.

Juda kichik miqdorda issiqlik yutilganida bajarilgan ish yoki ichki energiyaning o'zgarishi (1 tenglamani) ni

$$dE_{int} = dQ_{in} + dW_{on} \quad (2)$$

ko'rinishda yozish mumkin. Bu tenglamada dE_{int} ichki energiya funktsiyasi differentsiali. Biroq, dQ_{in} va dW_{on} ixtiyoriy funktsiyaning differentsiali emas. dQ_{in} sistemaga berilgan yoki undan olingan kichik miqdordagi issiqlik miqdorini bildiradi. Bunda mos xolda sistema qiziydi yoki soviydi. dW_{on} sistema ustidan yoki sistemaning o'zi bajargan kichik miqdordagi ishni bildiradi.

Atmosferada energiyaning bir turdan ikkinchisiga to'xtovsiz aylanishi sodir bo'ladi. Energiya aylanishi va issiqlik oqimi ta'siri ostida atmosfera holatining o'zgarishi jarayonlarining umumiy qonuniyatlari *atmosfera termodinamikasi* deb ataluvchi bo'limda o'rganiladi. Atmosfera termodinamikasida energiya saqlanish qonunining ko'rinishlaridan biri bo'lgan termodinamikaning birinchi qonunidan kelib chiqadigan xulosalardan foydalaniladi.

Atmosfera uchun termodinamikaning birinchi qonuni tenglamasini hosil qilamiz. R_i (bosim), T_i (harorat), ρ_i (zichlik) termodinamik parametrlarga ega bo'lgan havo zarrasiga dq issiqlik miqdorini beraylik. Zarra atrofidagi muhit parametrlarini mos ravishda R_e , T_e va ρ_e orqali belgilaymiz. Zarra ichidagi bosim uning atrofidagi muhit bosimiga teng bo'lganligi uchun $P_i = P_e = P$ (kvazistatiklik sharti). Issiqlik uzatilishida zarraning ichki energiyasi dU_i qiymatga ortadi. Bir vaqtning o'zida zarra atmosferaning yuqori qatlamlariga ko'tariladi, kengayadi va tashqi bosim kuchlariga qarshi dW_i ish bajaradi.

Termodinamikaning birinchi qonuniga muvofiq

$$dq = dU_i + dW_i. \quad (4.1)$$

Quruq va to'yinmagan havoni katta ishonchlilik bilan ideal gaz deb hisoblasa bo'ladi. Shuning uchun

$$dU_i = c_v dT_i, \quad (4.2)$$

$$dW_i = P d\nu_i, \quad (4.3)$$

bu yerda c_v - o'zgarimas hajm sharoitidagi havoning solishtirma issiqlik sig'imi, dT_i - havo zarrasi haroratining o'zgarishi, $d\nu_i$ - hajm orttirmasi.

Havoning solishtirma hajmi bevosita o'lchanmasligi sababli (4.3) ifoda hisob-kitoblar uchun noqulay. Quruq havo uchun gazlar holat tenglamasidan foydalanib bu kattalikni almashtiramiz.

$$P\nu_i = R_q T_i. \quad (4.4)$$

Ushbu tenglamani P , ν_i va T_i o'zgaruvchilari bo'yicha differensiallab,

$$P d\nu_i + \nu_i dP = R_q dT_i \quad (4.5)$$

tenglamaga ega bo'lamiz. (4.5) ni (4.3) qo'yamiz

$$dW_i = R_q dT_i - \nu_i dP. \quad (4.6)$$

(4.6) tenglamadagi ν_i ni (4.4) tenglamadan almashtirib,

$$dW_i = R_q dT_i - R_q T_i \frac{dP}{P} \quad (4.7)$$

tenglamani hosil qilamiz. (4.2) va (4.7) tenglamalarni (4.1) ga qo'yib,

$$dq = c_v dT_i + R_q dT_i - R_q T_i \frac{dP}{P}$$

yoki

$$dq = c_p dT_i - R_q T_i \frac{dP}{P} \quad (4.8)$$

tenglamalarni hosil qilamiz. Bu yerda $c_p = c_v + R_q$ (fizikadan ma'lum bo'lgan Mayyer tenglamasi).

(4.8) tenglama atmosfera fizikasida foydalaniluvchi termodinamikaning birinchi qonuni tenglamasi hisoblanadi. U issiqlik oqimi tenglamasi deb ham ataladi.

Quruq havo uchun $c_v = 718$ J/kg·K, $c_p = 1006$ J/kg·K, $c_p - c_v = 288$ J/kg·K,

$$\frac{c_p}{c_v} = \gamma = \frac{1}{41}.$$

(4.8) ga muvofiq

$$dT_i = \frac{dq}{c_p} + \frac{R_q T_i}{c_p} \frac{dP}{P} \quad (4.9)$$

ekanligiga, ya'ni zarra haroratining o'zgarishi nafaqat biror issiqlik miqdori dq ning uzatilishi, balki tashqi bosimning o'zgarishi bilan ham bog'liq bo'lishi mumkinligiga e'tibor qarataylik. Agar bosim ortsa ($dP > 0$), dq ning o'zgarishlarida zarra haroratining ortishi kuzatiladi va aksincha. Agar $dq = 0$ bo'lsa, u holda

$$dT_i = \frac{R_q T_i}{c_p} \frac{dP}{P}, \quad (4.10)$$

ya'ni atrof-muhit bilan issiqlik almashinuvi bo'lmaganda haroratning o'zgarishi faqat bosim o'zgarishlari bilan aniqlanadi.

Havo zarrasi haroratining o'zgarishi atrof-muhit bilan issiqlik almashinmasdan sodir bo'lishi mumkin. Bunday jarayon *adiabatik jarayon* deyiladi. Real sharoitlarda hech qaysi havo massasi atrof-muhitning issiqlik ta'siridan to'la izolyasiyalangan bo'lmaydi. Agar atmosfera jarayoni yetarlicha tez sodir bo'lsa va bu vaqt ichidagi issiqlik almashinuvi e'tiborga olmaydigan darajada kichik bo'lsa, yetarlicha aniqlik bilan jarayonni adiabatik deb hisoblash mumkin. Bunday jarayon uchun $dq = 0$. Quruq yoki nam to'yinmagan havoda sodir bo'layotgan adiabatik jarayonni ko'rib chiqamiz. Bunday jarayon *quruq adiabatik jarayon* deyiladi. Bu holda (4.8) tenglama quyidagi ko'rinishga keladi:

$$c_p dT_i = R_q T_i \frac{dP}{P}. \quad (4.11)$$

(4.11) tenglama differensial ko'rinishdagi adiabatik jarayon tenglamasidir.

Adiabatik jarayonda tashqi bosim kuchlariga qarshi ish faqat ichki energiya hisobiga bajariladi. Agar ish musbat, ya'ni kengayish yuz bersa ($dV_i > 0$), zarraning ichki energiyasi kamayadi ($dT_i < 0$), va aksincha, havo zarrasining siqilishida ($dV_i < 0$) uning ichki energiyasi ortadi ($dT_i > 0$).

Havo zarrasining ko'tarilishida uning hajmi ortadi ($dV_i > 0$), bosimi esa kamayadi ($dP < 0$). (4.11) ifodadan bunday sharoitda havo zarrasining harorati doimo kamayishi ($dT_i < 0$) kelib chiqadi.

(4.11) tenglamani quyidagi ko'rinishga keltiramiz:

$$\frac{dT_i}{T_i} = \frac{R_q}{c_p} \frac{dP}{P} \quad (4.12)$$

Bu tenglamani jarayon boshlanishidagi T_{i0} harorat va R_0 bosim qiymatidan ularning jarayon oxiridagi T_i va R qiymatlarigacha integrallaymiz:

$$\int_{T_{i0}}^{T_i} \frac{dT_i}{T_i} = \frac{R_q}{c_p} \int_{P_0}^P \frac{dP}{P}$$

va potentsirlashdan keyin

$$\frac{T_i}{T_{i0}} = \left(\frac{P}{P_0} \right)^{\frac{R_q}{c_p}} \quad (4.13)$$

Agar $\frac{c_p}{c_v} = \gamma$ munosabatni kiritsak, u holda $\frac{R_q}{c_v} = \frac{\gamma - 1}{\gamma} = 0,286$.

Endi (4.13) quyidagi ko‘rinishga keladi:

$$\frac{T_i}{T_{i0}} = \left(\frac{P}{P_0} \right)^{\frac{\gamma - 1}{\gamma}} \quad (4.14)$$

(4.13) va (4.14) tenglamalar *integral ko‘rinishdagi adiabatik jarayon tenglamasi* (Puasson tenglamasi) yoki *quruq adiabat tenglamasi*ni ifodalaydi.

To‘yinmagan nam havo uchun T_i harorat o‘rniga virtual haroratni olish kerak.

Vertikal bo‘ylab quruq adiabatik harakatlanishda havo zarrasining harorati qanday o‘zgarishini aniqlaylik. Buning uchun (4.12) tenglamada $\frac{dP}{P}$ nisbatni statika tenglamasi

($dP = -\rho g \cdot dz$) va quruq havoning holat tenglamasidan $\left(\rho = \frac{P}{R_q T} \right)$ foydalanib almashtiramiz:

$$-\frac{dT_i}{dz} = \frac{g}{c_p} \left(\frac{T_i}{T_e} \right), \quad (4.15)$$

bu yerda $-\frac{dT_i}{dz} = \gamma_a$ - quruq adiabatik gradiyent, ya’ni balandlik bo‘ylab adiabatik harakatlanishda quruq yoki to‘yinmagan nam havo zarrasi haroratining birlik masofaga to‘g‘ri keluvchi o‘zgarishi. $T_i \approx T_{ye}$ bo‘lganligi uchun:

$$\gamma_a = \frac{g}{c_p} \quad (4.16)$$

γ_a kattalik $0,98^\circ\text{C}/100 \text{ m} \approx 1^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ qiymatga ega. Shunday qilib adiabatik ko‘tarilayotgan quruq havo zarrasining harorati balandlikning har 100 m da taxminan 1°C ga kamayadi. Havo zarrasining tushishida esa uning harorati balandlikning har 100 m da 1°C ga ortadi.

$-\frac{dT_i}{dz} = \gamma_a$ tenglamani integrallash va yechimni

$$T_i = T_{i0} - \gamma_a (z - z_0) \quad (4.17)$$

ko‘rinishda yozish mumkin.

Real havo tarkibida doimo biror miqdordagi suv bug‘i bo‘ladi. Hisoblarning ko‘rsatishicha, agar suv bug‘i to‘yinish holatiga erishmasa, bunday nam havo haroratining adiabatik o‘zgarishi quruq havo haroratining adiabatik o‘zgarishidan kam

farqlanadi. Demak, to'yinish holatiga erishmagan nam havo uchun quruq havo haroratining adiabatik o'zgarishi uchun hosil qilingan (4.11), (4.14), (4.15) va (4.16) tenglamalardan foydalanish mumkin bo'ladi.

Nam havoning holat tenglamasi. Virtual harorat.

1. Atmosferadagi gazlarning holati harorat T , bosim R va zichlik ρ (yoki solishtirma hajm) kattaliklarining qiymatlari bilan belgilanadi. Bu uchta kattalik **holat tenglamasi** orqali o'zaro bog'lanadi.

Atmosferadagi karbonat angidridi va suv bug'idan tashqari barcha gazlar **kritik harorat**dan past bo'lgan haroratlarda bo'ladi. Karbonat angidridi gazining kritik harorati kuzatilayotgan havo haroratlaridan baland bo'lsa-da, u to'yingan holatda bo'lmaydi, chunki Yer atmosferasi sharoitida uning parsial bosimi kichik.

Gazning harorati uning kritik haroratidan qancha katta, uning parsial bosimi to'yinish parsial bosimidan qanchalik kichik bo'lsa, ko'rilayotgan gaz fizikaviy xususiyatlari bo'yicha ideal gazga shunchalik yaqin bo'ladi. Atmosfera havosi tarkibiga kiruvchi gazlar amalda ideal gaz hisoblanadi. Shuning uchun ideal gaz holat tenglamasini ularga qo'llash mumkin. Ushbu tenglamaga muvofiq quruq havo zichligini quyidagicha ifodalash mumkin:

$$\rho_q = \frac{P}{R_q T}, \quad (2.9)$$

bu yerda $R_q=287 \text{ J}/(\text{kg}\cdot\text{K})$ - quruq havoning solishtirma gaz doimiysi. (2.9) tenglama **quruq havoning holat tenglamasini** ifodalaydi.

2. Suv bug'ining fizikaviy xossalari ideal gaz xossalaridan farq qiladi, chunki atmosferada kuzatilayotgan haroratlarda suv bug'ining kritik haroratidan past. Biroq, tajribalarning ko'rsatishicha, suv bug'ining fizikaviy xususiyatlari ideal gaz xususiyatlariga yaqin ekan. Shu sababli yetarli aniqlik darajasi bilan suv bug'ining holat tenglamasini quyidagicha ifodalash mumkin:

$$\rho_b = \frac{e}{R_b T} \quad (2.10)$$

bu yerda $R_b=461 \text{ J}/(\text{kg}\cdot\text{K})$ – suv bug'ining solishtirma gaz doimiysi.

3. Nam havo quruq havo va suv bug'ining mexanik aralashmasidan iborat. Nam havoda quruq havo va suv bug'i hajm bo'yicha tekis taqsimlangan. Nam havoning zichligi quruq havoning va suv bug'ining zichliklari yig'indisiga teng bo'ladi:

$$\rho = \rho_q + \rho_b = \frac{P-e}{R_q T} + \frac{e}{R_b T}. \quad (2.11)$$

Quruq havo va suv bug'i solishtirma gaz doimiylarni orasidagi munosabatni

$$R_b=1,61\cdot R_q$$

hisobga olsak, (2.11) ifoda quyidagicha yoziladi:

$$\rho = \frac{P}{R_q T(1+0,378e/P)} \text{ yoki } \rho = \frac{P}{R_q T(1+0,608s)} \quad (2.12)$$

(2.12) formula **nam havoning holat tenglamasini** ifodalaydi.

Virtual harorat $T_v = T(1+0,378e/P)$ ifodasini kiritib, nam havo holat tenglamasini quyidagicha yozishimiz mumkin:

$$\rho = \frac{P}{R_q T_v} \quad (2.13)$$

4. **Virtual harorat** – bu quruq havoning shunday haroratiki, bu haroratda quruq havoning zichligi T harorat, R bosim va ye suv bug‘i elastikligiga ega bo‘lgan nam havoning zichligiga teng bo‘lishi lozim. (2.13) va (2.9) tenglamalarni taqqoslasak, bir xil harorat va bosimlarda nam havoning zichligi doimo quruq havoning zichligidan kichik bo‘lishi kelib chiqadi. Fizikaviy nuqtai nazardan bu nam havoning tarkibiga quruq havoning ma‘lum qisimini siqib chiqaruvchi birmuncha yengil suv bug‘ining kyelib qo‘shilishini anglatadi.

Virtual haroratni ko‘pincha $T_v = T + \Delta T_v$ yig‘indi ko‘rinishida ifodalashadi. Bu yerda ΔT_v - virtual qo‘shimcha. Bu ifodani (2.12) bilan taqqoslashdan

$$\Delta T_v = 0,378eT/P \quad (2.14)$$

ekanligi kelib chiqadi.

(2.14) dan ko‘rinadiki, havo zichligining o‘zgarishida virtual qo‘shimcha va namlikning roli past haroratlarda kichik, baland haroratlarda esa nisbatan katta bo‘ladi.

Havo termodinamik holatining politropik o‘zgarishi. Ideal gazda politropik jarayonlar. Politropik jarayonlar – bu sistema issiqlik sig‘imi doimiy qolgan jarayondir. Bunday jarayonlarning xususiy holi, ma‘lumki, avval o‘rganilgan izojarayonlardir. Ideal gazlar uchun politropa tenglamasini keltirib chiqarish adiabat tenglamasini keltirib chiqarish kabidir. Politropik jarayonlar uchun $dQ=CdT$ bo‘lib, bu yerda issiqlik sig‘imi $C=const$. Ideal gazlar uchun termodinamikaning birinchi qonunini quyidagi ko‘rinishda yozish mumkin:

$$CdT=C_vdT+pdV \quad (1)$$

Holat tenglamasini differensial shaklda qo‘llaymiz:

$$Vdp+pdV=RdT \quad (2)$$

Yozilgan tenglamadan dT ni qisqartirib:

$$\frac{C-C_p}{C-C_v} pdV + VdP = 0 \quad (3)$$

ni topamiz, bu yerda $C_P=C_V+R$.

Hosil qilingan tenglamaga quyidagi kattalik kiradi:

$$n = \frac{C-C_p}{C-C_v} \quad (4)$$

va unga politropa ko‘rsatgichi deyiladi. (3) tenglama $C=const$ ($n=const$) shartida $d(\ln pV^n)=0$ ko‘rinishga keladi va bundan

$$pV^n=const \quad (5)$$

ekanligi kelib chiqadi.

(5) ni (4) ni qo‘llagan holda qayta yozamiz:

$$pV^{\frac{C-C_p}{C-C_v}} = const \quad (6)$$

Avval o‘rganilgan jarayonlar (6) tenglama bilan ifodalanuvchi politropik jarayonlarning xususiy holi ekanligini ko‘rsatamiz. Shunday, $C=C_P$ bo‘lganida izobara uchun tenglama hosil bo‘ladi: $p=const$. $C=\pm\infty$ bo‘lganida (6) tenglama izotermalar oilasini ifoda etadi: $pV=const$. Adiabatik jarayonlar nolinci issiqlik sig‘imiga mos keladi: $C=0$ ($n=C_p/C_v=\gamma$). (6) tenglamadan izoxorik jarayon tenglamasini $C-C_p/C-C_v$ darajadan ildiz chiqarib hosil qilish mumkin:

$$Vp^{\frac{C-C_p}{C-C_v}} = const$$

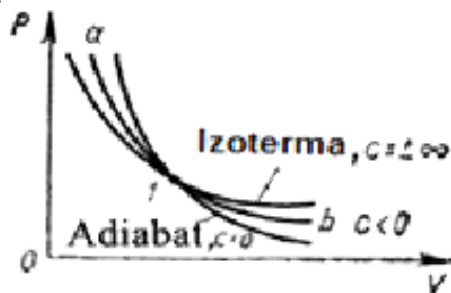
Bu tenglamaga muvobiq, $C=C_V$ bo‘lganda $V=const$ bo‘ladi.

Umumiy holda manfiy issiqlik sig'imli jarayonlar bo'lishi mumkin:

$$C=dQ/dT<0.$$

Bunday jarayonlarda issiqlik yutilishi temperaturaning pasayishi bilan kuzatiladi. Bunday jarayonlarning bo'lishi mumkinligi termodinamikaning birinchi qonuni bilan oson tushuntiriladi: $dQ=C_vdT+pdV$. Haqiqatda, agar $dQ>0$ va $dV>0$ bo'lsa yutilayotgan issiqlik pdV ishdan kichik bo'ladi, u holda $dT<0$ va $C=dQ/dT<0$. Boshqacha aytganda, manfiy issiqlik sig'imli jarayonlarda jism issiqlikning kelishi va uning ichki energiyasining kamayishi hisobiga ish bajaradi.

P va V koordinatalar sistemasida manfiy issiqlik sig'imli politropik o'zgarishlar egri chizig'i kesishuvchi izoterma va adiabat orasida joylashgan (2-rasm). I nuqtadan b nuqtaga o'tishda jarayonni ifodalovchi egri chiziq



2-rasm

adiabatadan yuqorida yotadi, bunday o'tishlarda issiqlik yutiladi ($dQ>0$). Biroq ko'rilayotgan soha izotermadan pastda yotganligi uchun jarayon temperaturaning pasayishi bilan boradi:

$$dT<0 \text{ va } C=dQ/dT<0.$$

Nazorat uchun savollar

1. Atmosfera dinamikasini qanday tenglamalari mavjud?
2. Atmosfera termodinamikasi deganda nimani tushunasiz?
3. Atmosfera termodinamikasining birinchi qonunida nima berilgan?
4. Atmosfera termodinamikasining qanday asosiy tenglamalari mavjud?
5. Quruq va nam havo uchun qanday holat tenglamalari mavjud?
6. Politropik jarayon nima?

14-15-Mavzu. Adiabatik jarayonlar

Reja:

1. Adiabatik jarayonlar va nam adiabatik jarayonlar.
2. Atmosferaning turg'unlik shartlari va nam adiabatik gradiyent.
3. Havo zarrasining quruq adiabatik va nam adiabatik harakatiga nisbatan atmosferaning stratifikatsiyasi.
4. Konveksiya va kondensatsiya sathlari.
5. Stratifikatsiyaning sutkalik o'zgarishi.
6. Havo massalarining stratifikatsiyasi.
7. Potensial turg'unlik va noturg'unlik.
8. Noturg'unlik energiyasi va termodinamik grafiklar.

Tayanch iboralar. *Adiabatik jarayonlar, nam adiabatik jarayonlar, atmosferaning turg'unlik shartlari, nam adiabatik gradiyent, Konveksiya, havo zarrasi, quruq adiabatik harakat, nam adiabatik harakat, atmosferaning stratifikatsiyasi, kondensatsiya sathlari, Stratifikatsiyaning sutkalik o'zgarishi, havo massalari, potensial turg'unlik va noturg'unlik, noturg'unlik energiyasi, termodinamik grafiklar.*

Adiabatik jarayon. Havo zarrasi haroratining o'zgarishi atrof-muhit bilan issiqlik almashinmasdan sodir bo'lishi mumkin. Bunday jarayon *adiabatik jarayon* deyiladi. Real sharoitlarda hech qaysi havo massasi atrof-muhitning issiqlik ta'siridan to'la izolyasiyalangan bo'lmaydi. Agar atmosfera jarayoni yetarlicha tez sodir bo'lsa va bu vaqt ichidagi issiqlik almashinuvi e'tiborga olmaydigan darajada kichik bo'lsa, yetarlicha aniqlik bilan jarayonni adiabatik deb hisoblash mumkin. Bunday jarayon uchun $dq=0$. Quruq yoki nam to'yinmagan havoda sodir bo'layotgan adiabatik jarayonni ko'rib chiqamiz. Bunday jarayon *quruq adiabatik jarayon* deyiladi. Bu holda (4.8) tenglama quyidagi ko'rinishga keladi:

$$c_p dT_i = R_q T_i \frac{dP}{P}. \quad (4.11)$$

(4.11) tenglama differensial ko'rinishdagi adiabatik jarayon tenglamasidir.

Adiabatik jarayonda tashqi bosim kuchlariga qarshi ish faqat ichki energiya hisobiga bajariladi. Agar ish musbat, ya'ni kengayish yuz bersa ($dV_i > 0$), zarraning ichki energiyasi kamayadi ($dT_i < 0$), va aksincha, havo zarrasining siqilishida ($dV_i < 0$) uning ichki energiyasi ortadi ($dT_i > 0$).

Havo zarrasining ko'tarilishida uning hajmi ortadi ($dV_i > 0$), bosimi esa kamayadi ($dP < 0$). (4.11) ifodadan bunday sharoitda havo zarrasining harorati doimo kamayishi ($dT_i < 0$) kelib chiqadi.

(4.11) tenglamani quyidagi ko'rinishga keltiramiz:

$$\frac{dT_i}{T_i} = \frac{R_q}{c_p} \frac{dP}{P}. \quad (4.12)$$

Bu tenglamani jarayon boshlanishidagi T_{i0} harorat va P_0 bosim qiymatidan ularning jarayon oxiridagi T_i va P qiymatlarigacha integrallaymiz:

$$\int_{T_{i0}}^{T_i} \frac{dT_i}{T_i} = \frac{R_q}{c_p} \int_{P_0}^P \frac{dP}{P}$$

va potentsirlashdan keyin

$$\frac{T_i}{T_{i0}} = \left(\frac{P}{P_0} \right)^{\frac{R_q}{c_p}}. \quad (4.13)$$

Agar $\frac{c_p}{c_v} = \gamma$ munosabatni kiritsak, u holda $\frac{R_q}{c_p} = \frac{\gamma - 1}{\gamma} = 0,286$.

Endi (4.13) quyidagi ko'rinishga keladi:

$$\frac{T_i}{T_{i0}} = \left(\frac{P}{P_0} \right)^{\frac{\gamma - 1}{\gamma}} \quad (4.14)$$

(4.13) va (4.14) tenglamalar *integral ko'rinishdagi adiabatik jarayon tenglamasi* (Puasson tenglamasi) yoki *quruq adiabat tenglamasi*ni ifodalaydi.

To'yinmagan nam havo uchun T_i harorat o'rniga virtual haroratni olish kerak.

Vertikal bo'ylab quruq adiabatik harakatlanishda havo zarrasining harorati qanday o'zgarishini aniqlaylik. Buning uchun (4.12) tenglamada $\frac{dP}{P}$ nisbatni statika tenglamasi

($dP = -\rho g \cdot dz$) va quruq havoning holat tenglamasidan $\left(\rho = \frac{P}{R_q T} \right)$ foydalanib almashtiramiz:

$$-\frac{dT_i}{dz} = \frac{g}{c_p} \left(\frac{T_i}{T_e} \right), \quad (4.15)$$

bu yerda $-\frac{dT_i}{dz} = \gamma_a$ - quruq adiabatik gradiyent, ya'ni balandlik bo'ylab adiabatik harakatlanishda quruq yoki to'yinmagan nam havo zarrasi haroratining birlik masofaga to'g'ri keluvchi o'zgarishi. $T_i \approx T_{ye}$ bo'lganligi uchun:

$$\gamma_a = \frac{g}{c_p} \quad (4.16)$$

γ_a kattalik $0,98^\circ\text{S}/100 \text{ m} \approx 1^\circ\text{S}/100 \text{ m}$ qiymatga ega. Shunday qilib adiabatik ko'tarilayotgan quruq havo zarrasining harorati balandlikning har 100 m da tahminan 1°S ga kamayadi. Havo zarrasining tushishida esa uning harorati balandlikning har 100 m da 1°S ga ortadi.

$-\frac{dT_i}{dz} = \gamma_a$ tenglamani integrallash va yechimni

$$T_i = T_{i0} - \gamma_a(z - z_0) \quad (4.17)$$

ko'rinishda yozish mumkin.

Real havo tarkibida doimo biror miqdordagi suv bug'i bo'ladi. Hisoblarning ko'rsatishicha, agar suv bug'i to'yinish holatiga erishmasa, bunday nam havo haroratining adiabatik o'zgarishi quruq havo haroratining adiabatik o'zgarishidan kam farqlanadi. Demak, to'yinish holatiga erishmagan nam havo uchun quruq havo haroratining adiabatik o'zgarishi uchun hosil qilingan (4.11), (4.14), (4.15) va (4.16) tenglamalardan foydalanish mumkin bo'ladi.

Potensial harorat. Quruq adiabatik jarayonning muhim xarakteristikalaridan biri *potensial harorat*dir. Boshlang'ich sathdan 1000 gPa bosimli sathga quruq adiabatik tushirilganda yoki ko'tarilganda havo zarrasi qabul qiladigan harorat potensial harorat θ deb ataladi.

Agar $R_0=1000 \text{ gPa}$, bu sathdagi haroratni $T_{i0} = \theta$ deb olsak, u holda (4.14) Puasson tenglamasini quyidagi ko'rinishda yozish mumkin:

$$\theta = T_i \left(\frac{1000}{P} \right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}} \quad (4.18)$$

Potensial harorat juda muhim xossaga ega – ayni bir havo zarrasining quruq adiabatik harakatlanishida u o'z qiymatini doimiy saqlab turadi. Bu xossa amaliyotda havo massalarining xarakteristikasi sifatida foydalaniladi.

Agar (4.18) tenglamani logariflasak va differensiallasak

$$\frac{d\theta}{\theta} = \frac{dT_i}{T_i} - \frac{R_q}{c_p} \frac{dP}{P} \quad (4.19)$$

tenglamani hosil qilamiz.

(4.12) tenglamaga muvofiq adabiatik jarayonda (4.19) tenglamaning o'ng tomoni nolga teng. Demak, $\frac{d\theta}{\theta} = 0$, $d\theta = 0$ va $\theta = const$, ya'ni adiabatik harakatlarda potensial harorat o'zgarmaydi.

Agar havo massasining harakatlanishi jarayonida uning potensial harorati o'zgarsa, bu massaga issiqlikning kelishi yoki ketishi sodir bo'lganidan dalolat beradi. (4.19) va (4.8) tenglamalarni taqqoslash buni isbotlaydi, ya'ni

$$dq = c_p T_i \frac{d\theta}{\theta} \quad (4.20)$$

potensial haroratning o'zgarishi havo zarrasi to'liq energiyasining o'zgarishi bilan bog'liq.

Quruq havo uchun statika va holat tenglamalaridan foydalanib, (4.19) tenglamaning o'ng tomonidagi ikkinchi hadni $-\frac{R_q}{c_p} \frac{dP}{P} = \frac{gT_i}{T_e} dz$ ko'rinishiga olib

kelamiz. U holda (4.19) tenglama quyidagicha yoziladi:

$$c_p T_i \frac{d\theta}{\theta} = c_p dT_i + \frac{gT_i}{T_e} dz \quad (4.21)$$

Tenglamaning ko'rinishini quyidagicha o'zgartiramiz

$$c_p T_i \frac{d\theta}{\theta} = c_p dT_i + g dz + \frac{g(T_i - T_e)}{T_e} dz. \quad (4.22)$$

Quyidagi belgilashlarni kiritamiz:

$$c_p dT_i = dE_i + const - \text{issiqlik qiymati yoki entalpiya};$$

$$g dz = d\Phi^* + const - \text{potensial energiya (geopotensial)};$$

$$\frac{g(T_i - T_e)}{T_e} dz = dN_i + const - \text{noturg'unlik energiyasi}.$$

Belgilashlarni e'tiborga olsak, (4.22) tenglama quyidagicha yoziladi:

$$c_p T_i \frac{d\theta}{\theta} = dE_i + d\Phi^* + dN_i \text{ yoki } c_p T_i \frac{d\theta}{\theta} = d\Pi_i, \quad (4.23)$$

bu yerda $\Pi_i = E_i + \Phi^* + N_i$ - birlik massali zarraning to'liq energiyasi.

Shunday qilib, havo zarrasining adiabatik harakatlarida uning to'liq energiyasi o'zgarmaydi:

$$E_i + \Phi^* + N_i = const \quad (4.24)$$

Potensial harorat va energiya.

Gazning energiyasi

$$S = \int \frac{d\theta}{T} \quad (4.25)$$

integral orqali ifodalanadi. Quruq havo uchun

$$\frac{d\theta}{T} = c_p \frac{dT_i}{T_i} - R_q \frac{dP}{P}$$

$$\text{yoki} \quad S = c_p \ln \frac{T_i}{T_{i0}} - R_q \ln \frac{P}{P_0} = c_p \left(\ln \frac{T_i}{T_{i0}} - \frac{R_q}{c_p} \ln \frac{P}{P_0} \right) \quad (4.26)$$

(4.26) ifodani logariflaymiz

$$\ln \theta = \ln T_i + \frac{R_q}{c_p} (\ln 1000 - \ln P) \quad (4.27)$$

(4.26) va (4.27) dan quyidagini hosil qilamiz

$$S = c_p \ln \theta - \left(c_p \ln T_{i0} - R_q \ln \frac{P_0}{1000} \right) = c_p \ln \theta + C, \quad (4.28)$$

bu yerda S – miqdoran boshlang'ich shartlarni ifodalaydi.

Shunday qilib, gazning potensial harorati qancha yuqori bo'lsa, uning entropiyasi shuncha katta bo'ladi. Adiyatik jarayonda potensial harorat va, demak, energiya ham o'zgarmaydi. Shuning uchun adiyatik jarayonni *izoentropik* deb hisoblash mumkin.

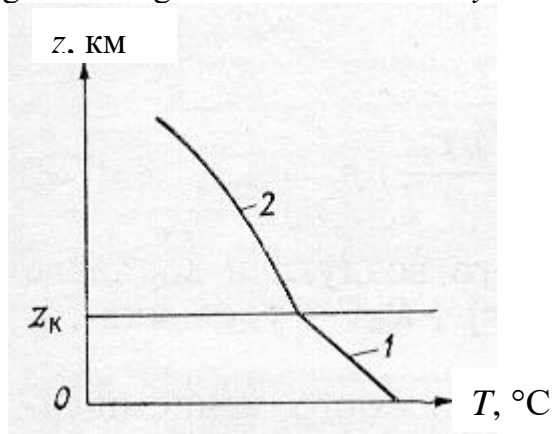
Amaliy maqsadlarda ma'lum, masalan, potensial haroratning 273°, 283°S va boshqa qiymatlari uchun, izoentropik sirtning balandliklari kartalarini qurish mumkin. Bu kartalarga suv bug'ining massa ulushi, shamolning tezligi va yo'nalishi qiymatlari tushiriladi.

Bu kartalarning qo'llanilishi izoentropik sirt bo'ylab harakatlanishda hech qanday ish bajarilmasligiga asoslanadi. Bu holda izoentropik karta atmosferadagi yirik masshtabli harakatlarni, shu jumladan, havoning yuqorilama va pastlama oqimlarini xarakterlaydi.

Izoentropik kartalar bunday harakatlarning izoentropik tahlili amaliyotida qo'llaniladi.

Nam adiyatik jarayonlar. Suv bug'iga to'yinmagan nam havo zarrasining ko'tarilishida uning harorati quruq adiyatik qonun bo'yicha kamayadi (ya'ni har 100 m da 1°S ga). Bu zarradagi havo massasining doimiyliigi sababli suv bug'ining massa ulushi s ham o'zgarmasdan qoladi.

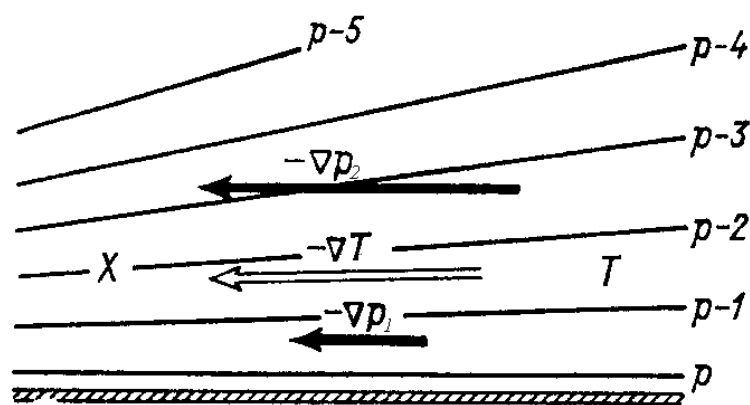
O'zgarmas namlik miqdoriga ega bo'lgan havo zarrasi haroratining pasayishi oqibatida uning nisbiy namligi ortib boradi va ma'lum sathda 100% yetadi. To'yinmagan nam havo to'yinish holatiga erishadigan sath z_k *kondensatsiya sathi* deb ataladi (1-rasm).



1-rasm. Nam havoning holat egri chizig'i. 1 - quruq adiyabata, 2 - nam adiyabata.

Agar to'yinishga erishgan nam havo zarrasi kondensatsiya sathidan yuqoriga ko'tarilsa, haroratning yanada pasayishi oqibatida suv bug'ining kondensatsiyalanishi boshlanadi. Kondensatsiyalanishda bug' hosil bo'lishining yashirin issiqligi ajralib chiqadi (1 kg suv bug'i kondensatsiyasida 2,5 MJ atrofida). Buning oqibatida kondensatsiya sathidan yuqorida zarraning harorati sekinroq kamayadi. Kengayish ishining bir qismi kondensatsiya issiqligi hisobiga amalga oshirilishi bunga sabab bo'ladi. To'yingan nam havoda sodir bo'luvchi adiyatik jarayon *nam adiyatik jarayon* deb ataladi.

Adiyatik harakatlanishda havo zarrasi haroratining o'zgarishini xarakterlovchi egri chiziq holat egri chizig'i, adiyatik ko'tarilishda bu egri chiziqning to'yingan zarra haroratining o'zgarishiga mos keluvchi qismi esa *nam adiyabata* deyiladi (2-rasm). Nam adiyatik jarayon bo'yicha ko'tarilishda zarra haroratining birlik masofaga to'g'ri keluvchi o'zgarishi *nam adiyatik gradiyent* (γ'_a) deb ataladi.



2-rasm. Harorat va bosimning gorizontali gradiyentlari orasidagi bog'liqlik.

Nam adiabatik gradiyentning qiymatlari doim quruq adiabatik gradiyentdan kichik bo'ladi hamda harorat va bosimga bog'langan havo zarrasidagi namlik miqdoriga (suv bug'ining massa ulushiga) bog'liq bo'ladi (1-jadval).

1-jadval

Nam adiabatik gradiyentning qiymatlari ($^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$)

R, gPa	T, $^{\circ}\text{C}$					
	-60	-40	-20	0	20	40
1000	0,973	0,950	0,856	0,658	0,532	0,315
800	0,972	0,944	0,831	0,614	0,489	0,294
400	0,968	0,914	0,730	0,478	0,371	0,243
100	0,943	0,774	0,458	0,269	0,226	0,163

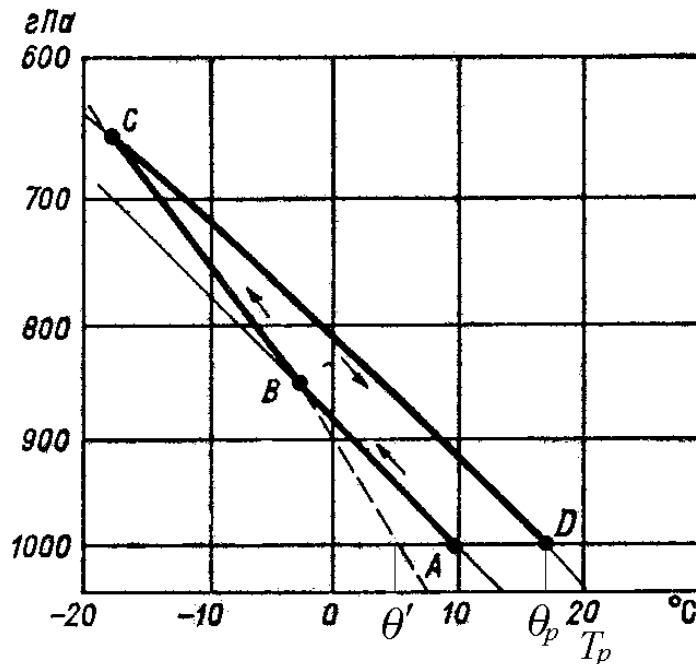
Harorat ortishi bilan ($R=const$ bo'lganda) nam adiabatik gradiyent kamayadi va past haroratlarda quruq adiabatik gradiyentga yaqinlashadi. Bosimning ortishi bilan ($T=const$ bo'lganda) γ'_a ortadi. Atmosferada kuzatiluvchi real sharoitlarda nam adiabatik gradiyentning qiymati odatda $0,5^{\circ}\text{S}/100\text{ m}$ dan katta va $0,95^{\circ}\text{S}/100\text{ m}$ dan kichik bo'ladi.

Nam adiabatik jarayon yopiq (yoki qaytuvchan) termodinamik jarayon hisoblanadi. Shuning uchun havo zarrasining tushishida uning harorati nam adiabatik qonun bo'yicha ortadi.

Kondensatsiya sathidan yuqorida termodinamik jarayon boshqacha rivojlanishi ham mumkin. Suv bug'ining kondensatsiyasi natijasida hosil bo'lgan bulutdan yog'inlar (yomg'ir, qor) yog'ishi mumkin. Bu holda havo zarrasining tushishida uning isishi natijasida suv bug'i darhol to'yinish holatidan uzoqlashadi, uning harorati esa quruq adiabatik qonun bo'yicha kamayadi. Shunday qilib, qaralayotgan havo massasida qaytmas jarayon yuz berdi. Havo zarrasi dastlabki holatiga qaytmadi, uning jarayon oxiridagi harorati boshlang'ich haroratidan yuqori bo'lib qoldi (3-rasm). Tavsiflab o'tilgan jarayon *psevdoadiabatik jarayon* deyiladi.

Psevdoekivalent (Tr) va psevdopotensial harorat (θ_p) psevdoadiabatik jarayonning muhim xarakteristikalari hisoblanadi. Havo zarrasi boshlang'ich sathdan kondensatsiya sathigacha quruq adiabatik, undan keyin suv bug'ining to'liq kondensatsiyasigacha nam adiabatik ko'tarilib, so'ngra boshlang'ich holatgacha quruq adiabatik tushirilganda u qabul qiladigan harorat psevdoekivalent harorat deb ataladi. Agar zarra to'liq kondensatsiya sathidan 1000 gPa sathgacha quruq adiabatik tushirilsa, uning qabul qilgan harorati psevdopotensial harorat deyiladi (3-rasm). Bu ikkala haroratlar o'rtasidagi munosabatni (4.18) Puasson tenglamasi asosida ifodalash mumkin:

$$\theta_p = T_p \left(\frac{1000}{P} \right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}} \quad (4.29)$$



3-rasm. Psevdoadiabatik jarayon.

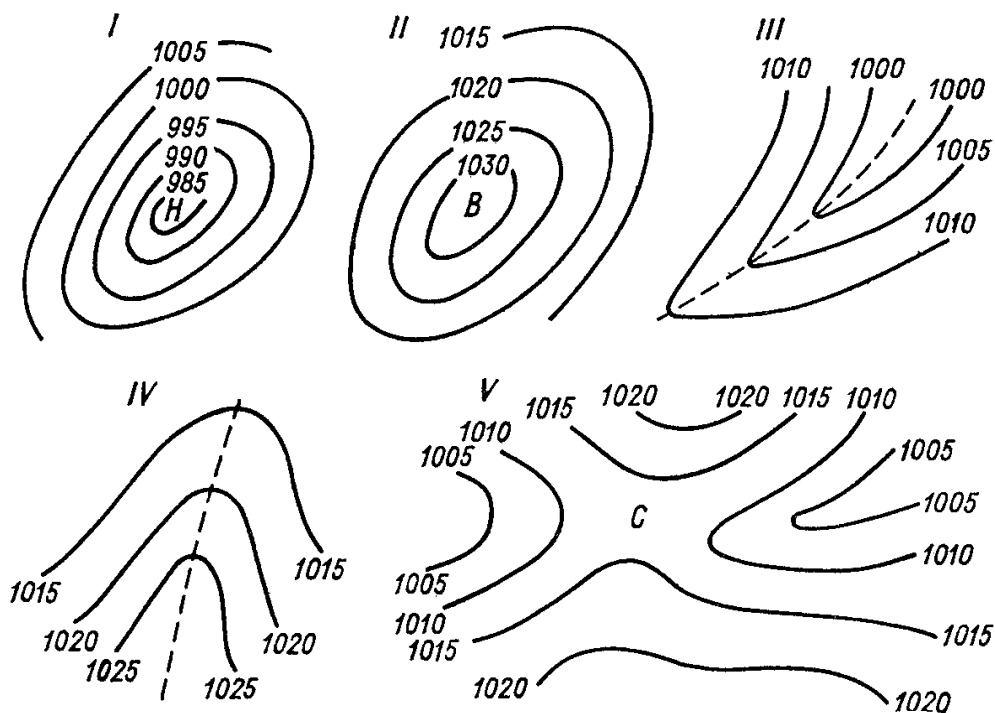
AV quruq adiabata, VS – nam adiabata, SD quruq adiabata,
 T_r – psevdokvivalent harorat, θ_p – psevdopotensial harorat,
 θ' – namlangan termometrning potensial harorati.

Psevdopotensial harorat kondensatsiya sodir bo'lgan havo massasining konservativ xarakteristikasi hisoblanadi. Nam zarra qayerda bo'lishidan qat'iy-nazar, agar uning harakatlanishi adiabatik qonuniyat (ya'ni ma'lum qonuniyat) bo'yicha yuz bersa, bu zarraning psevdopotensial harorati doimiy qiymatga ega bo'ladi. θ_p ning o'zgarishi havo massasiga noadiabatik ta'sirlarning (issiqlik kelishi yoki ketishi) miqdoriy ko'rsatkichi bo'lib xizmat qiladi.

Ho'llangan termometrning potensial harorati (θ') ham shunday konservativ xarakteristika hisoblanadi. Bu harorat nam zarra z_k kondensatsiya sathidan $R_0=1000$ gPa sathga nam adiabatik tushirilganda qabul qiladigan haroratdir (4-rasm).

Konveksiya. Havo zarrasining quruq adiabatik va nam adiabatik harakatiga nisbatan atmosferaning stratifikatsiyasi. Umumiy holda konveksiya – bu tartibsiz oqimlar yoki “pufaklar” yoki “termiklar” shakllanishi bilan ifodalanuvchi havo massalarining yuqorilama harakatidir. Konveksiyaning hosil bo'lish sabablariga ko'ra faqat Arximed kuchi ta'sirida hosil bo'luvchi erkin (sof termik) va majburiy (yoki dinamik) konveksiyalar farqlanadi. Real sharoitlarda yer sirti termik jihatdan bir jinsli bo'lmaydi. Shuning uchun atmosferada konvektiv elementlarning ko'proq yoki kamroq to'g'ri fazoviy taqsimotiga ega bo'lgan bir jinsli bo'lmagan konveksiya yuzaga keladi.

Erkin (termik) konveksiyaning yuzaga kelish shartlarini qo'rib chiqamiz. Vertikal harakatlanayotgan havo zarrasining birlik hajmiga ikkita kuch ta'sir ko'rsatadi: pastga yo'nalgan og'irlik kuchi $\rho_i g$ va yuqoriga yo'nalgan siqib chiqaruvchi Arximed kuchi $\rho_e g$. Bu kuchlarning teng ta'sir etuvchisi $g(\rho_e - \rho_i)$ *suzuvchanlik kuchi* deb ataladi.



4-rasm. Turli barik tizimlarning dengiz sathidagi izobaralari.

Nyutonning ikkinchi qonuniga muvofiq, bu birlik havo hajmining tezlanishi quyidagicha bo'ladi:

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g \frac{\rho_e - \rho_i}{\rho_i}, \quad (4.30)$$

bu yerda g – erkin tushish tezlanishi, ρ_i va ρ_e mos ravishda havo zarrasi va atrofdagi havoning zichligi.

Zichlikni holat tenglamasidan almashtirib, quyidagini hosil qilamiz:

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g \frac{T_i - T_e}{T_e} \quad (4.31)$$

(4.31) tenglama *konveksiya tezlanishi tenglamasi* deyiladi.

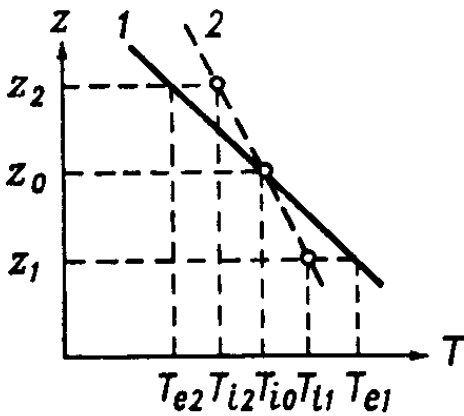
Agar $T_i - T_e > 0$ bo'lsa, konveksiya tezlanishi ham musbat bo'ladi va zarra yuqoriga ko'tarila boshlaydi. Aksincha, agar zarra harorati atrofdagi havo haroratidan kichik bo'lsa, konveksiya tezlanishi manfiy va zarra pastga harakatlanadi. Agar zarra va atrofdagi havo harorati bir xil bo'lsa, u holda tezlanish bo'lmaydi.

T_{ye} harorat va boshqa meteorologik kattaliklarning balandlik bo'yicha taqsimoti *atmosfera stratifikatsiyasi* deyiladi. Umumiy holda ko'pchilik omillarning ta'siri natijasida atmosferada haroratning vertikal taqsimoti yetarlicha murakkab va xilma-xil bo'lishi mumkin.

Havo zarrasi atrofidagi T_{ye} haroratning turli qatlamlardagi taqsimoti haroratning vertikal gradiyenti $\gamma = -\frac{\partial T_e}{\partial z}$ bilan xarakterlanadi.

Atmosferaning biron bir sathida havo zarrasini ajratib olamiz va uni boshlang'ich holatdan yuqoriga yoki pastga harakatlantiramiz. Zarra atrofdagi havoning holatiga issiqlik ta'sirini o'tkazmasligi uchun uni adiabatik harakatlantirishimiz lozim. Zarra harorati T_i ning o'zgarishi quruq adiabatik gradiyent γ_a qiymati bilan xarakterlanadi.

Atmosferada haroratning balandlik bo'yicha taqsimlanishining uchta har xil hollari uchun γ va γ_a kattaliklarni taqqoslaymiz.



5-rasm. Noturg'unlik mezonlarini keltirib chiqarishga doir.

- 1 – stratifikatsiya egri chizig'i,
- 2 - quruq adiabat.

holati noturg'un holat deyiladi, $\gamma > \gamma_a$ bo'lgandagi atmosfera stratifikatsiyasi esa *quruq noturg'un stratifikatsiya* deb yuritiladi.

b. Gradiyent $\gamma = \gamma_a$. Atmosferada harorat balandlik bo'yicha $1^\circ\text{S}/100\text{ m}$ ga kamayadi. Bu holatda uchchala sathda ham:

$$T_{i0} = T_{e0}, T_{i1} = T_{e1}, T_{i2} = T_{e2} \text{ bo'ladi.}$$

Demak, zarra qaysi sathda bo'lmasin uning tezlanishi doim nolga teng. $\gamma = \gamma_a$ bo'lgandagi atmosferaning termik holati *quruq befarq* (yoki *muvozanat stratifikatsiya*) deb yuritiladi.

v. Gradiyent $\gamma < \gamma_a$. Atmosferada harorat balandlik bo'yicha $1^\circ\text{S}/100\text{m}$ dan sekinroq kamayadi. Bu holda z_2 sathda $T_{i2} < T_{e2}$ shart bajariladi va zarra manfiy tezlanish oladi, ya'ni o'zining boshlang'ich holatiga tomon harakatlanadi. z_1 sathda esa, aksincha $T_{i1} > T_{e1}$ bo'ladi va zarra boshlang'ich holatiga qaytishda musbat tezlanish oladi.

Shunday qilib, bu holda zarra boshlang'ich sathdan qaysi tomonga siljirilganidan qat'iy-nazar, unga o'tkazilayotgan ta'sir to'xtatilganidan so'ng doim o'zining boshlang'ich holatiga qaytadi. $\gamma < \gamma_a$ bo'lgandagi atmosfera stratifikatsiyasi *quruq turg'un stratifikatsiya* deb yuritiladi.

Yuqorida nam adiabatik gradiyent doim quruq adiabatik gradiyentdan kichik bo'lishi aniqlangan edi. Shuning uchun, quruq adiabatik va nam adiabatik harakatga nisbatan atmosfera stratifikatsiyasining quyidagi besh ko'rinishi mavjud bo'ladi:

- a) $\gamma > \gamma_a > \gamma'_a$ - quruq va nam noturg'un yoki mutlaq noturg'un;
- b) $\gamma = \gamma_a > \gamma'_a$ - quruq befarq va nam noturg'un;
- v) $\gamma_a > \gamma > \gamma'_a$ - quruq turg'un va nam noturg'un;
- g) $\gamma_a > \gamma = \gamma'_a$ - quruq turg'un va nam befarq;
- d) $\gamma_a > \gamma'_a > \gamma$ - quruq va nam turg'un yoki mutlaq turg'un stratifikatsiya.

Atmosfera stratifikatsiyasining turli ko'rinishlarida potensial haroratning balandlik bo'yicha taqsimlanishini ko'rib chiqamiz. Buning uchun (4.18) formulani logarifmlaymiz va balandlik bo'yicha hosila olamiz:

$$\frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{R_q}{c_p P} \frac{\partial P}{\partial z}, \quad (4.32)$$

bunda atmosferadagi jarayonni qarayatganimiz uchun «i» indeksni tushirib qoldiramiz. Statika tenglamasidan foydalanib (4.32) ni o'zgartiramiz:

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\theta}{T} (\gamma_a - \gamma) \quad (4.33)$$

(4.33) formuladan quruq noturg'un ($\gamma > \gamma_a$) stratifikatsiyada $\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$, quruq befarq ($\gamma = \gamma_a$) stratifikatsiyada $\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$, quruq turg'un ($\gamma < \gamma_a$) stratifikatsiyada $\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$ ekanligi kelib chiqadi.

Stratifikatsiyaning sutkalik o'zgarishi. Havo massalarining stratifikatsiyasi. Sutka davomida atmosferaning stratifikatsiyasi o'zgaradi. Quruqlikda, tuproq sirti haroratining sutkalik yurishi katta bo'lgan sharoitlarda (ayniqsa yozda), kunduzi havoning pastki qatlamlari tuproqdan katta issiqlik oladi va vertikal harorat gradiyentlari ortadi. Yer yaqini qatlamida bu gradiyentlar quruq adiabatik gradiyentdan ancha katta bo'lishi mumkin. Shunday qilib, atmosfera stratifikatsiyasi noturg'un bo'ladi va konveksiya paydo bo'ladi.

Stratifikatsiyaning noturg'unligi kabi konveksiya ham tushda va tushdan keyingi dastlabki soatlarda ayniqsa katta bo'ladi. Shuning uchun konveksiya bilan bog'liq bo'lgan to'p-to'p bulutlar aynan tushdan so'ng maksimal rivojlanishga ega bo'ladi. Kechga tomon stratifikatsiya turg'unlashadi, havoning yerga yaqin qatlamlari tuproqdan soviydi, tungi soatlarda esa stratifikatsiya shunchalik turg'un bo'ladi, yer yaqinida harorat inversiyalari, ya'ni tuproq ustidagi havo haroratining balandlik bo'yicha kamayishi emas, balki ortishi kuzatiladi. Konveksiyaning sutkaning bu vaqtda so'nishi o'z-o'zidan tushunarli.

Dengiz ustida sharoit boshqacha bo'ladi. Dengiz sirtida haroratning sutkalik yurishi juda kichik. Shuning uchun dengiz ustida noturg'unlikning sezilarli kunduzgi ortishi kuzatilmaydi. Demak, konveksiyaning rivojlanishida tushdan keyingi maksimum bo'lmaydi. Aksincha, dengiz ustida stratifikatsiyaning noturg'unligi tungi soatlarda biroz ortadi. Bunday holat dengiz sirtida tunda harorat deyarli kunduzgidek qolishi, balandliklarda – erkin atmosferada esa havoning nurlanishi oqibatida tunda haroratning pasayishi bilan bog'liq. Shuning uchun dengiz ustida tunda vertikal harorat gradiyentlari biroz ortadi va konveksiya jarayoni kuchayadi.

Termik xossalari turlicha bo'lgan havo massalari stratifikatsiya sharoitlari bo'yicha farqlanadi.

Iliq havo massasi sovuqroq to'shalgan sirt tomonga harakatlanadi. Bunda havo massasi pastdan sovib boradi. Bunday sovish dastlab havo massasining eng quyi qatlamlariga, so'ngra so'nuvchi ko'rinishda sekin-asta yuqoriga tarqaladi. Demak, havo massasining quyi qatlamlarida vertikal harorat gradiyentlari kamayadi. Tipik iliq massada, ayniqsa qishda qit'a ustida, pastki bir kilometrli qatlamda vertikal harorat gradiyentlari $0,2-0,4^\circ\text{S}/100\text{ m}$, ya'ni berilgan sharoitlar uchun nam adiabatik gradiyentlardan kichik. Boshqacha aytganda, pastki yuz metrda havo massasi nafaqat quruq turg'un, balki nam turg'un stratifikatsiyaga ega bo'ladi.

Bunda konveksiyaning susayishi va so'nishi kuzatilishi ayon. Turg'un massadagi suv bug'ining kondensatsiyasi tumanlar va shivalama yomg'ir yoki qishda mayda qor yog'inlarini beruvchi quyi qatlam qatlamli bulutlari shaklida yuz byeradi.

Sovuq havo massasi issiqroq to'shalgan sirt tomonga harakatlanadi va pastdan isiydi. Shuning uchun sovuq havo massasida pastki bir necha kilometrli qatlamda nam adiabatik gradiyetalardan katta $0,7-0,8^{\circ}\text{S}/100\text{ m}$ harorat gradiyentlari hosil bo'ladi. Bu holat sovuq havo massasi bu qatlamlarda noturg'un stratifikatsiyaga ega bo'lishni bildiradi. Bunday massada konveksiya kuchli rivojlanadi, suv bug'ining kondensatsiyasi esa jala yog'inlarini beruvchi to'p-to'p va yomg'irli to'p-to'p bulutlar ko'rinishida yuz beradi.

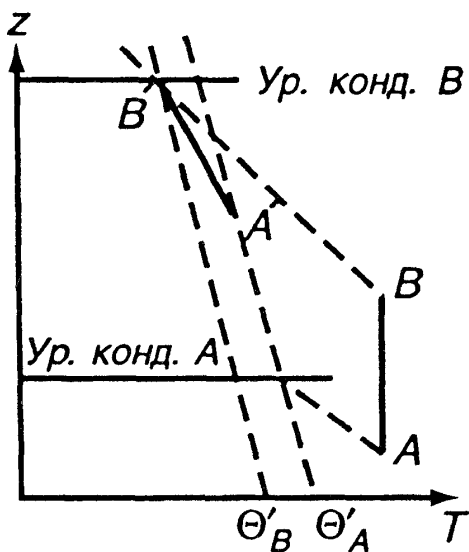
Mahalliy havo massalari qishda, sovigan quruqlik ustida, turg'un, yozda esa, isigan tuproq ustida, noturg'un bo'ladi. Shuning uchun o'rta kengliklarda quruqlik ustida qishda ko'proq qatlamli bulutlar, yozda esa to'p-to'p bulutlar kuzatiladi.

Potensial turg'unlik va noturg'unlik. Real sharoitlarda katta hajmli havoning vertikal aralashuvlari kuzatiladi. Bu jarayon havo massasining front sirti bo'lab yuqorilama harakatida, tog' tizmasidan oshib o'tishida va boshqa hollarda sodir bo'ladi. Bunday harakatlarda aralashish yuz berayotgan havo qatlami nisbiy namligining vertikal taqsimotiga bog'liq holda nam havoning stratifikatsiyasi sezilarli o'zgarishi mumkin.

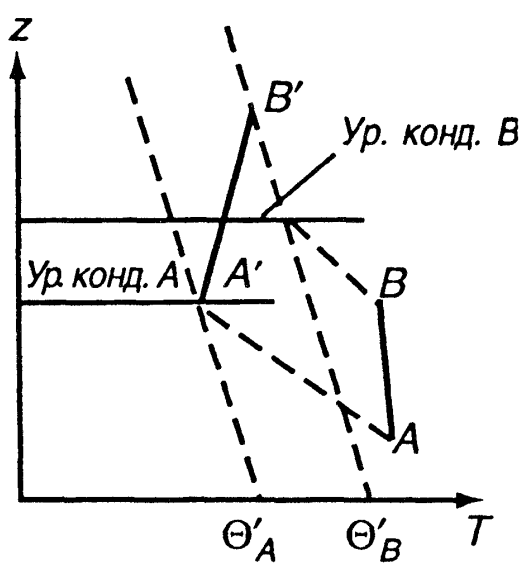
Ikki holni ko'rib chiqamiz. Birinchi holda havo qatlamining ko'tarilishgacha bo'lgan stratifikatsiyasi mutlaqo noturg'un (11-rasm). Qatlamning quyi qismidagi nisbiy namlik (T_A) uning yuqori chegarasidagi (T_V)ga nisbatan ancha katta. Shuning uchun A zarracha kondensatsiya sathi ($T_{A'}$)ga tez erishadi va undan yuqorida nam adiabatata bo'ylab ko'tarilib, sekin-asta sovib boradi. V zarracha kondensatsiya sathiga (T_B) erishguncha vertikal bo'ylab uzunroq yo'lni bosib o'tadi. A'B' chizig'i bilan xarakterlanuvchi qatlam stratifikatsiyasi endi nam noturg'un bo'ladi.

Ikkinchi holda qatlamning boshlang'ich stratifikatsiyasi avvalgi holdagi kabi mutlaqo turg'un (12-rasm). Biroq nisbiy namlik balandlik bo'yicha ortib boradi. Havo qatlamining ko'tarilishida uning quyidagi qismi ($T_{A'}$) yuqorisidagiga nisbatan (T_V) kondensatsiya sathiga ancha erta erishadi. Shunday qilib, adiabatik ko'tarilishda qatlam stratifikatsiyasi yanada turg'unlashadi.

Birinchi holda qatlam stratifikatsiyasi *potensial noturg'un*, ikkinchi holda – *potensial turg'un* deb ataladi. Birinchi hol havo massasining tog' tizmasining shamolga qaragan sirti bo'ylab ko'tarilishida kuzatilishi mumkin. Stratifikatsiyaning o'zgarishi konvektiv harakatlarga olib kelib, konvektiv bulutlar shakllanishi mumkin.



11-rasm. Potensial noturg'unlik



12-rasm. Potensial turg'unlik

Ho‘llangan termometrning harorat ko‘rsatkichi (θ') potentsial noturg‘unlik yoki turg‘unlik mezoni bo‘lib xizmat qiladi. Agar bu harorat quyi sathda yuqori sathdagiga nisbatan kichik, ya‘ni $\theta'_A < \theta'_B$ bo‘lsa, bu hol havo massasining potentsial turg‘unligiga mos keladi. Aksincha, ya‘ni $\theta'_A > \theta'_B$ bo‘lganida, potentsial noturg‘unlik kuzatiladi.

(4.30) tenglamaga muvofiq, havo zarrasining tezlanishi zarra va uning atrofidagi havo zichliklarining farqiga bog‘liq. Avvalgi barcha tenglamalarda namlikning havo zarrasining zichligiga ta‘siri hisobga olinmagan edi. Ko‘pchilik hollarda bu ta‘sir sezilarsiz bo‘ladi. Biroq yetarlicha katta harorat va nisbiy namlikda namlikning ta‘sirini hisobga olish va bu bobda keltirilgan barcha munosabatlarda T kinetik haroratni T_v virtual haroratga almashtirish kerak.

Haroratning vertikal gradiyenti γ virtual haroratning vertikal gradiyenti γ_v ga almashtiriladi:

$$\gamma_v = (1 + 0,608s)\gamma - 0,608 \frac{\partial s}{\partial z}. \quad (4.34)$$

$$\frac{\partial s}{\partial z} < 0 \text{ bo‘lganligi uchun } \gamma_v > \gamma.$$

Quruq adiabatik gradiyent zarra virtual haroratining gradiyenti bilan almashtiriladi:

$$\gamma_{vi} = -\frac{\partial T_i}{\partial z} = (1 + 0,608s)\gamma_A - 0,608T_i \frac{\partial s_i}{\partial z}. \quad (4.35)$$

Namlikning zichlikka ta‘siri hisobga olinganda atmosferaning turg‘unlik mezonlari quyidagicha bo‘ladi:

$$\gamma_v < \gamma_{vi}, \quad \gamma_v = \gamma_{vi}, \quad \gamma_v > \gamma_{vi}$$

Noturg‘unlik energiyasi. Termodinamik grafiklar. Zarra atrofdagi havo haroratidan farqli haroratga ega bo‘lganda har bir sathda unga suzuvchanlik kuchi ta‘sir qiladi. Buning natijasida birlik massali havo zarrasini vertikal bo‘yicha elementar dz masofaga ko‘chirish uchun ish bajariladi. (4.31) ni hisobga olsak, bu ish quyidagiga teng:

$$dN_i = g \frac{T_i - T_e}{T_e} dz. \quad (4.36)$$

Statikaning asosiy tenglamasi va quruq havo uchun holat tenglamasini hisobga olsak, quyidagini hosil qilamiz:

$$dN_i = -R_q(T_i - T_e) \frac{dP}{P}. \quad (4.37)$$

(4.37) ni $N_i=0$ bo‘lgan R_1 dan $N_i=N$ bo‘lgan R_2 gacha integrallaymiz va quyidagini hosil qilamiz:

$$N = 2,3R_q(T_i - T_e) \lg \frac{P_2}{P_1}, \quad (4.38)$$

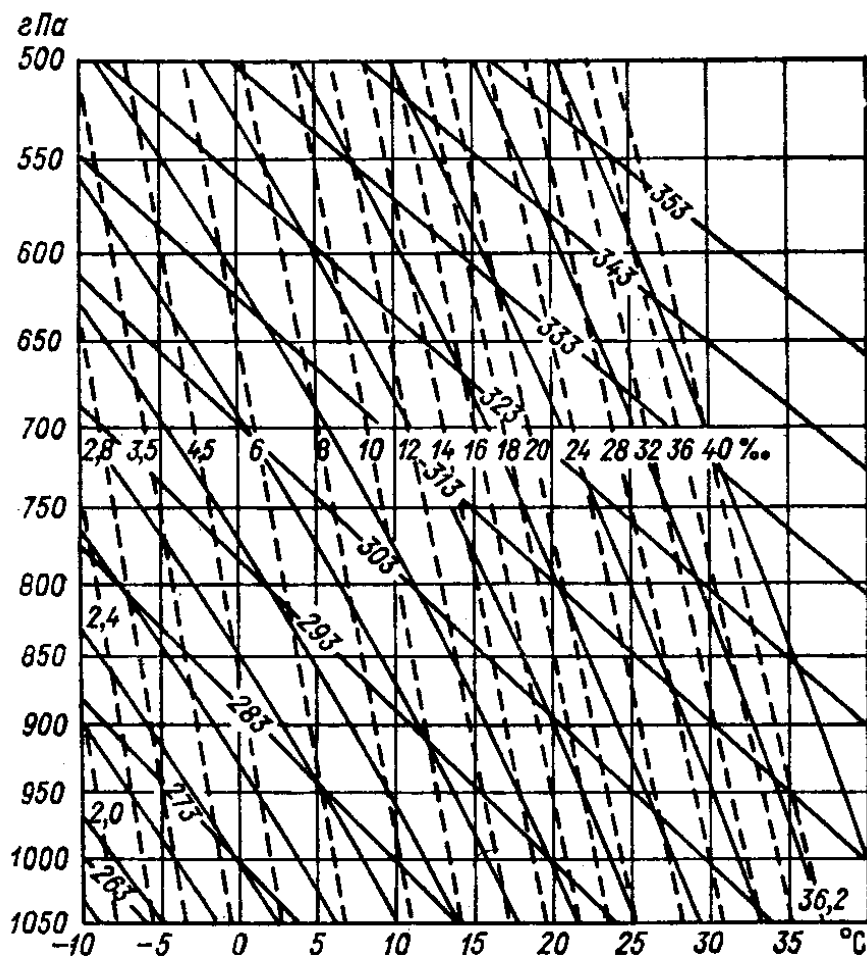
bu yerda N – bosim R_1 va R_2 bo‘lgan sathlar orasidagi qatlamning noturg‘unlik energiyasi.

Noturg‘un stratifikatsiya holda $(T_i - T_e) > 0$ yoki $\gamma > \gamma_a$ va noturg‘unlik energiyasi musbat. Agar $T_i < T_e$ bo‘lsa, u holda noturg‘unlik energiyasi manfiy. Bu holda stratifikatsiya egri chizig‘i holat egri chizig‘idan o‘ngroqda yotadi.

Meteorologik kuzatishlar va atmosferani zondlash natijalarini tahlil qilishda termodinamik grafiklar deb ataluvchi *aerologik diagrammalar* keng qo‘llaniladi (13-rasm). To‘g‘ri to‘rtburchak shaklidagi diagramma blankining absissalar o‘qi bo‘ylab harorat ($t^\circ\text{C}$), ordinatalar o‘qi bo‘ylab logarifmik shkaladagi bosim ($\lg R$) joylanadi.

Blankda shuningdek atmosfera holatini tahlil qilish uchun kerak bo'lgan quyidagi egri chiziqlar oilalari tushirilgan:

- izotermalar – ordinata o'qiga parallel to'g'ri chiziqlar (-80 dan 40° haroratgacha 1°S oraliqda o'tkazilgan);
- izobaralar - absissa o'qiga parallel to'g'ri chiziqlar (bosimning 1050 dan 10 gPa qiymatigacha 10 gPa oraliqda o'tkazilgan);
- quruq adiabatlar – quruq yoki to'yinmagan nam zarraning holat egri chiziqlari;
- nam adiabatlar – to'yingan nam havoning holat egri chiziqlari;
- izogrammlar – to'yinish holatidagi suv bug'i massa ulushining teng qiymatlari egri chiziqlari;
- qatlamning berilgan o'rtacha haroratida asosiy izobarik sirtlar orasidagi masofa (gp.m da);
- to'yinish holatidagi virtual qo'shimchalar.



13-rasm. Aerologik diagramma.

Katta og'ish burchakli uzluksiz chiziqlar – quruq adiabatlar, kichik og'ish burchakli chiziqlar – nam adiabatlar, punktir chiziqlar – to'yinish holatidagi suv bug'i massa ulushining izochiziqlari.

To'g'ri to'rtburchak blanklar bilan bir qatorda amaliyotda aerologik diagrammalarning og'ma burchakli blanklari ham qo'llaniladi. Unda izotermalar og'ma to'g'ri chiziqlardan tashkil topadi.

Aerologik diagrammalar yordamida atmosfera holatining quyidagi xarakteristikalarini hisoblash mumkin:

- termodinamik haroratlar (potensial, psevdopotensial va boshqalar);

- kondensatsiya sathi;
- noturg'unlik energiyasi va boshqalar..

Nazorat uchun savollar

1. Qanday jarayonlarga adiabatik jarayonlar deyiladi?
2. Nam adiabatik jarayonlar deb nimaga aytiladi?
3. Atmosferaning turg'unlik shartlari nima?
4. Nam adiabatik gradiyent nima?
5. Konveksiya jarayoni nima?
6. Kondensatsiya jarayoni nima?
7. Stratifikatsiyaning sutkalik o'zgarishi qanday bo'ladi?
8. Havo massalarining stratifikatsiyasi nima?
9. Potensial turg'unlik va noturg'unlik deganda nimani tushunasiz?
10. Termodinamik grafiklar deganda nimani tushunasiz?

16-17-Mavzu. Yer sirti va atmosferaning issiqlik holati

Reja:

1. Havo harorati o'zgarishining sabablari va Yer sirtining issiqlik balansi.
2. Haroratning balandlik bo'yicha taqsimoti va harorat inversiyalari.
3. Yer-atmosfera tizimining issiqlik balansi.
4. Havo haroratining yillik o'zgarishlari va yillik o'zgarish turlari.
5. Konvektiv va turbulent issiqlik oqimlari hamda issiqlik uzatilishi.
6. Turbulent atmosfera uchun issiqlik uzatilishi tenglamasi.

Tayanch iboralar. *Havo harorati, yer sirtining issiqlik balansi, haroratning balandlik bo'yicha taqsimoti, harorat inversiyalari, yer-atmosfera tizimi, issiqlik balansi, haroratining yillik o'zgarishlari, yillik o'zgarish turlari, konvektiv va turbulent issiqlik oqimlari, issiqlik uzatilishi, turbulent atmosfera, issiqlik uzatilishi tenglamasi.*

Havo harorati o'zgarishining sabablari va Yer sirtining issiqlik balansi. Yer sirti va atmosferada sodir bo'luvchi jarayonlar o'zaro chambarchas bog'liq. Quyosh radiatsiyasi yer sirtiga yetib keladi va uning katta qismi bu sirtida yutiladi. Atmosfera energiyani asosan yer sirtidan oladi. Yutilgan quyosh radiatsiyasi yer sirti bo'ylab notekis taqsimlanadi va bu taqsimot vaqt o'tishi bilan o'zgarib turadi. Ushbu o'zgarishlar ta'sirida qalinligi quruqlikda 10-30 m, okeanda esa 200-300 m ni tashkil etuvchi yupqa ustki qatlamning issiqlik miqdori tebranishlari sodir bo'ladi.

Yer sirti va atmosferadagi harorat taqsimoti va uning uzluksiz o'zgarishlari *yer sirti va atmosferaning issiqlik rejimi* deb ataladi. Yer sirti va atmosferaning issiqlik rejimi iqlimning shakllanishida muhim omil hisoblanadi.

Yer sirti va atmosfera, yer sirti va tuproq yoki suvning quyida yotuvchi qatlamlari, atmosferaning alohida qatlamlari orasidagi issiqlik almashinuvi fizikada ma'lum bo'lgan radiasion, issiqlik o'tkazuvchanlik va konvektiv issiqlik almashinuv orqali yuz beradi.

Havo haroratining o'zgarishlari asosan atmosferaning yer sirti bilan o'zaro ta'sirida sodir bo'ladi. Atmosferada quyosh radiatsiyasining bevosita yutilishi haroratning kuniga tahminan $0,5^{\circ}\text{S}$ ga ortishiga olib kelishi mumkin. Bevosita yer sirtiga tegib turuvchi havo sirt bilan molekulyar issiqlik o'tkazuvchanlik orqali issiqlik almashinadi.

Biroq, issiqlik almashinuvining bu mexanizmi havo zichligining kichikligi tufayli kam samara beradi. Atmosferada issiqlik almashinuvining bir necha tartibga kuchliroq mexanizmi – turbulent issiqlik almashinuvi amal qiladi. Bu holda issiqlik almashinuvi havoning alohida elementar hajmlari ko‘rinishida sodir bo‘ladi. Atmosferaning quyi va yuqori qatlamlari o‘rtasidagi issiqlik almashinuvi tartibli yoki konvektiv xarakterga ega.

Shuningdek, ma‘lum havo massasida (havo zarrasida) yuz beruvchi harorat o‘zgarishlari energiyaning turli ko‘rinishlaridan issiqlik energiyasiga aylanishi hisobiga ham sodir bo‘ladi. Masalan, ixtiyoriy havo hajmining atmosfera bosimining o‘zgarishlari bilan bog‘liq bo‘lgan harakatlanishida ushbu havo hajmi haroratining adiabatik o‘zgarishi yuz beradi. Havoning vertikal harakatlanishida bunday o‘zgarishlar o‘ta sezilarli bo‘ladi. Atmosfera yoki yer sirtida suv bug‘ining kondensatsiya yoki sublimatsiyasida *fazaviy aylanishlar energiyasi* deb ataluvchi yashirin energiyaning ajralishi sodir bo‘ladi. Teskari jarayon – suvning bug‘lanishida esa havoning sovushi sodir bo‘ladi.

Sanab o‘tilgan barcha jarayonlar havo harakatsiz holatda bo‘ladimi yoki atmosferada harakatlanadimi, bundan qat‘iy nazar, ma‘lum havo hajmidagi issiqlik miqdorining o‘zgarishiga olib keladi. Havo haroratining bunday o‘zgarishlari *xususiy o‘zgarishlar* deb ataladi.

Fazoning fiksirlangan nuqtasida bu nuqtaga boshqa joydan va boshqa haroratga ega bo‘lgan havoning uzluksiz kelishi oqibatida ham harorat o‘zgarishi mumkin. Ma‘lum geografik koordinatalar va dengiz sathidan balandlikka ega bo‘lgan punktlarda (meteorologik stansiyalar, postlar va boshqalar) havoning harorati shunday o‘zgarishi mumkin.

Haroratning bu o‘zgarishlari *adveksiya* (havo massalarining ushbu joyga yer sharining boshqa qismlaridan gorizontol ko‘chishi) bilan bog‘liq. Haroratning bunday o‘zgarishlari *advektiv o‘zgarishlar* deb ataladi. Agar qaralayotgan joyga yuqoriroq haroratli havo kelsa, bu *iliq adveksiya*, pastroq haroratli havo kelsa, *sovuq adveksiya* bo‘ladi.

Fiksirlangan geografik nuqtadagi havo holatining xususiy o‘zgarishlari va adveksiyaga bog‘liq bo‘lgan umumiy harorat o‘zgarishi **lokal** (mahalliy) o‘zgarish deb ataladi.

Masalan, meteorologik stansiyadagi termometr havo haroratining lokal o‘zgarishlarini, shamol bilan birga uchuvchi havo shariga bog‘langan termometr esa hajm haroratining xususiy o‘zgarishini qayd qiladi.

Meteorologiyada harorat termodinamik shkala yoki Kelvin shkalasining (T , K) tarkibiy qismi hisoblanuvchi xalqaro yuz gradusli shkala graduslarida (t° , C) o‘lchanadi. Yuz gradusli shkaladan Kelvin shkalasiga o‘tish quyidagi munosabat bilan amalga oshiriladi

$$T = t^\circ + 273,15^\circ\text{C}. \quad (6.1)$$

Bir qator ingliz tilida so‘zlashuvchi mamlakatlarda (AQSH, Kanada va boshqalar) Farangeyt shkalasi (t° , F) qo‘llaniladi. Farangeyt shkalasidan yuz gradusli shkalaga o‘tish

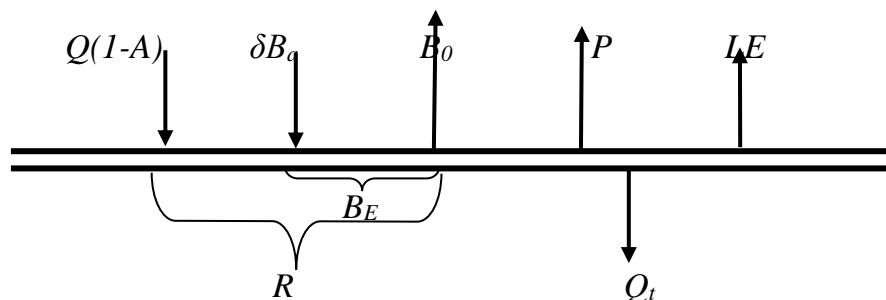
$$t^\circ\text{C} = \frac{5}{9}(t^\circ\text{F} - 32) \quad (6.2)$$

formula bo‘yicha amalga oshiriladi.

Radiasion issiqlik almashinuvi oqibatida yer sirti olgan issiqlik miqdori radiasion balans qiymati R bilan aniqlanadi (5.38 formula). Kunduzi bu kattalik musbat bo‘lib, yer sirtining isishiga olib keladi va uning harorati qo‘shni havo qatlami hamda tuproq yoki suvning quyi qatlamlari haroratidan yuqoriroq bo‘ladi (1-rasm).

Issiqroq bo‘lgan sirt issiqlikning bir qismini havoning qo‘shni qatlamlariga beradi

(R , kVt/m^2). Issiqlikning boshqa qismi molekulyar issiqlik o'tkazuvchanlik yo'li bilan tuproq yoki suvning quyi qatlamlariga uzatiladi. Bu issiqlik oqimini Q_t deb belgilaymiz. Va nihoyat, issiqlikning ma'lum qismi suvning yer sirtidan bug'lanishiga sarflanadi. Bu kattalikni LYe deb belgilaymiz, bu yerda L – bug'lanishning solishtirma issiqligi, Ye – bug'langan suv massasi.



1-rasm. Yer sirti balansining sutkaning kunduzgi vaqtidagi tashkil etuvchilari.

Berilgan vaqt momentida sirt harorati o'zgarmas sharoitda yer sirtiga kelayotgan va undan ketayotgan barcha issiqlikning algebraik yig'indisi nolga teng bo'lishi kerak. Bu shart *yer sirti issiqlik balansi tenglamasi* orqali ifodalanadi:

$$R + P + Q_t + LE = 0 \quad (6.3)$$

Tunda, $R < 0$ bo'ladi, yer sirti soviydi va uning harorati havo va tuproq yoki suvning quyi qatlamlari haroratidan pastroq bo'ladi. Buning oqibatida barcha issiqlik oqimlari o'z ishoralarini qarama-qarshiga o'zgartiradi. Yer sirti atmosferadan issiqlik o'tkazuvchanlik yo'li bilan ma'lum issiqlik miqdorini oladi. Shu yo'l bilan tuproq yoki suvning quyi qatlamlaridan issiqlik olinadi. Va nihoyat, yer sirti suv bug'ining kondensatsiyasi (shudring) va sublimatsiyasi (qirov) hisobiga ajaraladigan ma'lum yashirin issiqlik miqdorini oladi. (6.3) tenglamada qor yoki muzning erishiga sarflanadigan issiqlik, yog'inlar bilan bog'liq bo'lgan issiqlik, shamol, to'lqinlar, suv ko'tarilishi va tushushi hamda oqimlar kinetik energiyasi dissipatsiyasidan olinadigan issiqlik hisobga olinmagan. Biroq, amalda qor va muzning erishiga sarflanadigan issiqlikdan boshqa issiqlik manbalari odatda e'tiborga olinmaydi.

Yer sirti harorati o'zgaradigan hollarda energiyaning saqlanish qonuniga asosan tuproqning Δ qalinlikli vertikal ustuni uchun

$$\Delta \frac{\partial}{\partial t} (C_t \rho_t T) = R + P + Q_t + LE, \quad (6.4)$$

deb yozish mumkin. Bu yerda ρ_t – tuproq zichligi, S_t – tuproqning issiqlik sig'imi, T – uning harorati. (6.4) tenglamaning chap qismidagi had tuproqning Δ qalinlikli vertikal qatlami issiqlik miqdorining yuqorida sanab o'tilgan omillarga bog'liq ravishdagi o'zgarish tezligini tavsiflaydi. Bu qatlamning tuproqdagi qalinligi bir necha millimetrni tashkil etadi. (6.4) tenglamaning o'ng qismidagi tuproq qatlamiga yuqori va quyi chegaralardan kiruvchi barcha issiqlik oqimlari "plyus", qatlamdan chiquvchilari esa – "minus" ishora bilan olinadi.

Yer sirti haroratining o'zgarishlari. Yer sirtining harorati yaqqol sutkalik va yillik o'zgarishga ega. Haroratning quruqlikdagi sutkalik yurishi odatda yer sirti radiasion balansining sutkalik yurishini takrorlaydi, ya'ni maksimum tushga yaqin vaqtda, minimum esa Quyosh ko'tarilganidan so'ng kuzatiladi. Okean sirtida suv haroratining sutkalik tebranishlari soat 15-16 atrofida maksimumga va Quyosh ko'tarilganidan 2-3 soat keyin minimumga ega bo'ladi. Haroratning bunday taqsimoti ochiq yoki kam bulutli kunlarda adveksiya kuzatilmaydigan hollar uchun xos bo'ladi. Bulutlilik, yog'inlar va

ayniqsa iliq va sovuq adveksiya yer sirti haroratining sutkalik yurishiga kuchli ta'sir o'tkazishi mumkin. Biroq, ko'p yillik ma'lumotlar asosida kalendar oyi uchun tuzilgan harorat sutkalik yurishining grafigi yetarlicha to'g'ri shaklga ega.

Haroratning sutkalik maksimumi va sutkalik minimumi o'rtasidagi farq *haroratning sutkalik amplitudasi* deb ataladi. Bu kattalik nafaqat radiasion balans qiymatiga, balki yer sirtining holatiga (quruqlik yoki suv) ham kuchli bog'liq bo'ladi. Quruqlikda sutkalik amplituda tuproqning namlanish darajasiga bog'liq. O'simlik va qor qoplami ham amplitudaga ta'sir ko'rsatadi. Sanab o'tilgan har bir omillarning yer sirti haroratining o'zgarishiga ta'sirini ko'rib chiqamiz.

Suv quruqlikka nisbatan ikki marta kattaroq hajmiy issiqlik sig'imiga va juda katta issiqlik o'tkazuvchanlikka ega. Bunday holat suvning turbulent almashinuv rivojlangan 50-150 m qalinlikli yuqori qatlamida yaxshi ifodalangan bo'ladi. Bundan tashqari suv sirtidan bug'lanishga issiqlikning katta sarfi yuz beradi, quyosh radiatsiyasining yutilishi esa katta chuqurliklargacha kuzatiladi. Ko'rsatib o'tilgan omillar hisobiga suv sirtining sutkalik harorat tebranishlari amplitudasi quruqlikdagiga nisbatan 10-100 marta kichik bo'ladi. Tropik kengliklarda suv sirti haroratining sutkalik amplitudasi bor-yo'g'i gradusning bir-necha o'nlik ulushini tashkil etadi. Quruqlikda esa amplituda bir-necha o'n gradusga yetishi mumkin.

Haroratning yillik yurishida quruqlik haroratining maksimumi iyulda, minimumi esa yanvarda kuzatiladi. *Haroratning yillik amplitudasi*, ya'ni yilning eng issiq va eng sovuq oylarining ko'p yillik o'rtacha haroratlari farqi kenglikka bog'liq ravishda o'zgaradi. Quruqlikda tropik kengliklarda amplituda kichik bo'lib, 10° kenglikda 3°S ni, 30° kenglikda esa 10°S ni tashkil etadi. O'rta kengliklarda ($\varphi=50^\circ$) u o'rtacha 25°S ni tashkil etadi. Suv sirti haroratining yillik amplitudasi ham kenglikka bog'liq, biroq u quruqlik haroratining yillik amplitudasidan kamroq. Tropiklarda u 2-3°S, 40° sh.k. da 10°S, 40° j.k. da esa 5°S atrofida bo'ladi.

O'simlik va qor qoplaminin tuproq haroratiga ta'sirini qarab chiqamiz.

Yalang tuproq sirtining harorati yozda katta qiymatlarga: tropiklarda 82°S, O'rta Osiyoda 77-79°S, 60° sh.k. da 60°S gacha haroratga ega bo'ladi. O'simlik qoplami tuproqning tungi sovushini kamaytiradi. Bunda tungi nurlanish asosan o'simliklar sirtidan yuz beradi va ular ancha kuchli soviydi. O'simlik qoplami ostidagi tuproq esa yuqoriroq haroratga ega bo'ladi. Biroq kunduzi o'simliklar tuproqning radiasion isishiga to'sqinlik qiladi. Shunday qilib, o'simlik qoplami ostida tuproq haroratining amplitudasi kamayadi, o'rtacha sutkalik harorat esa pasayadi.

Dala ekinlari ostidagi tuproq sirti kunduzgi soatlarda nam havo ostidagi tuproqqa nisbatan 15°S sovuqroq bo'lishi mumkin. Sutka davomida bunday tuproq yalang tuproqqa nisbatan o'rtacha 6°S ga sovuqroq bo'ladi. Xatto 5-10 sm chuqurlikda ham 3-4°S harorat farqi saqlanib qoladi.

Nurlanish omili muhim o'rin egallaydigan qishda o'simlik qoplami ostidagi tuproq yalang tuproqqa nisbatan issiqroq bo'ladi.

Tuproq issiqlik rejimining shakllanishida o'rmonlar muhim o'rin egallaydi. Balandligi 20-30 m bo'lgan o'rmon tuproqqa quyosh radiatsiyasining bor-yo'g'i 2-7% ni o'tkazadi. Shu bilan birga bargli o'rmon ignali o'rmonga (qalin archa o'rmoni tushayotgan radiatsiyaning 1% gacha qismini o'tkazadi) nisbatan ko'proq radiatsiya o'tkazadi. Shuning uchun o'rmon massivlaridagi tuproq haroratining sutkalik amplitudasi atrofdagi o'rmondan holi hududlar tuproq haroratining sutkalik amplitudasidan ancha kichik bo'ladi.

Qishda tuproq issiqlik rejimining shakllanishida qor qoplami asosiy o'rinni egallaydi. Qor quyosh radiatsiyasini kuchli qaytaradi (katta albbedo) va shu bilan birga deyarli qora jism kabi infraqizil radiatsiyani nurlaydi. Shu sababdan qor sirtining radiasion balansi odatda manfiy bo'ladi. Radiasion yo'qotishlar ta'siri ostida qor sirti kuchli soviydi. Shu bilan birga qor kichik issiqlik o'tkazuvchanlikka ega. Natijada qor qoplami ostida harorat chuqurlik bo'ylab tez ortib boradi. Shuning uchun qor qatlami ostidagi tuproq sirtining harorati yalang sirtlar haroratidan doim yuqori bo'ladi.

O'rta kengliklarda qish oylarida yalang tuproq va qor qoplami ustidagi sirtlar harorati farqlarining o'rtacha miqdori 10-12°S ni tashkil etishi mumkin. Qor qoplami haroratning sutkalik tebranishlari kichik chuqurlikragacha kuzatiladi (20-30 sm atrofida).

Bahorda qor tuproqqa sovutuvchi ta'sir ko'rsatadi. Qor sirtiga keluvchi issiqlik uning erishi va bug'lanishga sarf bo'ladi. Shuning uchun qor sirti yaqinida 0°S atrofidagi harorat saqlanib turadi. Bu paytda yalang tuproq harorati noldan sezilarli yuqori bo'lishi mumkin.

Shunday qilib, yozda o'simlik qoplami tuproq sirti haroratini pasaytiradi, qishda esa qor qoplami uni ko'taradi. Ikkala omilning birgalikdagi ta'siri tuproq haroratining yillik amplitudasini yalang tuproqqa nisbatan taxminan 10°S ga kamaytiradi.

Tuproq haroratining sutkalik yurishi shuningdek qiyalik ekspozitsiyasiga, ya'ni berilgan yer sirti hududining dunyo tomonlariga nisbatan qiyalik yo'nalishiga bog'liq. Ixtiyoriy yo'nalishdagi qiyaliklarda tungi nurlanish deyarli bir xil, kunduzgi isish janubiy qiyaliklarda eng katta, shimoliy qiyaliklarda esa eng kichik bo'ladi.

Haroratning balandlik bo'yicha taqsimoti va harorat inversiyalari. *Harorat inversiyasi* deganda balandlik bo'yicha havo haroratining ortishi tushuniladi. Harorat inversiyalari troposferaning butun qalinligiga nisbatan yetarlicha kichik qatlamlarni egallashiga qaramay, troposferada tez-tez kuzatilib turadi.

Harorat inversiyasi haroratning ko'tarilishi kuzatilayotgan qatlam qalinligini ifodalovchi *quvvati* (Δz) va inversiya qatlamining yuqori va quyi chegarasidagi haroratlar farqini ifodalovchi *chuqurligi* (Δt) bilan tavsiflanadi. Inversiya qatlamida haroratning vertikal gradiyenti ($\frac{\Delta t}{\Delta z}$) manfiy qiymatga ega.

Atmosferaning turli qatlamlarida paydo bo'luvchi inversiyalar bevosita yer sirti ustida shakllanuvchi *yer sirti yaqini inversiyalari* va yer sirtidan ma'lum balandlikda shakllanuvchi *ko'tarilgan inversiyalarga* bo'linadi.

Yer sirti yaqini harorat inversiyalarining turlari. Bu inversiyalarning eng ko'p tarqalgan turi *radiasion inversiyalar* hisoblanadi. Yer sirti va unga qo'shni bo'lgan atmosfera qatlamlarining tungi radiasion sovushi radiasion inversiyalarning shakllanishiga sabab bo'ladi. Tungi ochiq havo va yer sirti yaqinida shamolning kuchsiz bo'lishi inversiyaning paydo bo'lishida eng yaxshi sharoit hisoblanadi. Bunday sharoitlar yer yaqini antisiklonlari, ayniqsa ularning markaziy qismlari uchun xos bo'ladi. Yozda Quyoshning ko'tarilishi va yer sirtining isishi bilan radiasion inversiyalar yemiriladi. Yilning sovuq davrida radiasion inversiya kunduzgi vaqtda ham kuzatilishi mumkin.

Radiasion inversiyalarning quvvati odatda 200-300 m, chuqurligi esa 10-15°S va undan ko'proqni tashkil etadi. Arktika va Antarktida muzliklari ustida yer yaqini radiasion inversiyalari uzoq vaqt saqlanib turishi mumkin.

Ochiq suv sirtlari ustida radiasion inversiyalar kamdan-kam paydo bo'ladi. Ko'pincha *izotermiya*, ya'ni doimiy haroratga ega bo'lgan qatlam shakllanadi.

Inversiya qatlamining ichida kuchli termik turg'unlik kuzatilganligi uchun vertikal harakatlar o'ta sustlashadi. Shu sababdan shahar sharoitlarida radiasion inversiyalar

atmosfera quyi qatlamlarining atmosfera aerozollari bilan kuchli ifloslanishiga olib keladi.

Orografik inversiya radiasion inversiyaning ko'rinishlaridan biri hisoblanadi. Ochiq ob-havo kuzatilganda relyefning botiq shakllarida sovuq havo turib qoladi va yer sirtiga qo'shni havo qatlamlarining o'ta kuchli sovushiga olib keladi. Masalan, tog' botiqligida joylashgan Verxoyanskda (sovuqlik qutbi yaqinida), qishda o'rtacha harorat atrofdagi tog' yonbag'irlardagi haroratga nisbatan 10-15°S pastroq. Foydali qazilmalar olinuvchi karyerlar antropogen kelib chiqishga ega bo'lgan botiqliklardir. Qish paytida ulardagi havo o'ta kuchli ifloslanishi mumkin.

Yer yaqini inversiyalarining ikkinchi turi *advektiv inversiyadir*. U iliq havo massasi sovuq yer sirtiga kirib kelganda paydo bo'ladi. Bu qishda iliq dengiz havosining sovugan qit'aga yoki yozda iliq qit'a havosining sovuqroq dengiz sirtiga tomon harakatlanganda kuzatiladi.

Bu hollarda inversiyaning yuqori chegarasida shivalama yog'in beruvchi qatlamli bulutlar shakllanishi mumkin. Namlik yetarli bo'lganda yer sirti yaqinida tuman hosil bo'ladi. Bunday inversiyalarning quvvati bir necha yuz metrga yetadi (500-600 m), chuqurligi esa nisbatan kichik: 5-6°S.

Qor yoki *bahor inversiyasi* deb ataluvchi inversiya advektiv inversiyaning ko'rinishlaridan hisoblanadi. U bahorda, qor qoplami ustiga harakatlanuvchi iliq havo bevosita yer sirti ustida sovuganda paydo bo'ladi. Bunday inversiyaning quvvati kichik (yuz metrgacha).

Atmosferaning pastki 1,5-2 km qatlamida *cho'kish inversiyasi* yoki *siqilish inversiyasi* deb ataluvchi ko'tarilgan inversiyalar tez-tez paydo bo'ladi. Ular ko'pincha turg'un antisiklonlarda, ham quruqlik, ham dengiz ustida katta hududlarda va uzoq vaqt davomida kuzatiladi. Bu inversiyalar havoning pastlama harakatlanishi va bunda adiabatik isishida paydo bo'ladi. Agar tushayotgan qatlam avval turg'un stratifikatsiyaga ega bo'lsa, pastlashda u yanada turg'unlashadi va inversiyaning shakllanishiga olib kelishi mumkin. Gap shundaki, havo massasining tushishida pastki qatlamdagi havoning yoyilishi yuz beradi. Buning natijasida havo qatlamining yuqoridagi qismi vertikal bo'ylab ko'proq yo'lni o'tadi va pastki qismlarga nisbatan ko'proq adiabatik isiydi.

Bu inversiyalar katta quvvatga (0,8-1,0 km gacha) ega bo'lishi mumkin, biroq ularning chuqurligi kichik ($\Delta t \approx 2-3^\circ\text{S}$). Ba'zida ular yer yaqini radiasion inversiyalari bilan qo'shilishi mumkin. Bu holda nafaqat katta quvvatli, balki chuqur ($\Delta t = 15-20^\circ\text{S}$) inversiya qatlami shakllanadi.

Passat inversiyalari deb ataluvchi bunday turdagi ko'tarilgan inversiyalar subtropik passatlarning ekvator tomonidagi chetida quyi 1-2 km qatlamda deyarli doim kuzatiladi.

Ko'tarilgan inversiyalar bulut qatlamlari ustida ham shakllanishi mumkin. Bunda havoning pastlama harakati katta o'rin tutadi. Bulut qatlamining ustida tushayotgan havo adiabatik isiydi. Bulutning o'zida esa havoning nam adiabatik sovushi yuz beradi. Bu ikki jarayon dinamik kelib chiqishga ega bo'lgan *bulut usti inversiyasining* hosil bo'lishiga olib kyelishi mumkin.

Dinamik inversiyalar quyi sath naysimon oqimlari deb ataluvchi minimal shamol tezliklari sohasida hosil bo'ladi. Shamolning katta tezliklarida (nay o'qida 15 m/s va undan katta) havoning yuqori va quyi qatlamlardan o'ziga xos so'rib olinishi yuz beradi. Yuqori qatlamlar pastlaydi va quruq adiabatik isiydi, quyi qatlamlar esa ko'tariladi va adiabatik soviydi. Bu jarayonlarning natijasida yaxshi shakllangan harorat inversiyasi paydo bo'ladi.

Yer sirtidan ixtiyoriy balandlikda *frontal inversiyalar* kuzatilishi mumkin. Ular frontal zonalarining vertikal kesishmasida hosil bo‘ladi. Vertikal bo‘ylab sovuq front iliq front bilan kesishadimi, yoki iliq front sovuq front bilan kesishadimi, bundan qat’iy-nazar pastdagi sovuq havodan yuqoridagi iliqroq havoga o‘tish sodir bo‘ladi.

Yer sirti yaqinida havo haroratining o‘zgarishi 1. Psixrometrik budka kuzatish sathida, ya’ni Yer sirtidan 2,0 m balandlikdagi havo haroratining o‘zgarish xususiyatlarini ko‘rib chiqaylik. Bu sathda havo harorati yer sirtidan issiqlikni havoga uzatuvchi turbulent almashinuv va radiasion jarayonlar ta’sirida o‘zgaradi. Bu issiqlikning bir qismi bevosita yer sirtiga tegib turgan ensiz havo qatlamida yutiladi. Issiqlikning qolgan qismi yuqoriroqdagi elementar qatlamga uzatiladi hamda bu yerda yutiladi. Issiqlik yuqoriga uzatilish jarayoni shu tartibda davom etaveradi. Bu jarayon oqibatida Quyosh ko‘tarilganidan so‘ng eng pastki qatlamlardan boshlab havo harorati ko‘tarilib boradi. Elementar havo qatlami qanchalik balandda joylashsa, bu qatlamlarda havo haroratining ko‘tarilishi shunchalik kechikadi.

Shunday qilib, havo harorati sutkalik yurishda yer sirti haroratining ketidan balandliklar bo‘yicha ma’lum vaqtga kechikish bilan o‘zgarib boradi. Odatda o‘rta kengliklarda yozda ertalab havo harorati soat 9-10 gacha tez ko‘tariladi, keyin ko‘tarilish sekinlashadi. Maksimum soat 14-15 da, ya’ni tushdan 2-3 soat keyin kuzatiladi. Bundan keyin harorat avval sekin, soat 17-18 dan keyin esa tezroq pasayadi. Harorat minimumi Quyosh chiqqan vaqtda kuzatiladi. Haroratning bunday sutkalik yurishi turg‘un ochiq ob-havo sharoitlariga xos (6.1-jadval).

6.1-jadval

**Havo haroratining sutkalik o‘zgarishi (°C)
Aris, Janubiy Qozog‘iston**

Balandlik, m	Vaqt, soat											
	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24
0,05	21,1	17,2	19,2	29,1	35,0	39,0	40,2	38,8	34,2	28,8	26,9	22,0
1,5	22,0	19,0	19,4	27,6	32,1	35,2	37,3	37,3	34,9	39,6	27,4	23,8

Suv sirti ustida kunduzgi maksimum kechroq, soat 16-17 da, ya’ni tushdan 4-5 soat keyin kuzatiladi.

Haroratning sutkalik yurishiga bulutlilik miqdori va turi, yog‘in va ayniqsa adveksiya katta ta’sir ko‘rsatadi. Shu sababli harorat minimumi kunduzgi soatlarga, maksimum esa tunga siljishi mumkin. Sutkalik harorat yurishi umuman bo‘lmasligi, yoki sutkalik o‘zgarish egri chizig‘i murakkab shaklga ega bo‘lishi mumkin.

Biroq, ko‘p yillik davr uchun o‘rtacha sutkalik harorat yurishi sinusoidaga yaqin egri chiziq shaklidan iborat bo‘ladi.

2. Harorat sutkalik yurishining muhim xarakteristikalaridan biri uning sutkalik amplitudasi, ya’ni sutka davomidagi haroratning maksimal va minimal qiymatlari o‘rtasidagi farqdir. Sutkalik amplituda ko‘p omillarga bog‘liq.

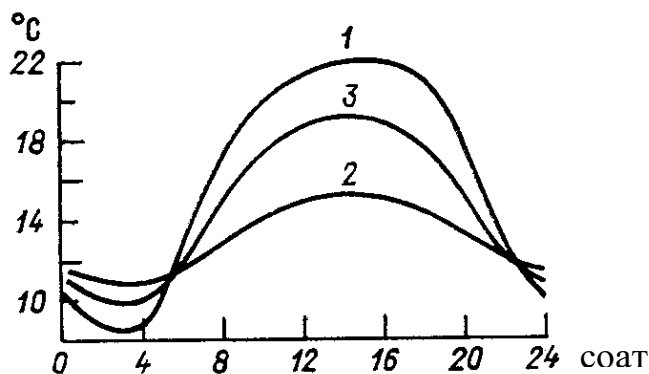
Birinchi navbatda bu yer sirtining (quruqlik yoki suv) ta’siridir. Havo haroratining sutkalik amplitudalari okean ustida quruqlikka nisbatan bir va undan ortiqroq tartibga kichik bo‘ladi. Tropiklarda u bor-yo‘g‘i 1-1,5°C ni tashkil etadi.

Quruqlikda sutkalik amplitudalar tuproq turi va uning holatiga (quruq, namlangan, o‘simlik yoki qor bilan qoplangan) bog‘liq. Eng katta sutkalik amplitudalar quruq qumloq tuproq ustida kuzatiladi. Cho‘l hududlarida, shu jumladan O‘rta Osiyo cho‘llarida ham yozda ular 20-25°C va hatto 30°C gacha bo‘lishi mumkin. Zich o‘simlik

qoplami ustida sutkalik amplituda ancha kichik. Qor qoplami ustida ham sutkalik amplituda kichik bo'ladi.

Joy relyefining shakli ham ma'lum ta'sir ko'rsatadi. Joy relyefining qavariq shakllari ustida (tog' cho'qqilari va yonbag'irlari, do'mliklar) havo haroratining sutkalik amplitudasi tekislikka nisbatan kichiqroq, relyefning botiq shakllari (vodiy va chuqurliklar) ustida esa kattaroq bo'ladi (Voyeykov qonuni). Buning sababi shundaki, qavariq shaklli relyefda havo to'shalma sirt bilan kamroq maydonda o'zaro ta'sirlashadi hamda yangi havo massalari bilan almashib, undan tez olib ketiladi. Botiq shaklli relyefda havo sirtidan ko'proq issiqlik oladi va kunduzgi soatlarda uzoqroq turadi. Tunda esa havo kuchliroq soviydi va yonbag'irlar bo'ylab pastga tushadi. Radiatsiya kelishi va effektiv nurlanish kichik bo'lgan tor daralarda sutkalik amplituda keng vodiylarga nisbatan kichikroq bo'ladi.

Bulutlilik miqdori va turi havo haroratining sutkalik amplitudasiga kuchli ta'sir ko'rsatadi. Ochiq havoda sutkalik amplituda bulutli ob-havoga nisbatan sezilarli katta (28-rasm). Bulutli ob-havoda sutkalik amplituda yozda 5-6°C, qishda esa 2-3°C gacha kamayadi.



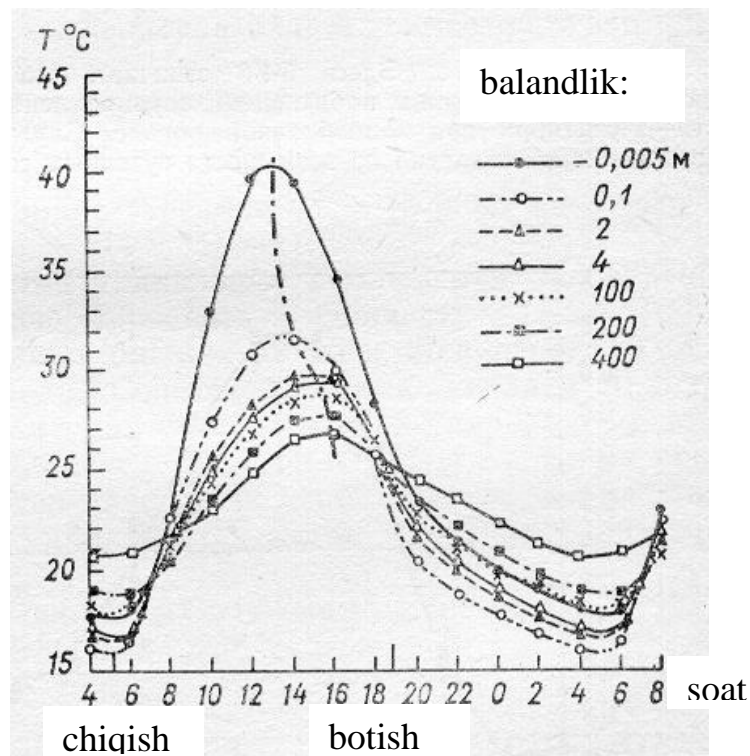
28-rasm. Bulutlilikka bog'liq holda Pavlovskda havo haroratining sutkalik o'zgarishi.

1 – ochiq havo, 2 – bulutli ob-havo, 3 – barcha kunlar.

Sanab o'tilgan barcha omillar havo haroratining sutkalik amplitudasiga joy kengligi va mavsumga bog'liq holda turlicha ta'sir ko'rsatadi. To'shalma sirt harorati amplitudasi kabi u ham qishda yozga nisbatan kamroq bo'ladi.

Kenglik ortishi bilan tush vaqtida quyoshning gorizontdan balandligi kamayishi sababli havo haroratining sutkalik amplitudasi kamayadi. Quruqlikda yillik o'rtacha harorat sutkalik amplitudasi 20-30° kengliklarda 12°C, 60° kenglikda 6°C, 70° kenglikda esa bor-yo'g'i 3°C atrofida bo'ladi. Qator ko'p kunlar davomida quyosh chiqmaydigan yoki botmaydigan eng yuqori kengliklarda haroratning muntazam sutkalik yurishi umuman yo'q.

3. Havo haroratining sutkalik yurishi atmosferaning chegaraviy qatlamida yaxshi ifodalangan. Balandlik bo'yicha sutkalik amplitudaning kamayishi va harorat maksimumlarining kechroq soatlarga siljishi sutkalik yurishning asosiy xususiyatlaridandir. Bu holat 29-rasmdan yaqqol ko'rinadi.



29-rasm. Olti sutkalik kuzatishlar qatori bo'yicha o'rtachalangan havo haroratining turli balandliklardagi sutkalik yurishi. O'Neil (AQSH), 1953 y. avgust-sentyabr boshlanishi.

Quruqlik ustida 1 km balandlikda haroratning sutkalik amplitudasi 1-2°S, 2 km balandlikda – 0,5-1°S ga teng, kunduzgi maksimum esa kechki soatlarga siljiydi.

Okean ustida haroratning sutkalik amplitudasi pastki bir kilometrli qatlamda balandlik bo'ylab biroz ortadi. Biroq, amplituda kichik bo'lib qolaveradi.

Tog'larda to'shalma sirtning ta'siri erkin atmosferaning mos balandliklariga nisbatan kattaroq, sutkalik amplituda balandlik bo'ylab sekinroq kamayadi. Ayrim tog' cho'qqilarida, 3000 m va undan kattaroq balandliklarda u 3-4°S ni tashkil etishi mumkin.

4. Havo haroratining nodavriy o'zgarishlariga sabab bo'luvchi havo massalari adveksiyasi havo haroratining sutkalik yurishiga kuchli ta'sir ko'rsatishi haqida yuqorida aytib o'tilgan edi. Sovuq havo adveksiyasi sovuq atmosfera frontining o'tishida yuz beradi. Qit'a ichkarisida havoning qishda o'ta sezilarli sovushi harorat tahminan bir soat davomida 10-20°S ga kamayishi mumkin bo'lganda kuzatiladi.

Sovuq arktik va antarktik havo massalarining kirib kelishi eng kuchli sovishga olib keladi. Okean ustida sovuq havoning kirib kelishi tropiklargacha o'tib borishi mumkin.

Qishda dengiz havosining qit'aga kirib kelishi o'rta kengliklarda isishga, yozda esa sovishga olib keladi.

Tropik havo massalarining kirib kelishida iliq havo adveksiyasi eng kuchli bo'ladi. Yozda qutbiy kengliklarda havo haroratining 25-30°S gacha isishi shunday kirib kelishlar bilan bog'liq. Qishda esa o'rta kengliklardan iliq havoning olib chiqilishi oqibatida Shimoliy qutbda havo harorati 0°S gacha ko'tarilishi mumkin.

Havo haroratining nodavriy o'zgarishlariga olib keluvchi ikkinchi sabab havoning pastga harakatlanishida uning **adiabatik isishi** hisoblanadi. Bunday holat yer sharining tog'li va tog'oldi hududlarida **fyonlarning** rivojlanishida kuzatiladi.

Haroratning sutkalararo o'zgaruvchanligi, ya'ni o'rtacha sutkalik havo haroratining sutkadan sutkaga o'zgarishi haroratning nodavriy o'zgarishlari xarakteristikasi bo'lib xizmat qiladi.

Turg'un atmosfera sharoitlarida (odatda antisiklonal sharoitlarda) o'rtacha sutkalik havo harorati juda kichik qiymatga o'zgaradi. Sutkalararo o'zgaruvchanlik o'rta kengliklarda odatda bir necha gradusni tashkil etsada, havo massalari keskin almashganda 25-30°S ga yetishi mumkin.

Harorat sutkalararo o'zgaruvchanligining ko'p yillik o'rtacha absolyut qiymatlari berilgan joyning iqlim xarakteristikalari hisoblanadi.

Haroratning sutkalararo o'zgaruvchanligi tropiklarda kichik bo'lib, kenglik ortishi bilan ortadi. Kelib chiqishi turlicha bo'lgan havo massalarining dengiz ustida farqi kamligi sababli dengiz iqlimida haroratning sutkalararo o'zgaruvchanligi qit'aga nisbatan kamroq bo'ladi. G'arbiy Sibirning shimoli va Pechorada, shuningdek Shimoliy Amerikaning ichkari qismlarida haroratning sutkalararo o'zgaruvchanligi o'ta katta. Bu hududlarda uning qiymati yiliga o'rtacha 3,5°S gacha bo'ladi. Rossiyaning Yevropa qismida haroratning sutkalararo o'zgaruvchanligi yiliga o'rtacha 2,5°S, G'arbiy Yevropada 2°S, Janubiy Yevropada esa 1,5°S atrofida bo'ladi. Shu bilan birga hamma joyda qishda bu ko'rsatkich yozga nisbatan katta: G'arbiy Sibir va Shimoliy Amerikaning ichkari qismlarida uning qishki qiymatlari 5-6°S gacha bo'ladi.

Bu holat qishda kuchli siklonal faoliyat va u bilan bog'liq bo'lgan haroratning salmoqli advektiv o'zgarishlari yuz berishidan dalolat beradi.

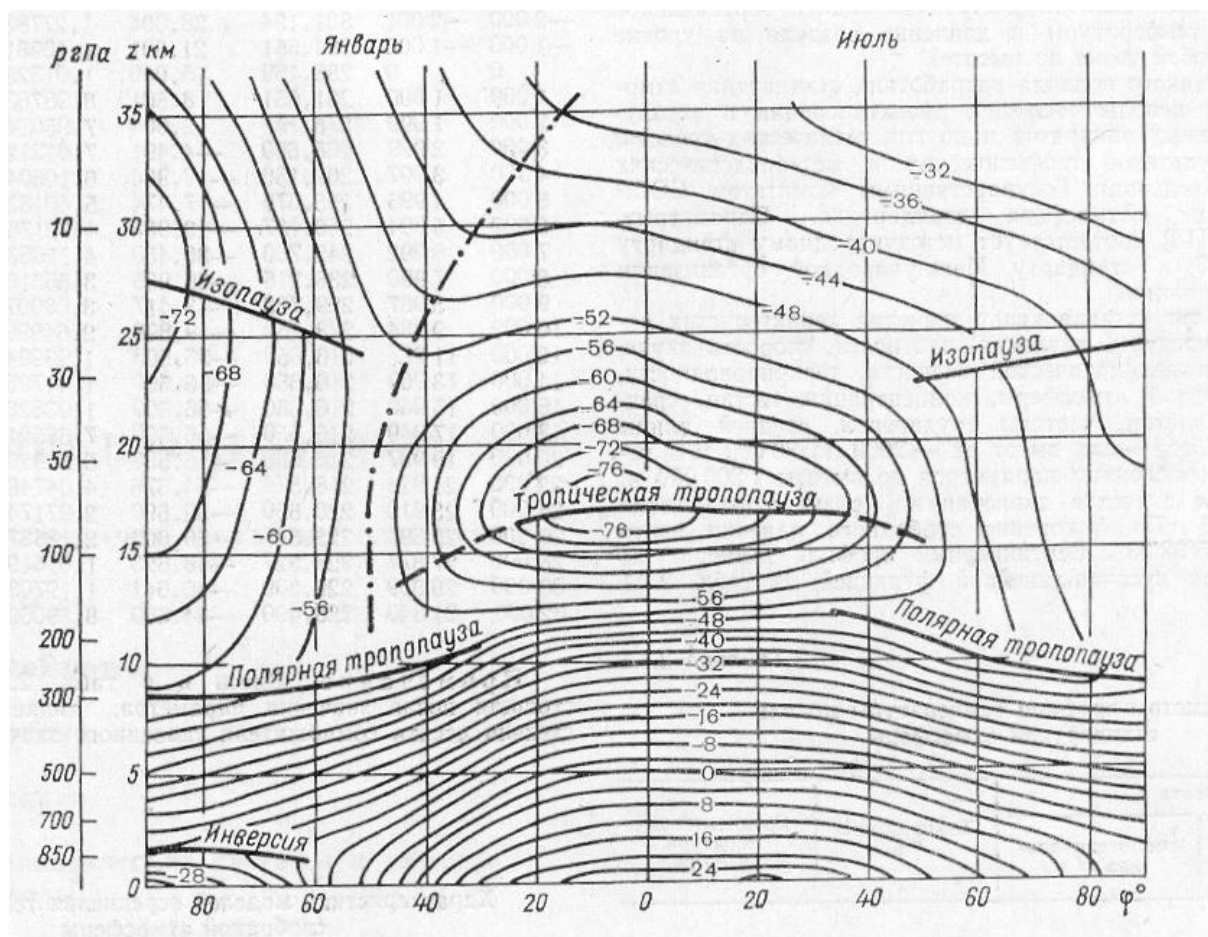
Nodavriy harorat o'zgarishlarining namoyon bo'lishlaridan biri **muzlashdir**. Muzlash deb o'rtacha sutkalik harorat noldan yuqori bo'lganda Yer sirti yoki havo haroratining 0°S va undan pastroq ko'rsatkichlarga tushishiga aytiladi. Bu hodisa odatda bahor va kuzda kuzatiladi, hamda sovuq xavo massalari, odatda arktik havoning kirib kelishi bilan bog'liq bo'ladi.

Haroratning balandlik bo'yicha taqsimoti. Harorat inversiyalari.

1. Troposfera va stratosferadagi harorat taqsimotining xususiyatlari haroratning zonal taqsimoti tahlili asosida qarab chiqiladi. Agar harorat faqat kenglik va nuqtaning dengiz sathidan balandligiga bog'liq bo'lib, uzunlikka bog'liq bo'lmasa, harorat maydoni **zonal** deb ataladi. Zonal harorat maydonini kuzatilayotgan haroratlarni kenglik aylanalari bo'yicha o'rtachalash yo'li bilan hosil qilish mumkin (30-rasm).

Troposferada haroratning zonal gorizontallik gradiyenti yilning hamma mavsumlarida ekvator dan qutblarga yo'nalgan. Qishda ekvator dan qutbiy kengliklarga tomon (70° gacha) haroratning umumiy pasayishi ikkala yarimsharda ham deyarli bir xil: quyi troposferada 35-50°S va yuqori troposferada 25-30°S. Yozda okeanlar o'rta kengliklarning 93-100% sirtini egallagan janubiy yarimsharda ekvator va qutbiy sohalar o'rtasidagi harorat farqlari qishga nisbatan sezilarli kamayadi: quyi troposferada 26°S gacha va yuqori troposferada 20°S gacha. Quruqlik katta maydonlarni egallagan shimoliy yarimsharda yozdagi harorat farqlari qishga nisbatan deyarli ikki marta katta.

Haroratning barcha kengliklarda balandlik bo'yicha kamayishi troposferadagi vertikal harorat taqsimotining o'ziga xos xususiyati hisoblanadi. Yarimshar bo'yicha o'rtacha vertikal harorat gradiyenti 0,65°/100 m ni tashkil qiladi. Biroq, kenglik va balandlikka bog'liq holda o'rtacha qiymatdan sezilarli chetlanishlar kuzatiladi.



30-rasm. Shimoliy yarimsharda yanvar va iyuldagi havoning o'rtacha zonal harorati (°C).

30° sh.k. dan shimolda chegaraviy qatlamda (tahminan 1,5 km balandlikkacha) butun yil davomida o'rtacha vertikal gradiyentlar troposferaning boshqa qismlariga nisbatan kichik bo'ladi. Qish va bahorda bu qatlamda 60° sh.k. dan shimolda odatda haroratning **inversion** taqsimoti kuzatiladi. O'rta kengliklarda o'rtacha vertikal harorat gradiyentlari qishda 0,05-0,10°S/100 m dan yozda 0,44°S/100 m gacha o'zgaradi.

O'rta va yuqori troposferada vertikal gradiyentlar chegaraviy qatlamga nisbatan katta. O'rta kengliklarning o'rta troposferasida gradiyent qishdan yozga 0,40 dan 0,55°S/100 m gacha, yuqori troposferada esa - 0,60 dan 0,70°S/100 m gacha o'zgaradi.

Quyi kengliklarda quyi troposferadagi vertikal gradiyentlar o'rta kengliklarga nisbatan ancha katta: yilning barcha mavsumlarida 0,50°S/100 m atrofida bo'ladi. Quyi kengliklarning o'rta troposferasida ular 0,50-0,60°S/100 m, yuqori troposferasida esa - 0,70-0,75°S/100 m ni tashkil qiladi.

Troposferaning barcha sathlarida eng yuqori harorat (termik ekvator) iyulda 20° sh.k. yaqinida, yanvarda esa geografik ekvator yaqinida kuzatiladi.

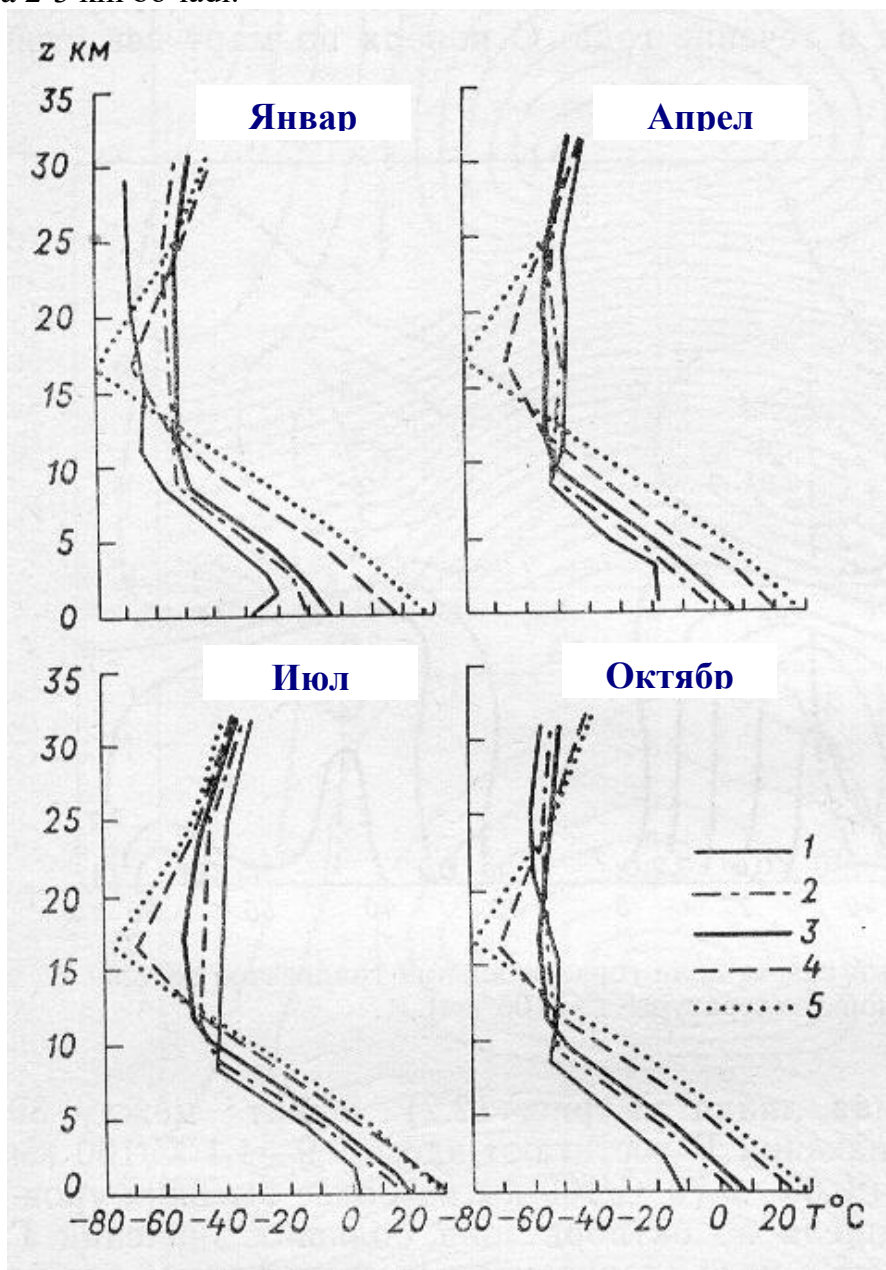
Tropopauza troposferadan stratosferaga o'tuvchi qatlam sifatida kenglik va yil mavsumiga bog'liq holda katta harorat tebranishlariga uchraydi (30-, 31-rasmlar).

Eng baland (16-17 km) va sovuq (-76° dan -82°S gacha) tropopauza ekvatorial sohada kuzatiladi. O'rta kengliklarda tropopauza yozda 9-10 km va qishda 11-12 km balandlikda joylashadi. 50° sh.k. da butun yil davomida uning harorati tahminan -55°S ga teng. Eng past tropopauza (8-9 km) qutbiy sohada kuzatiladi. Uning harorati qishda - 56°S, yozda esa -44°S atrofida bo'ladi.

Quyi kengliklarda troposfera qalinligi va tropopauza balandligining ortishini

intensivligi yer sirtiga kelayotgan quyosh radiatsiyasining oqimiga bog'liq bo'lgan vertikal almashinuvning ta'siri bilan tushuntirish mumkin. Bu oqim katta bo'lgan joylarda katta balandliklarga tarqaluvchi intensiv turbulent (konvektiv) almashinuv rivojlanadi.

Subtropik kengliklarda (30-40°) tropopauza uzulishlarining mavjud bo'lishi tropopauza balandligining kengliklar bo'yicha taqsimotining o'ziga xos xususiyatidir. Ekvatorial va tropik kengliklarda tropopauzaning balandligi 16-17 km tashkil qiladi va kenglik bo'yicha kam o'zgaradi. O'rta va yuqori kengliklarda tropopauza 8-12 km balandlikda joylashadi, shu bilan birga qutbga tomon tropopauzaning asta-sekin pastlashi kuzatiladi. Tropopauza uzilish hududining kengligi 2000-2300 km ga yetadi, uning qalinligi esa 2-3 km bo'ladi.



31-rasm. O'rtacha (oylik) zonal haroratning balandlik bo'yicha taqsimlanishi.
1 - 80° sh.k., 2 - 60° sh.k., 3 - 50° sh.k., 4 - 30° sh.k., 5 - 10° sh.k.

31-rasmdan ko'rinib turibdiki, ikkala yarimsharlarning 40° kengliklari orasidagi hududda hamma mavsumlarda sovuq soha mavjud bo'ladi. U troposferaning yuqori va

stratosferaning quyi qismlarini egallaydi. Bu sovuq soha atmosferaning katta qismini egallagan vertikal turbulent va konvektiv almashinuvning oqibati hisoblanadi.

Troposferaning qalinligi qancha katta bo'lsa, uning yuqori qismida harorat shunchalik past bo'ladi. Shu sababdan yuqori kengliklarda quyi stratosfera (nisbatan) iliq bo'ladi. Sovuq sirt ustidagi sust rivojlangan almashinuv nisbatan kichik balandliklarga tarqaladi. Natijada tropopauza sathidagi harorat o'rta va quyi kengliklarga nisbatan ancha yuqori ($-44 \div -52^{\circ}\text{C}$) bo'ladi.

Yozda quyi stratosferada haroratning gorizontol gradiyenti qutblardan ekvatorga, ya'ni troposferadagi gradiyentga qarma-qarshi yo'nalgan. Bu shimoliy yarimsharda apreldan sentyabrgacha kuzatiladigan stratosfera termik maydonining muhim xususiyatlaridan biridir. Troposfera gradiyentidan stratosfera gradiyentiga o'tish asta-sekinlik bilan amalga oshishini alohida ta'kidlash lozim. 23-rasmdan ko'rinib turibdiki (iyul), 10-11 km qatlamda eng past harorat sohalari o'rta kengliklarda kuzatiladi (50-60° sh.k.) va faqat undan yuqoridagina past harorat sohalari kichikroq kengliklar tomonga siljiydi.

Qishda quyi stratosferada gorizontol gradiyent yo'nalishi o'zgarmaydi. Biroq, yilning bu vaqtida yuqori kengliklarga quyosh radiatsiyasi kelmaydi. Xususiy nurlanishning ta'sirida markazi qutblar ustida 25 va 30 km balandliklar orasida joylashgan sovuq soha shakllanadi. Sovuq sohaning arktik markazida harorat -73°S gacha, antarktik markazda esa -85°S va undan kamroqqacha pasayadi.

Qishda quyi stratosferadagi eng yuqori harorat sohalari o'rta kengliklarda 40° sh.k. va 40° j.k. orasida kuzatiladi, o'rta stratosferada esa u ekvator tomonga biroz siljiydi. Shunday qilib, qishda quyi stratosferada haroratning gorizontol gradiyenti o'rta kengliklardan ekvator va qutblarga yo'naladi. Bu noyabrdan martgacha davrdagi stratosfera termik rejimining muhim xususiyatidir.

O'rta va yuqori stratosferada (30 km dan yuqorida) barcha kengliklarda harorat balandlik bo'yicha ortadi. Yozda haroratning gorizontol gradiyenti qutblardan ekvatorga yo'nalgan. Qishda gradiyentning yo'nalishi qarama-qarshi o'zgaradi. Ko'rsatib o'tilgan haroratning vertikal va gorizontol taqsimoti o'rta va yuqori stratosferada issiqlikning asosiy manbai bo'lgan ozonning vaqt va fazo bo'yicha taqsimotining xususiyatlariga bog'liq bo'ladi.

2. Yuqorida harorat inversiyalari to'g'risida aytib o'tilgan edi. **Harorat inversiyasi** deganda balandlik bo'yicha havo haroratining ortishi tushuniladi. Harorat inversiyalari troposferaning butun qalinligiga nisbatan yetarlicha kichik qatlamlarni egallashiga qaramay, troposferada tez-tez kuzatilib turadi.

Harorat inversiyasi haroratning ko'tarilishi kuzatilayotgan qatlam qalinligini ifodalovchi **quvvati** (Δz) va inversiya qatlamining yuqori va quyi chegarasidagi haroratlar farqini ifodalovchi **chuqurligi** (Δt) bilan tavsiflanadi. Inversiya qatlamida haroratning vertikal gradiyenti ($\frac{\Delta t}{\Delta z}$) manfiy qiymatga ega.

Atmosferaning turli qatlamlarida paydo bo'luvchi inversiyalar bevosita yer sirti ustida shakllanuvchi **yer sirti yaqini inversiyalari** va yer sirtidan ma'lum balandlikda shakllanuvchi **ko'tarilgan inversiyalarga** bo'linadi.

2.1. Yer sirti yaqini harorat inversiyalarining turlari.

Bu inversiyalarning eng ko'p tarqalgan turi **radiasion inversiyalar** hisoblanadi. Yer sirti va unga qo'shni bo'lgan atmosfera qatlamlarining tungi radiasion sovushi radiasion inversiyalarning shakllanishiga sabab bo'ladi. Tungi ochiq havo va yer sirti yaqinida shamolning kuchsiz bo'lishi inversiyaning paydo bo'lishida eng yaxshi sharoit

hisoblanadi. Bunday sharoitlar yer yaqini antisiklonlari, ayniqsa ularning markaziy qismlari uchun xos bo'ladi. Yozda Quyoshning ko'tarilishi va yer sirtining isishi bilan radiasion inversiyalar yemiriladi. Yilning sovuq davrida radiasion inversiya kunduzgi vaqtda ham kuzatilishi mumkin.

Radiasion inversiyalarning quvvati odatda 200-300 m, chuqurligi esa 10-15°S va undan ko'proqni tashkil etadi. Arktika va Antarktida muzliklari ustida yer yaqini radiasion inversiyalari uzoq vaqt saqlanib turishi mumkin.

Ochiq suv sirtlari ustida radiasion inversiyalar kamdan-kam paydo bo'ladi. Ko'pincha **izotermiya**, ya'ni doimiy haroratga ega bo'lgan qatlam shakllanadi.

Inversiya qatlamining ichida kuchli termik turg'unlik kuzatilganligi uchun vertikal harakatlar o'ta sustlashadi. Shu sababdan shahar sharoitlarida radiasion inversiyalar atmosfera quyi qatlamlarining atmosfera aerozollari bilan kuchli ifloslanishiga olib keladi.

Orografik inversiya radiasion inversiyaning ko'rinishlaridan biri hisoblanadi. Ochiq ob-havo kuzatilganda relyefning botiq shakllarida sovuq havo turib qoladi va yer sirtiga qo'shni havo qatlamlarining o'ta kuchli sovushiga olib keladi. Masalan, tog' botiqligida joylashgan Verxoyanskda (sovuqlik qutbi yaqinida), qishda o'rtacha harorat atrofdagi tog' yonbag'irlardagi haroratga nisbatan 10-15°S pastroq. Foydali qazilmalar olinuvchi karyerlar antropogen kelib chiqishga ega bo'lgan botiqliklardir. Qish paytida ulardagi havo o'ta kuchli ifloslanishi mumkin.

Yer yaqini inversiyalarining ikkinchi turi **advektiv inversiyadir**. U iliq havo massasi sovuq yer sirtiga kirib kelganda paydo bo'ladi. Bu qishda iliq dengiz havosining sovugan qit'aga yoki yozda iliq qit'a havosining sovuqroq dengiz sirtiga tomon harakatlanganda kuzatiladi.

Bu hollarda inversiyaning yuqori chegarasida shivalama yog'in beruvchi qatlamli bulutlar shakllanishi mumkin. Namlik yetarli bo'lganda yer sirti yaqinida tuman hosil bo'ladi. Bunday inversiyalarning quvvati bir necha yuz metrga yetadi (500-600 m), chuqurligi esa nisbatan kichik: 5-6°S.

Qor yoki **bahor inversiyasi** deb ataluvchi inversiya advektiv inversiyaning ko'rinishlaridan hisoblanadi. U bahorda, qor qoplami ustiga harakatlanuvchi iliq havo bevosita yer sirti ustida sovuganda paydo bo'ladi. Bunday inversiyaning quvvati kichik (yuz metrgacha).

2.2. Atmosferaning pastki 1,5-2 km qatlamida **cho'kish inversiyasi** yoki **siqilish inversiyasi** deb ataluvchi ko'tarilgan inversiyalar tez-tez paydo bo'ladi. Ular ko'pincha turg'un antisiklonlarda, ham quruqlik, ham dengiz ustida katta hududlarda va uzoq vaqt davomida kuzatiladi. Bu inversiyalar havoning pastlama harakatlanishi va bunda adiabatik isishida paydo bo'ladi. Agar tushayotgan qatlam avval turg'un stratifikatsiyaga ega bo'lsa, pastlashda u yanada turg'unlashadi va inversiyaning shakllanishiga olib kelishi mumkin. Gap shundaki, havo massasining tushishida pastki qatlamdagi havoning yoyilishi yuz beradi. Buning natijasida havo qatlamining yuqoridagi qismi vertikal bo'ylab ko'proq yo'lni o'tadi va pastki qismlarga nisbatan ko'proq adiabatik isiydi.

Bu inversiyalar katta quvvatga (0,8-1,0 km gacha) ega bo'lishi mumkin, biroq ularning chuqurligi kichik ($\Delta t \approx 2-3^\circ\text{S}$). Ba'zida ular yer yaqini radiasion inversiyalari bilan qo'shilishi mumkin. Bu holda nafaqat katta quvvatli, balki chuqur ($\Delta t = 15-20^\circ\text{S}$) inversiya qatlami shakllanadi.

Passat inversiyalari deb ataluvchi bunday turdagi ko'tarilgan inversiyalar subtropik passatlarning ekvator tomonidagi chetida quyi 1-2 km qatlamda deyarli doim kuzatiladi.

Ko'tarilgan inversiyalar bulut qatlamlari ustida ham shakllanishi mumkin. Bunda havoning pastlama harakati katta o'rin tutadi. Bulut qatlamining ustida tushayotgan havo adiabatik isiydi. Bulutning o'zida esa havoning nam adiabatik sovushi yuz beradi. Bu ikki jarayon dinamik kelib chiqishga ega bo'lgan **bulut usti inversiyasining** hosil bo'lishiga olib kyelishi mumkin.

Dinamik inversiyalar quyi sath naysimon oqimlari deb ataluvchi minimal shamol tezliklari sohasida hosil bo'ladi. Shamolning katta tezliklarida (nay o'qida 15 m/s va undan katta) havoning yuqori va quyi qatlamlardan o'ziga xos so'rib olinishi yuz beradi. Yuqori qatlamlar pastlaydi va quruq adiabatik isiydi, quyi qatlamlar esa ko'tariladi va adiabatik soviydi. Bu jarayonlarning natijasida yaxshi shakllangan harorat inversiyasi paydo bo'ladi.

Yer sirtidan ixtiyoriy balandlikda frontal inversiyalar kuzatilishi mumkin. Ular frontal zonalarning vertikal kesishmasida hosil bo'ladi. Vertikal bo'ylab sovuq front iliq front bilan kesishadimi, yoki iliq front sovuq front bilan kesishadimi, bundan qat'iy-nazar pastdagi sovuq havodan yuqoridagi iliqroq havoga o'tish sodir bo'ladi.

Yer-atmosfera tizimining issiqlik balansi 1. Yer sirtining (quruqlikning) issiqlik holati 5.1. bo'limda ko'rib chiqilgan edi. Yer-atmosfera iqlimiy tizimining issiqlik balansini ko'rib chiqamiz. Umuman olganda iqlimiy tizim deganda atmosfera, gidrosfera, litosfera, kriosfera va biosfera tushuniladi.

Atmosferada birlik ko'ndalang kesimga ega bo'lgan havo ustunini ajratib olamiz va uning issiqlik holatini o'zgartiruvchi issiqlikning barcha manbalari va yo'qotilishini hisobga olamiz.

Bu havo ustunining isishi quyidagi omillar ta'sirida yuz beradi:

- quyosh energiyasining yutilishi $J'_0(1 - A_{Yer})$, bu yerda J'_0 - insolyasiya, A_{Yer} - Yer-atmosfera tizimining albedosi;
 - suv bug'ining LS yashirin issiqlik ajralishini beruvchi kondensasiyasi, bu yerda S – kondensatsiyalangan suv bug'ining massasi;
 - havo ustunidan o'tuvchi iliq adveksiya Q_a ;
 - gorizontil iliq okean oqimlari olib keladigan issiqlik F_1 ;
- Havo ustunining sovushi quyidagi yo'llar bilan yuz beradi:
- kosmik fazoga infraqizil nurlanishning chiqib ketishi U_∞ ;
 - suvning bug'lanishiga issiqlik sarfi LE ;
 - sovuq adveksiya Q'_a ;
 - salqin okean oqimlari olib ketadigan issiqlik F_2 .

Ko'rilayotgan havo ustuni ichidagi issiqlik miqdorining Q_Z o'zgarishi yuqorida sanab o'tilgan oqimlarning algebraik yig'indisi bilan aniqlanadi:

$$Q_{Yer} = J'_0(1 - A_{Yer}) + LC - LE + Q_a - Q'_a + F_1 - F_2 - U_\infty$$

yoki

$$Q_{Yer} = J'_0(1 - A_{Yer}) + L(C - E) + \Delta Q + \Delta F - U_\infty, \quad (6.7)$$

bu yerda $\Delta Q = Q_a - Q'_a$, $\Delta F = F_1 - F_2$.

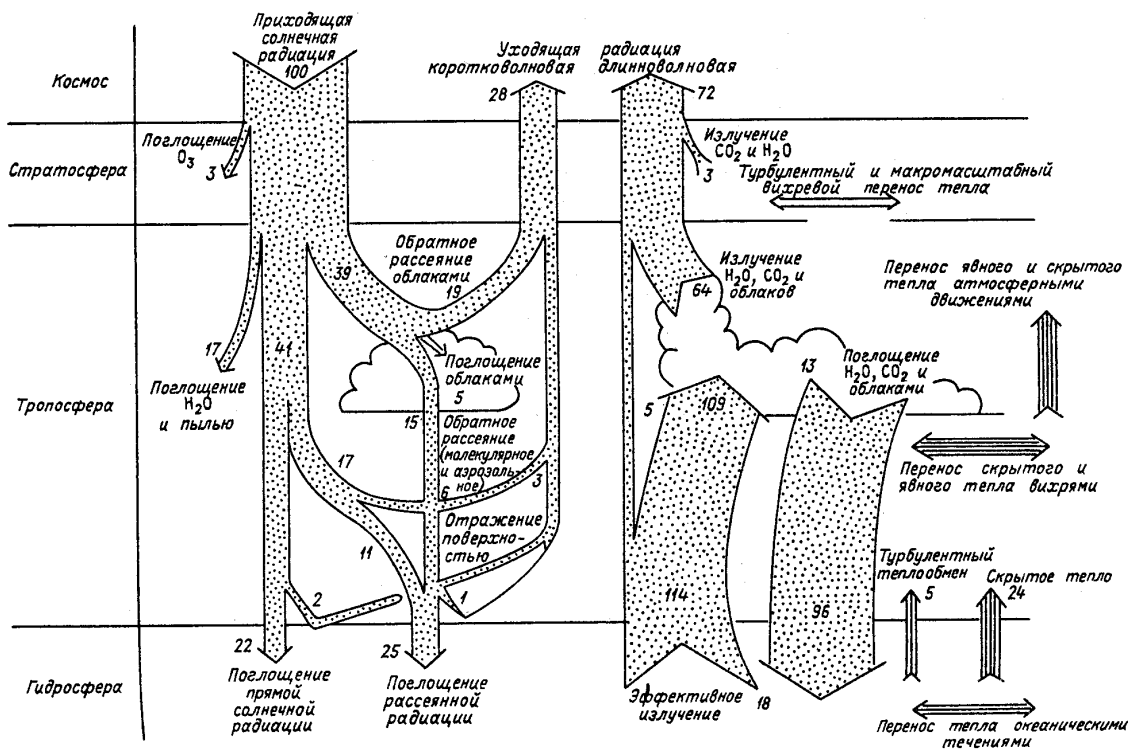
Bir yil davr uchun Q_{Yer} ning nolga yaqin ekanligi va (4.28) formulani e'tiborga olsak, quyidagini hosil qilamiz:

$$R_{Yer} = L(C - E) + \Delta Q + \Delta F \quad (6.8)$$

(6.8) tenglama Yer-atmosfera tizimining issiqlik balansi tenglamasi hisoblanadi.

2. Yer-atmosfera tizimidagi iqlimiy tizimning turli tashkil etuvchilari o'rtasidagi issiqlik almashinuvi jarayonlarini shakllantiruvchi noursimon energiya oqimlari hamda yashirin va oshkor oqimlarning Shnayder va Denmet taklif qilgan o'rtacha yillik nisbiy birliklarda ifodalangan taqsimotini ko'rib chiqamiz (32-rasm).

Gorizontal sirtga kelayotgan quyosh radiatsiyasi miqdorini (insolyasiya) 100 birlik deb olamiz. Bu radiatsiya miqdorining 20 birligi atmosferada ozon, suv bug'i va atmosfera aerozollari tomonidan, 5 birligi bulutlar tomonidan yutiladi. Yer sirti to'g'ri va sochilgan radiatsiya ko'rinishda 47 birlikni yutadi. Qolgan 28 birlik bulutlar (19 birlik), yer sirti (3 birlik) va atmosferadan (6 birlik) kosmik fazoga qaytariladi. Shunday qilib, bu modelda Yer-atmosfera tizimining albedosi 28%ni tashkil qiladi.



32-rasm. Yer iqlimiy tizimining o'rtacha yillik issiqlik balansi sxemasi.

Yer sirti spektrning uzun to'liqlik qismida 114 birlik nurlaydi. Ulardan 109 birligini atmosfera yutadi, 5 birligi shaffoflik "oyyasi" orqali kosmik fazoga ketadi. Atmosfera yer sirtiga 96 birlikni qarshi nurlaydi, suv bug'lari, uglerod ikki oksidi va bulutlar ochiq fazoga 64 birlikni nurlaydi, shuningdek yuqori atmosfera 3 birlik nurlaydi. Shunday qilib, ketayotgan nurlanish 72 birlikni tashkil qiladi.

Atmosferaning yuqori chegarasida radiasion oqimlarning balansi bajariladi: kelayotgan 100 birlik nurlanish ketayotgan qisqa (28 birlik) va uzun to'liqlik (72 birlik) radiatsiya bilan kompensatsiyalanadi.

Yer sirti effektiv nurlanish hisobiga 18 birlik (114 va 96 birlik farqi) yo'qotadi. Demak, yer sirtining radiasion balansi musbat va $47-18=29$ birlikni tashkil qiladi. Atmosferaning radiasion balansi (4.8. paragrafga qarang) manfiy va u ham 29 birlikni ($25+18-72$ birlik) tashkil qiladi.

Yer sirti turbulent almashinuv yo'li bilan 5 birlik va bug'lanish hisobiga 24 birlik yo'qotadi. Shunday qilib, quyosh radiatsiyasini yutish hisobiga olingan 47 birlik issiqlik shu miqdordagi yo'qotishlar ($18+5+24$ birlik) bilan kompensatsiyalanadi.

Atmosfera yiliga o'rtacha 163 birlik issiqlik (25+109+5+24 birlik) oladi va shuncha yo'qotadi (96+64+3 birlik).

3. Ko'rib chiqilgan modelda issiqlik manbalari va uning sarfi iqlimiy tizimdagi energiyaning vertikal qayta taqsimlanishi mexanizmlari hisoblanadi. Ma'lumki, joy kengligiga bog'liq ravishda yer sirti va atmosferaning radiasion balansi yil davomida musbat yoki manfiy bo'lishi mumkin. Shunga qaramay, bir yoki ko'p yillik davrda nafaqat butun Yer uchun balki uning ayrim kenglik hududlari uchun ham issiqlikning kyelishi va sarfi o'rtasida balans saqlanadi. O'rtacha havo haroratining doimiy bo'lishi buning ko'rsatkichi hisoblanadi. Bu ayrim hududlardagi ortiqcha yoki yetishmayotgan radiatsiya ham yer sirti va atmosfera o'rtasida, ham ayrim kenglik hududlari o'rtasidagi noan'anaviy issiqlik almashinuvi bilan kompensasiyalanishini bildiradi.

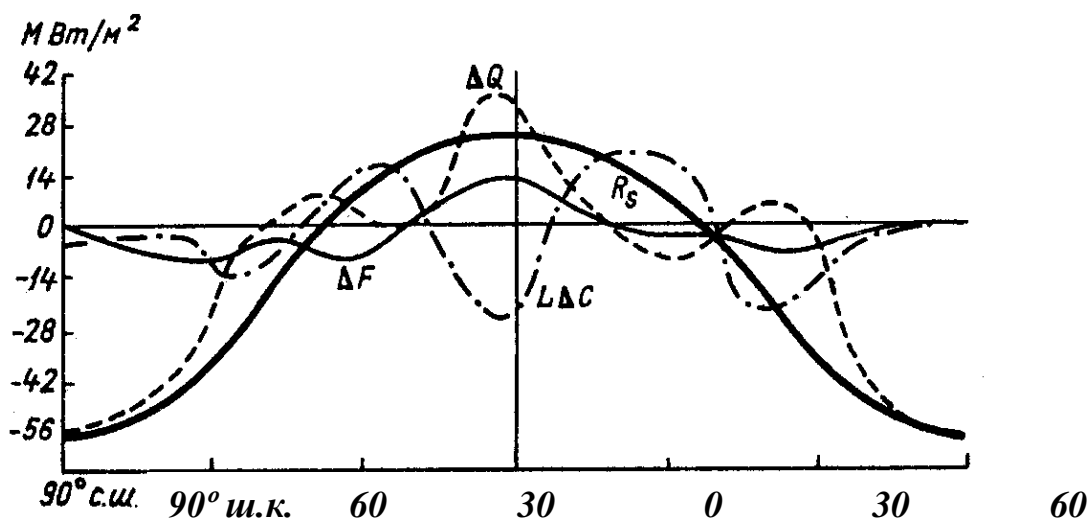
(6.8) formuladan kelib chiqadiki, bu issiqlik almashinuvi okean oqimlari va atmosfera umumiy sirkulyasiyasi yordamida amalga oshiriladi.

$\Delta F > 0$ bo'lgan 20° sh.k. va 20° j.k. kengliklar orasida okean oqimlari keltiruvchi natijaviy issiqlik oqimi maksimumga ega bo'ladi. 20° k. dan yuqori kengliklarda $\Delta F < 0$ qiymatlarga ega bo'ladi. Bu okean oqimlarining tropiklardan issiqlikni intensiv olib chiqishi hisobiga okeanda issiqlikning yig'ilishini bildiradi. So'ngra to'shalma sirt va havo o'rtasidagi issiqlik almashinuvi mexanizmlari orqali bu issiqlik atmosferaga uzatiladi. Shimoliy yarimsharda iliq okean oqimlarining (Golfstrim, Kuro시오) meridionalligi katta bo'lganligi sababli issiqlik kelishining uning sarfiga nisbatan effekti yaxshiroq ifodalangan.

Ekvatorial sohada kuzatiluvchi eng katta ortiqcha issiqlik (33-rasm) atmosfera sirkulyasiyasi ta'sirida boshqa sohalarga uzatiladi. Issiqlik qit'alarining tropik va subtropik hamda o'rta kengliklarning okean sohalaridan boshqa sohalarga uzatiladi.

Okeanning suv sirtidan bug'lanishga issiqlik sarfi hisobiga 10° sh.k. va 10° j.k. orasidagi ekvatoroldi hududida $L(C-E) < 0$ bo'ladi. Bu yashirin issiqlik oqimining atmosfera sirkulyasiyasi ta'sirida yuqori kengliklarga olib chiqilishi kerakligini bildiradi.

Shunday qilib, Yer-atmosfera tizimining issiqlik muvozanati okean va atmosferadagi gorizontalar bilan ta'minlanadi. Buning natijasida turli harorat xarakteristikalariga ega bo'lgan havo massalari va suvning kengliklararo almashinuvi sodir bo'ladi.



33-rasm. Yer-atmosfera tizimi issiqlik balansining kengliklar bo'yicha o'rtacha yillik taqsimoti (Sellers bo'yicha).

Havo haroratining yillik o'zgarishlari. Yillik o'zgarish turlari. Yil davomida yer sirtiga kelayotgan quyosh radiatsiyasining o'zgarishlari o'rtacha oylik haroratlarning qish oylarida pastroq, yoz oylarida yuqoriroq bo'lishiga olib keladi. O'rta va yuqori kengliklarda ko'pyillik o'rtacha oylik haroratlar yil davomida bir maromda o'zgarib, iyul yoki avgustda maksimumga, yanvar yoki fevralda (ba'zida dekabrda) minimumga erishadi.

Eng iliq va eng sovuq oylarning o'rtacha oylik haroratlari orasidagi farq muhim iqlim xarakteristikasi hisoblanadi.

Havo haroratining yillik amplitudasiga quyidagi omillar eng katta ta'sir ko'rsatadi: kenglik, yer sirtining turi, joyning okeandan uzoqligi, okean oqimlari.

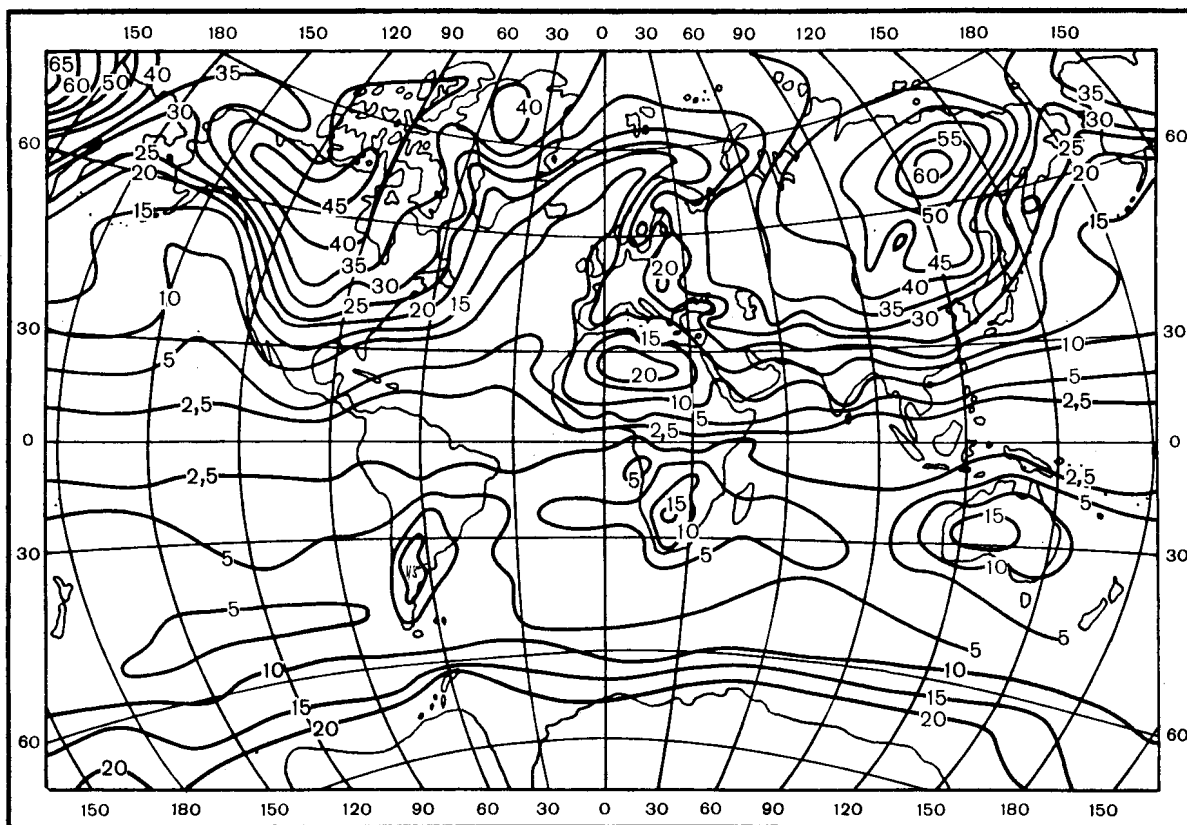
Haroratning yillik amplitudasi ekvatorial hududdagi okean ustida 2,5°S ni tashkil etuvchi eng kichik qiymatga ega (34-rasm). Tropik kengliklarda okean ustida haroratning yillik amplitudasi 5°S gacha, qit'alar ustida esa janubiy yarimsharda 15°S, shimoliy yarimsharda 20°S gacha ortadi. Janubiy yarimsharning o'rta kengliklarida okean ustida yillik amplituda 5-10°S ni tashkil etib, yuqori kengliklarda 20°S gacha ortadi. Shimoliy yarimsharda harorat yillik amplitudasining taqsimlanishi turlicha. O'rta kengliklarda okean ustida yillik amplituda 15°S atrofida bo'lib, qit'alar ustida tez ortadi. Qit'alarining ichki qismida u Kanadada 45°C, sharqiy Sibirda 60°S ni tashkil qiladi. Qutbiy kengliklarda yillik amplituda 35-40°S gacha kamayadi. Atlantika va Tinch okeanlari ustida haroratning yillik amplitudalari taqsimotidagi zonallikning keskin buzilishi okean oqimlarining ta'siri hisoblanadi. G'arbiy va Shimoliy Yevropada harorat yillik amplitudalarining 10-15°S gacha kamayishiga olib keluvchi iliq Golfstrim oqimining ta'siri ayniqsa kuchli.

Qit'alarda katta ko'llar havo haroratining yillik amplitudalarini kamaytiradi va shu bilan iqlimni yumshatadi. Masalan, Baykal ko'lining o'rtasida yillik amplituda 30-31°S, uning qirg'oqlarida 36°S atrofida, Yenisey daryosining shu kenglikdagi qismida esa 42°C ni tashkil qiladi. Issiq-ko'l, Ladoga va boshqa ko'llar ham havo haroratiga shunday ta'sir ko'rsatadi.

Dengiz va kontinental iqlim tushunchalarini kiritamiz. Havo haroratining nisbatan kichik yillik amplitudalari bilan tavsiflanuvchi dengiz iqlimi okeanlar va qit'alarining ularga yondosh, dengiz havo massalarining takrorlanuvchanligi katta bo'lgan qismlari ustida shakllanadi. G'arbiy va Shimoliy Yevropa shunday iqlim tipiga ega.

Kontinental iqlim qit'alarining ichki qismlari va qit'a havo massalari katta takrorlanuvchanlik bilan keladigan okean qismlari ustida shakllanadi. Bu yerda havo haroratining yillik amplitudasi ancha katta bo'ladi. Uzoq Sharq shunday iqlim tipiga mansub.

O'rta va yuqori kengliklarda kontinental iqlimning dengiz iqlimiga nisbatan katta amplitudasi yozdagi yuqori haroratlar emas, balki qishda juda past haroratlar kuzatilishi oqibatida hosil bo'ladi. Bu kengliklarda dengiz iqlimidagi o'rtacha yillik haroratlar qit'adagiga nisbatan yuqoriroq. Tropik kengliklarda quruqlik ustidagi yillik amplitudalarning yuqori qiymatlari sovuq qish emas, balki yozning issiqroq bo'lishi bilan izohlanadi. Shuning uchun kontinental iqlimdagi o'rtacha yillik harorat dengiz iqlimidagiga nisbatan yuqoriroq bo'ladi.



34-rasm. Havo haroratining o'rtacha yillik amplitudalari (°C).

Dengiz va kontinental iqlimlar namlik, yog'inlar rejimlari va boshqalar bilan farq qiladi. Shunga qaramay, ularni farqlovchi asosiy ko'rsatkich havo haroratining o'rtacha yillik amplitudasi hisoblanadi. Biroq, yuqorida ko'rsatib o'tilganidek, bu kattalik geografik kenglikka bog'liq. Demak, iqlimning kontinentalligini miqdoriy baholash uchun kenglikning havo haroratining yillik amplitudasiga ta'sirini chiqarib tashlash kerak.

Bu masalani hal qilish uchun bir qator **kontinentallik indeksleri** taklif qilingan. Ulardan S.P.Xromov taklif qilgan kontinentallik indeksiga to'xtalamiz (K):

$$K = \frac{A - A_k}{A} \cdot 100\%, \quad (6.9)$$

bu yerda A – havo haroratining yillik amplitudasi, $A_k = 5,4 \sin \varphi$ (φ - kenglik) - «sof okean amplitudasi» deb ataluvchi qit'a ta'siridan mutlaqo holi bo'lgan okean ustidagi amplituda. Bunday amplituda sifatida Tinch okeani janubiy yarmining markaziy qismidagi amplituda tanlangan. A_k ni e'tiborga olsak, (6.9) quyidagicha yoziladi:

$$K = \frac{A - 5,4 \sin \varphi}{A} \cdot 100\% \quad (6.10)$$

Bu kontinentallik indeksi qaralayotgan joydagi havo harorati amplitudasining qanday ulushi Yer sharidagi quruqlikning ta'siri, qanday ulushi qit'alarning ta'siri hisobiga hosil bo'lishini ko'rsatadi.

Janubiy yarimsharda uchchala okeanlarning ichki qismida K indeksi 10% dan kichik. Biroq, Shimoliy Atlantikada u 25% dan katta, Yevropaning eng g'arbida 50 va 75% o'rtasida, Markaziy va Shimoli-sharqiy Osiyoda – hatto 90% dan katta. U, shuningdek, Avstraliyaning ichkarisidagi uncha katta bo'lmagan maydonlarda hamda Afrika va Janubiy Amerikaning shimoliy qismlarida 90% dan katta.

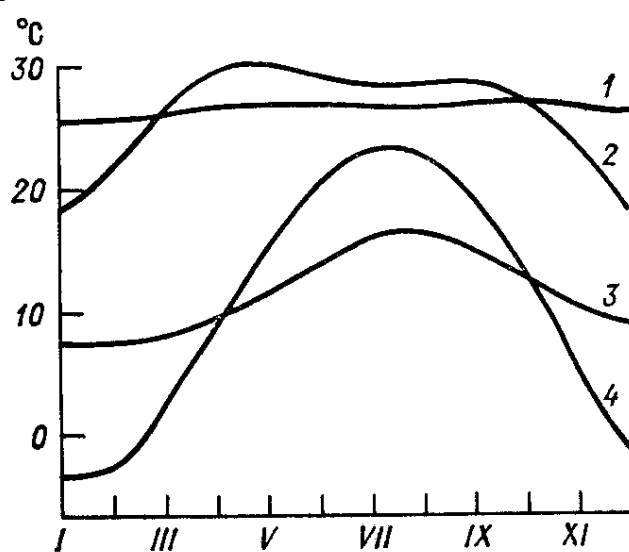
Shunday qilib, haroratning yillik amplitudalari bo'yicha fikr yuritsak, qit'adagi dengiz iqlimiga eng yaqin keladigan iqlim ham okean ta'sirida emas, ko'proq quruqlik ta'sirida shakllanadi. Bundan tashqari, Shimoliy Atlantikaning markaziy qismidagi haroratning yillik amplitudasiga qit'alarning ta'siri okean ta'siridan biroz kichik xolos. Bu okeanga havo massalarining quruqlikdan chiqib kelishi bilan tushuntiriladi. Faqat janubiy yarimsharning o'rta kengliklaridagina quruqlikning haroratning yillik amplitudasiga ta'siri sezilarsiz bo'ladi.

Kenglik va kontinentallikka bog'liq ravishda haroratning yillik o'zgarishi quyidagi tiplarga ajratiladi (34-rasm).

a. **Ekvatorial tur.** Ekvatorial bosim botiqliklarining eng chekkasiga mos keladi. Bu tip kichik amplituda bilan tavsiflanadi: qit'alar ichida 5°S atrofida, sohillarda - 3°S dan kichik, okeanlarda -1°S va undan kichik, Molden orolida (4° j.k., 155° sh.u.) - atigi $0,5^{\circ}\text{S}$. Hamma joyda bo'lmasada, tengkunliklardan keyin haroratning ikkita maksimumi va quyosh turishi davrida ikkita minimumi kuzatiladi. Harorat ekstremumlari quyosh radiatsiyasi kelishining yillik o'zgarishi bilan yaxshi muvofiqlikka ega.

b. **Tropik tur.** Bu tip subtropik antisiklonlar va tropik mussonlar hududida joylashgan. Yillik amplituda ekvatorial tipdagiga nisbatan kattaroq: sohillarda 5°S atrofida, qit'a ichida - $10-15^{\circ}\text{S}$. Yil davomida quyosh turishidan biroz keyinga mos keluvchi bitta maksimum va bitta minimum kuzatiladi.

Musson sohalarida ikkita maksimum: birinchisi musson boshlanishidan avval (may), ikkinchisi u tugaganidan keyin (sentyabr), minimumlar esa musson davrida (iyun-avgust) va qishda (dekabr) kuzatiladi.



35-rasm. Havo harorati yillik o'zgarishining ayrim tiplari.

- 1 – ekvatorial (Jakarta), 2 – mussonlar sohasidagi tropik (Kalkutta),
 3 – o'rta kengliklardagi dengiz (Silli, Shotlandiya),
 4 – o'rta kengliklardagi kontinental (Chikago).

v. **O'rta kengliklar turi.** Ekstremumlar bu yerda quyosh turishlaridan keyin kuzatiladi. Shu bilan birga dengiz iqlimida ular kontinental iqlimdagiga nisbatan kechikadi. Shimoliy yarimsharda minimum quruqlik ustida – yanvarda, dengiz ustida esa – fevral yoki martda; maksimum quruqlik ustida – iyulda, dengiz ustida esa – avgustda va ba'zida sentyabrda kuzatiladi. Bu quruqlik va dengizning avval ko'rib chiqilgan isishi va issiqlik berishi orasidagi farq bilan tushuntiriladi.

O'rta kengliklar kontinental iqlimi uchun qishning sovuq bo'lishi ayniqsa xarakterlidir; biroq yoz ham dengiz iqlimidagiga nisbatan ancha issiq. Bu yerda o'tish mavsumlari ham o'ziga xos xarakterga ega. Tipik dengiz iqlimida bahor kuzdan sovuqroq, kontinental iqlimda esa aksincha. Yupqa qor qoplami erta erib, tuproqning isishiga halaqit bermaydigan Qozog'iston, Turon pasttekisligi, Mongoliya dasht va cho'llarida bahor ayniqsa issiq bo'ladi. Biroq, issiqlikning katta miqdori qorni eritishga sarflanadigan qit'aning qalin qor qoplamiga ega bo'lgan hududlarida (misol uchun, Rossiyaning Yevropa qismi va G'arbiy Sibir) bahor dengiz iqlimida bo'lgani kabi kuzdan sovuqroq bo'ladi.

O'rta kengliklar dengiz iqlimida yillik amplitudalar $10-15^{\circ}\text{S}$, kontinental iqlimda $25-40^{\circ}\text{C}$, Osiyoda esa hatto 60°S dan ortiqni tashkil etadi.

O'rta kengliklarda **subtropik, aynan mo'tadil va subqutbiy** hududlarni ajratish mumkin. O'tish mavsumlari faqat ularning ikkinchisida yaqqol ifodalangan. Kontinental va dengiz iqlimlari uchun yillik amplitudalar shu yerda eng katta farqqa ega.

g. **Qutbiy tur.** Yillik o'zgarish minimumi uzoq qutb tunidan so'ng ufqda quyosh chiqayotgan vaqtga, ya'ni shimoliy yarimsharda fevral-mart, janubiy yarimsharda avgust-sentyabrga to'g'ri keladi. Maksimum shimoliy yarimsharda iyulda, janubiy yarimsharda yanvar yoki dekabrda kuzatiladi. Amplituda quruqlikda (Grenlandiya, Antarktida) katta – $30-40^{\circ}\text{S}$ atrofida bo'ladi. Qutbiy kengliklar dengiz iqlimida – orol va qit'alar chetida – amplituda kichikroq, biroq 20°S va undan ko'proqni tashkil etadi.

O'rtacha oylik haroratning iqlimiy me'yordan o'rtacha chetlanishi **o'rtacha oylik haroratning o'zgaruvchanligi** deb ataladi. Bu ko'rsatkich qaralayotgan joyda yildan yilga kuchli farqlanishi mumkin bo'lgan haroratning nodavriy o'zgarishlari intensivligiga bog'liq. Bu kattalikning o'zgaruvchanligi kenglik bo'ylab ortib boradi. Tropiklarda u kichik, o'rta kengliklarda sezilarli. Dengiz iqlimida u kontinental iqlimidagiga nisbatan kichikroq. Ba'zi yillarda dengiz havo massalari, boshqalarida kontinental havo massalari ustun bo'ladigan dengiz va kontinental iqlimlari orasidagi o'tish hududlarida o'zgaruvchanlik ayniqsa katta.

Agar haroratning yillik o'zgarishi o'rtacha sutkalik (yoki o'rtacha besh kunlik) ma'lumotlar asosida ifodalansa, ko'pyillik (hatto yuz yil) davr uchun yillik o'zgarish egri chizig'i bir tekisda chiqmaydi. Unda harorat nodavriy o'zgarishlarining oqibati bo'lgan g'alayonlar yoki fluktuatsiyalar paydo bo'ladi.

Ayrim hollarda davomiyligi bir necha kun bo'lgan yillik o'zgarishdagi bu g'alayonlar qaralayotgan hududga ma'lum tipdagi havo massalarining kirib kelishi kuzatiladigan **kalendar davrlar** bilan bog'liq. O'rta kengliklarda kuz davrida kuzatiladigan **kampir yozi** deb ataluvchi havoning isishlari, O'rta Osiyoda aprel-martda havoning keskin sovishi shunday davrlarga misol bo'ladi.

Konvektiv va turbulent issiqlik oqimlari. Issiqlik uzatilishi

Yer sirtidan atmosferaga issiqlik uzatilishi konvektiv va turbulent issiqlik almashinuvi, radiatsiyaning nurlanishi va yutilishi, suvning fazaviy o'tishlari va molekulyar issiqlik o'tkazuvchanlik jarayonlari orqali amalga oshadi.

Issiqlik oqimi – bu birlik vaqt davomida birlik yuzali sirtga perpendikulyar yo'nalishda havo zarralari uzatgan issiqlik energiyasi miqdoridir $c_p \cdot T$ ($\text{J}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ yoki Vt/m^2). Issiqlik oqimi konvektiv Q_k va turbulent Q_t oqimlardan tashkil topadi.

Konvektiv oqim – bu havoning sirtga perpendikulyar yo'nalgan S o'rtacha tezlikli tartibli aralashishi bilan bog'liq bo'lgan oqimdir.

$$Q_k = c_p T \rho C, \quad (6.12)$$

bu yerda ρ – havo zichligi.

O‘rtacha shamol tezligining gorizontaal tashkil etuvchisi vertikal tashkil etuvchisidan yuzlab barobar katta. Shuning uchun konvektiv oqim issiqlikning asosan gorizontaal bo‘ylab uzatilishini ifodalaydi. Konvektiv oqimning gorizontaal tashkil etuvchisi **issiqlikning advektiv oqimi**, vertikal tashkil etuvchisi esa aynan konvektiv oqim deb ataladi.

Issiqlikning **turbulent oqimi** shamol pulsatsiyalari (shamolning o‘rtacha qiymatlaridan chetlanishlari)ga bog‘liq. Issiqlikning turbulent oqimi (molekulyar issiqlik o‘tkazuvchanlik kabi) harorat gradiyentiga proporsional:

$$Q_t = -c_p A \frac{\partial \theta}{\partial N}, \quad (6.13)$$

bu yerda A – turbulent issiqlik almashinuvi koeffitsiyenti, $\frac{\partial \theta}{\partial N}$ – sirtga perpendikulyar yo‘nalishda potensial harorat gradiyenti.

Gorizontaal bo‘yicha turbulent almashinuvi vertikal bo‘yicha almashinuvdan ancha kichik bo‘lganligi uchun vertikal turbulent issiqlik almashinuvi quyidagicha yozilishi mumkin:

$$Q_z = -c_p A \frac{\partial \theta}{\partial z}$$

yoki (5.18) ni hisobga olib,

$$Q_z = -c_p A (\gamma_a - \gamma). \quad (6.14)$$

Turbulent issiqlik almashinuvi A quyidagi ko‘rinishda berilishi mumkin:

$$A = k\rho, \quad (6.15)$$

bu yerda k – turbulentlik koeffitsiyenti (m^2/s).

(6.15) ni hisobga olib, turbulent issiqlik oqimi tenglamasi quyidagicha yoziladi:

$$Q_z = -c_p \rho k \frac{\partial \theta}{\partial z}. \quad (6.16)$$

Atmosfera stratifikatsiyasi quruq noturg‘un ($\gamma > \gamma_a$) bo‘lganida turbulent issiqlik oqimi musbat ($Q_z > 0$), ya‘ni yer sirtidan atmosfera tomon yo‘nalgan bo‘ladi. Agar atmosfera stratifikatsiyasi quruq befarq ($\gamma = \gamma_a$) bo‘lsa, turbulent issiqlik oqimi nolga teng ($Q_z = 0$), va nihoyat, stratifikatsiya quruq turg‘un ($\gamma < \gamma_a$) bo‘lganida manfiy ($Q_z < 0$) bo‘ladi.

Real sharoitlarda havo zarrasi yopiq termodinamik sistema esam. Uning vertikal harakatida atrofdagi pastroq haroratli havoning qo‘shilishi kuzatiladi. Shuning uchun turbulent issiqlik oqimi nolga aylangandagi haroratning vertikal gradiyenti quruq adiabatik gradiyentdan kichik bo‘ladi va u **haroratning muvozanat gradiyenti** (γ_m) deb ataladi.

Ko‘p sonli tajriba ma‘lumotlarining ko‘rsatishicha, harorat muvozanat gradiyentining o‘rtacha qiymati $0,65-0,70^\circ/100$ m ga teng ekan. Demak, xatto stratifikatsiya quruq turg‘un ($\gamma < \gamma_a$) bo‘lganida ham turbulent issiqlik oqimi nolga teng emas, balki musbat bo‘ladi.

Ma‘lum hajmdagi havo haroratining o‘zgarishi issiqlik oqimi bilan emas, balki unga kelgan yoki undan ketgan issiqlik miqdori – **issiqlik uzatilishi** bilan belgilanadi. Issiqlik uzatilishi – bu havo zarrasiga kelayotgan va undan ketayotgan issiqlik oqimlarining farqidir. Issiqlik uzatilishining o‘lchov birligi $J/(m^3 \cdot s)$ yoki Vt/m^3 .

Vertikal yo‘nalishda issiqlik uzatilishi uchun formulani keltirib chiqaramiz. Atmosferada z va $z+dz$ sathlar orasida birlik yuzali havo ustunini ajratamiz. Tabiiyki,

ajratilgan hajmga issiqlik uzatilishi quyi sathdagi Q_z va yuqori sathdagi $Q_z + dQ_z$ issiqlik oqimlari farqiga teng bo'ladi, ya'ni

$$Q_z - (Q_z + dQ_z) = -dQ_z \quad (6.17)$$

Oqim differensial dQ_z ni quyidagicha yozish mumkin:

$$dQ_z = \frac{\partial Q_z}{\partial z} dz \quad (6.18)$$

Ko'rinib turibdiki, birlik vaqt ichida birlik massali havoga issiqlik uzatilishi quyidagiga teng bo'ladi:

$$\frac{dQ_z}{dm} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial Q_z}{\partial z} \quad (6.19)$$

Issiqlik oqimi barcha koordinatalar bo'yicha tashkil etuvchilarga egaligini hisobga olsak, uni quyidagicha yozish mumkin:

$$\varepsilon = -\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} + \frac{\partial Q_z}{\partial z} \right) \quad (6.20)$$

$$\frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} + \frac{\partial Q_z}{\partial z} = \text{div} \vec{Q} \text{ ekanligini eslasak, u holda}$$

$$\rho \varepsilon = -\text{div} \vec{Q} \quad (6.21)$$

Shunday qilib, birlik vaqt ichida birlik hajmli havoga uzatilgan issiqlik manfiy ishora bilan olingan issiqlik oqimi divergensiyasiga teng, ya'ni $\text{div} \vec{Q} < 0$ bo'lganda issiqlik uzatilishi musbat bo'ladi.

Ta'kidlash lozimki, (6.21) munosabat energiyaning boshqa turlari va atmosferaning boshqa xossalari uchun ham o'rinli. Xususan, uni radiatsiya, suv bug'i, impuls, atmosfera aralashmalari va boshqa oqimlar uchun qo'llash mumkin.

Vertikal bo'yicha turbulent issiqlik uzatilishi uchun quyidagi munosabatni yozish mumkin:

$$\varepsilon_t = \frac{c_p}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \rho k \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (6.22)$$

Turbulent atmosfera uchun issiqlik uzatilishi tenglamasi

Termodinamikaning birinchi qonuni tenglamasi (5.2) boshlang'ich tenglama sifatida xizmat qiladi va uni quyidagi ko'rinishda yozamiz:

$$\frac{dq}{dt} = c_p \frac{dT}{dt} - \frac{R_q T}{P} \frac{dP}{dt} \quad (6.23)$$

Tenglama havo uchun yozilganligi uchun i indeksi qo'yilmagan.

Issiqlik uzatilishini to'rtta qo'shiluvchining yig'indisi ko'rinishida ifodalaymiz:

$$\frac{dq}{dt} = \varepsilon_t + \varepsilon_n + \varepsilon_f + \varepsilon_k, \quad (6.24)$$

bu yerda:

ε_t – turbulent issiqlik almashinuvi bilan ifodalanuvchi solishtirma issiqlik uzatilishi;

ε_n – nurli energiya oqimi bilan ifodalanuvchi solishtirma issiqlik uzatilishi;

ε_f – atmosferada suvning fazaviy o'tishlari bilan ifodalanuvchi solishtirma issiqlik uzatilishi;

ε_k – molekulyar va turbulent aralashish ta'sirida harakat kinetik energiyasining issiqlikka aylanishi (dissipatsiya) bilan ifodalangan solishtirma issiqlik uzatilishi.

(6.23) va (6.24) tenglamalarning o'ng tomonlarini tenglashtirsak,

$$c_p \frac{dT}{dt} - \frac{R_q T}{P} \frac{dP}{dt} = \varepsilon_t + \varepsilon_n + \varepsilon_f + \varepsilon_k. \quad (6.25)$$

$\frac{dT}{dt}$ to'liq hosilani quyidagicha ifodalaymiz:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial x}{\partial t} + \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial T}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial t}, \quad (6.26)$$

bu yerda $\frac{\partial x}{\partial t} = u$, $\frac{\partial y}{\partial t} = v$, $\frac{\partial z}{\partial t} = w$ - havo zarrasi harakat tezligining mos ravishda x , y ,

z koordinata o'qlari bo'yicha proyeksiyalari.

U holda (6.26) quyidagicha yoziladi:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z}. \quad (6.27)$$

$\frac{dT}{dt}$ hosila harakatlanayotgan havo zarrasida harorat o'zgarishining tezligini

ifodalaydi va **individual** yoki **to'liq hosila** deb ataladi. $\frac{\partial T}{\partial t}$ xususiy hosila fazoning

qo'zg'almas nuqtasida harorat o'zgarishining tezligini ifodalaydi va **lokal** yoki **mahalliy**

hosila deb ataladi. $\left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right)$ yig'indi haroratning harakat tezligiga bog'liq holda

o'zgarishini ifodalab, **advektiv hosila** deb ataladi. Nihoyat, **konvektiv hosila** deb

ataluvchi $w \frac{\partial T}{\partial z}$ qo'shiluvchi haroratning vertikal harakat tezligiga bog'liq holda

o'zgarishini ifodalaydi.

Xuddi shu yo'l bilan (6.25) tenglamadagi $\frac{dP}{dt}$ to'liq hosilani yozib chiqamiz:

$$\frac{dP}{dt} = \frac{\partial P}{\partial t} + u \frac{\partial P}{\partial x} + v \frac{\partial P}{\partial y} + w \frac{\partial P}{\partial z}. \quad (6.28)$$

Bu tenglama tarkibiga kiruvchi hadlarni baholash o'ng tomondagi birinchi uchta had to'rtinchisidan ikki tartibga kichik ekanligini ko'rsatadi. Shuning uchun quyidagicha yozishimiz mumkin:

$$\frac{dP}{dt} \approx w \frac{\partial P}{\partial z}. \quad (6.29)$$

(6.27) va (6.29) ifodalarni (6.22) tenglamani hisobga olgan holda (6.25)

tenglamaga qo'yamiz. Hosil bo'lgan ifodada $w \frac{\partial T}{\partial z} + w \frac{\partial P}{\partial z}$ yig'indini statika

tenglamasidan foydalanib quyidagi ko'rinishga olib kelamiz:

$$w \frac{\partial T}{\partial z} + w \frac{\partial P}{\partial z} = w(\gamma - \gamma_a). \quad (6.30)$$

Natijada hosil qilingan tenglamani $\frac{\partial T}{\partial t}$ ga nisbatan yechamiz:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}\right) + w(\gamma - \gamma_a) + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{\varepsilon_n + \varepsilon_f + \varepsilon_k}{c_p}. \quad (6.31)$$

(6.31) tenglama umumiy ko‘rinishdagi **turbulent atmosferada issiqlik uzatilishi** tenglamasining ifodasidir.

Bu tenglamaning tahlili yetarlicha murakkab bo‘lganligi uchun uni yechishning xususiy hollarini ko‘rib chiqamiz.

1. **Issiqlikning advektiv va konvektiv uzatilishi.** Erkin atmosferada haroratning nisbatan kichik (1 sekundgacha) vaqt oralig‘idagi nodavriy o‘zgarishlarini o‘rganishda alohida zarraga issiqlik uzatilishining barcha turlarini birinchi yaqinlashishda hisobga olmasa bo‘ladi, ya’ni jarayonni adiabatik deb hisoblash mumkin. Bu holda (6.31) tenglama quyidagicha yoziladi:

$$\Delta T = -\left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}\right) \Delta t + w(\gamma - \gamma_a) \Delta t \quad (6.32)$$

yoki

$$\Delta T = \Delta T_a + \Delta T_k, \quad (6.32')$$

bu yerda $-\Delta T_a$ havo massasining gorizontol ko‘chishi (adveksiya) ta’sirida fazoning biror nuqtasidagi havo haroratining Δt vaqt oralig‘idagi o‘zgarishi:

$$\Delta T_a = -\left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}\right) \Delta t. \quad (6.33)$$

Agar havo yuqoriroq haroratli sohadan pastroq haroratli sohaga ko‘chayotgan bo‘lsa, haroratning advektiv o‘zgarishi musbat, ya’ni **issiqlik adveksiyasi** kuzatiladi. Bunga qarama-qarshi yo‘nalishdagi harakatda **sovuqlik adveksiyasi** yuz beradi.

Fazoning fiksirlangan nuqtasida solishtirma issiqlik (sovuqlik) uzatilishi $c_p \Delta T_a$ ga teng bo‘ladi.

(6.30) tenglamadan issiqlikning konvektiv uzatilishi quyidagiga teng:

$$\Delta T_k = w(\gamma - \gamma_a) \Delta t \quad (6.34)$$

Bu holda quyidagi variantlar bo‘lishi mumkin:

a) havoning ko‘tariluvchi harakatlarida ($w > 0$) issiqlikning konvektiv uzatilishi $\gamma > \gamma_a$ bo‘lganida musbat ($\Delta T_k > 0$), $\gamma < \gamma_a$ bo‘lganida manfiy ($\Delta T_k < 0$) bo‘ladi.

b) havoning pastga tushuvchi harakatlarida ($w < 0$) issiqlikning konvektiv uzatilishi $\gamma < \gamma_a$ bo‘lganida musbat ($\Delta T_k > 0$), $\gamma > \gamma_a$ bo‘lganida manfiy ($\Delta T_k < 0$) bo‘ladi.

Xususiyl holda ulkan antisiklon ichida turg‘un stratifikatsiyalangan havo massasidagi havoning pastga tushuvchi harakatlari ma’lum balandlikda havo haroratining ortishiga va harorat inversiyasining paydo bo‘lishiga olib keladi.

Agar havoning vertikal harakatlari bulut ichida (to‘yingan nam havoda) kuzatilsa, haroratning lokal o‘zgarishlari uchun formula quyidagicha yoziladi:

$$\Delta T_k = w(\gamma - \gamma'_a) \Delta t \quad (6.35)$$

bu yerda γ'_a – haroratning nam adiabatik gradiyenti.

Siklonlarda, nam havoga nisbatan turg‘un stratifikatsiyalangan ($\gamma < \gamma'_a$) havoda kuzatiluvchi katta havo massalarining ko‘tariluvchi harakatlari siklonning markaziy qismida havoning sovishiga olib keladi.

(6.34) va (6.35) tenglamalardan havoning vertikal harakatlari bo'lmaganida ($w=0$) yoki atmosfera stratifikatsiyasi befarq ($\gamma=\gamma_a$ yoki $\gamma=\gamma'_a$) bo'lganida fazoning fiksirlangan nuqtasida haroratning konvektiv o'zgarishlari nolga teng bo'lishi kelib chiqadi.

2. **Atmosferaning issiqlik o'tkazuvchanligi tenglamasi.** Atmosferaning chegaraviy qatlamida haroratning sutkalik o'zgarishlari asosan issiqlikning vertikal turbulent uzatilishi bilan bog'liq, ya'ni:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_t = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (6.36)$$

yoki

$$\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_t = \frac{\partial}{\partial z} k_z (\gamma_a - \gamma). \quad (6.36')$$

3. **Havo massasining transformatsiyasi.** Birjinsli bo'lmagan yer sirti ustida havo massasining harakatlanishida adveksiya va turbulent almashinuv asosiy rol o'ynaydi. Agar jarayon muvozanatlangan ($\frac{\partial T}{\partial t} = 0$), x o'qi oqim bo'ylab yo'nalgan ($v = 0$) bo'lsa, issiqlik uzatilishi tenglamasi quyidagicha yozilishi mumkin:

$$u \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial \theta}{\partial z}. \quad (6.37)$$

4. Ma'lum vaqt oraliqlarida (mavsum, yil) atmosferada harorat o'rtacha qiymatlarining taqsimoti asosan turbulent, fazaviy o'tish va nurli jarayonlar bilan ifodalanuvchi issiqlik oqimlariga bog'liq. Vaqt bo'yicha o'rtachalash davri katta bo'lganligi sababli mahalliy, advektiv va konvektiv hosilalar hisobga olmasa bo'ladigan darajada kichik bo'ladi. Bu holda issiqlik uzatilishi tenglamasi quyidagicha yoziladi:

$$c_p \left(\frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} k_x \frac{\partial \theta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} k_y \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \varepsilon_n + \varepsilon_f = 0, \quad (6.38)$$

bu yerda

$$\varepsilon_n = -\frac{\partial}{\partial z} (U - G - Q) \quad (6.39)$$

nurli issiqlik uzatilishi. Bu tenglamada U – atmosferadan yuqoriga yo'nalgan uzun to'lqinli radiatsiyaning yig'indi oqimi, G – shu radiatsiyaning pastga yo'nalgan yig'indi oqimi, Q – qisqa to'lqinli radiatsiyaning yig'indi oqimi.

Suvning fazaviy o'tishlari bilan ifodalangan issiqlik uzatilishi quyidagiga teng:

$$\varepsilon_f = \rho c_v \left(\frac{dT}{dt} \right)_f = \rho (Lr + L'r'), \quad (6.40)$$

bu yerda L va L' – mos ravishda bug'lanish va erish jarayonlarining yashirin issiqligi, r va r' – mos ravishda kondensatsiyalangan yoki sublimatsiyalangan suv miqdori.

Nazorat uchun savollar

1. Havo harorati o'zgarishining asosiy sabablarini keltiring?
2. Yer sirtining issiqlik balansi deganda nimani tushunasiz?
3. Haroratning balandlik bo'yicha taqsimotini tushuntiring.
4. Harorat inversiyalari deganda nimani tushunasiz?
5. Yer-atmosfera tizimining issiqlik balansini tushuntiring.
6. Havo haroratining yillik o'zgarishlarini tushuntiring.
7. Havo haroratini yillik o'zgarishlarini qanday turlari mavjud?

8. Konvektiv va turbulent issiqlik oqimlari deganda nimani tushunasiz?
9. Turbulent atmosfera uchun issiqlik uzatilishi tenglamasini tushuntiring?

18-19-Mavzu. Atmosferaning suv rejimi

Reja:

1. Atmosferada havo namligining o'zgarishi.
2. Atmosferada suv bug'ining kondensatsiyasi va sublimatsiyasi.
3. Tumanlar, ularning tasniflari va geografik taqsimoti.
4. Yog'inlar hosil bo'lishi jarayoni.
5. Atmosfera yog'inlarining tasnifi.
6. Yog'inlarning geografik taqsimoti.
7. Yer sirti gidrometeorlari.
8. Turbulent atmosferada suv bug'ining ko'chishi tenglamasi.

Tayanch iboralar. *Atmosfera, havo namligi, namlikning o'zgarishi, atmosferada suv bug'i, kondensatsiya, sublimatsiyasi, tumanlar, tumanlar tasnifi, yog'inlar, yog'inlarining tasnifi, Yer sirti gidrometeorlari, turbulent atmosfera, suv bug'ining ko'chishi tenglamasi.*

Atmosferada havo namligining o'zgarishi. Atmosferaga suv bug'ining qo'shilishini ta'minlovchi yagona jarayon Yer sirtidan suvning bug'lanishidir. Suv bug'i elastikligi ye , mutlaq namlik a va suv bug'i massa ulushi s ning sutkalik o'zgarishi, havo harorati sutkalik o'zgarishi kabi ko'p yillik o'rtacha qiymatlarida alohida kunlar bo'yicha qiymatlariga nisbatan yaqqolroq ko'rinadi.

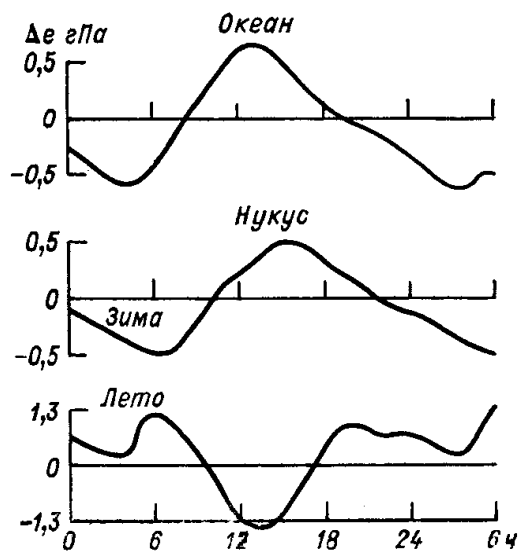
Yuqorida sanab o'tilgan havo namligi xarakteristikalarini sutkalik o'zgarishlarining ikki turi ajratiladi.

Birinchi tur havo harorati sutkalik o'zgarishi kabi oddiy sutkalik o'zgarishga ega. Sutkalik maksimum kunduzi, havo harorati eng yuqori qiymatlariga erishganida, minimum esa – Quyosh chiqishidan oldin kuzatiladi. Bu tur muntazam bug'lanish imkoniyati bor bo'lgan juda nam, shu bilan birga kuchsiz vertikal namlik almashinuvi kuzatiladigan joylarga xos. Shu sababli mazkur sutkalik o'zgarish keng suv sirtlari va qishda qit'alar uchun xarakterli (41-rasm).

Sutkalik o'zgarishning ikkinchi turi yilning iliq, suv bug'ining bosimi, mutlaq namlik va suv bug'ining massa ulushi ikkilangan sutkalik o'zgarishga ega bo'lgan paytda, qit'alar ichkarisida kuzatiladi (41-rasmga qarang). Birinchi minimum havo harorati minimumi kuzatilganda erishiladi. So'ng soat 9-10 largacha havo harorati ortishi bilan namlik xarakteristikalarini ham tez ortadi. Bundan keyin namlik kamayadi va soat 15 larda ikkinchi minimum kuzatiladi. Quruq va issiq hududlarda bu minimum asosiy hisoblanadi. Ikkinchi minimumdan keyin namlik qiymatlari yana orta boshlaydi va soat 21-22 larda ikkinchi maksimumga erishadi, so'ngra namlik ertalabki minimumgacha kamayadi.

Havo namligi ikkilangan sutkalik o'zgarishining sababi quruqlik ustida kunduzgi soatlarda konveksiyaning rivojlanishi hisoblanadi. Quyosh chiqishi bilan tuproq isiy boshlaydi. Bu bilan birga bug'lanish ortadi va Yer yuzasi yaqinida bug' elastikligi ortadi. Biroq soat 8-10 lar atrofida Yer yuzasi yaqinidagi qatlamda noturg'un stratifikatsiya yuzaga keladi va konveksiya yetarlicha rivojlanadi. Konveksiya jarayonida suv bug'i

uning gradiyenti yoʻnalishida, yaʼni pastdan yuqoriga koʻchadi. Bu kunduzi Yer yuzasi yaqinida bugʻ miqdorining kamayishiga olib keladi. Kechga tomon konveksiya kuchsizlanadi, isigan tuproq ustidan bugʻlanish esa hali yuqori. Shu sababli Yer yuzasi yaqinidagi qatlamda bugʻ miqdori orta boshlaydi. Biroq tungi soatlarda bugʻlanish juda kamayib ketadi, havo sovishida Yer yuzasidan suv bugʻi kondensatsiyalanadi va shudring hosil boʻladi. Bugʻ elastikligining tungi kamayishi shunga bogʻliq.



41-rasm. Suv bugʻi bosimining tropik okeanda va choʻlda (Nukus) qish va yozda sutkalik oʻzgarishi. Δe - oʻrtacha sutkalik qiymatlardan chetlanish.

Togʻ stansiyalarida bugʻ elastikligining sutkalik oʻzgarishi harorat oʻzgarishiga parallel: maksimum tushdan keyin, konveksiya suv bugʻini yuqori qatlamlarga intensivroq olib keta boshlaganda yuzaga keladi. Togʻ stansiyalarida amplituda kichik va ekstremal qiymatlar kechikadi.

Nisbiy namlikning sutkalik oʻzgarishi bugʻ xaqiqiy elastikligi va toʻyingan bugʻ bosimining sutkalik oʻzgarishiga bogʻliq. Biroq, u bevosita haroratning sutkalik oʻzgarishi bilan bogʻliq. Bugʻ bosimi *ye* umuman, sutka davomida kam oʻzgaradi; toʻyingan bugʻ bosimi *Ye* harorat bilan birga keskin oʻzgaradi. Shu sababli nisbiy namlikning sutkalik oʻzgarishi haroratning sutkalik oʻzgarishiga yetarlicha teskari bogʻliq. Harorat pasayganda nisbiy namlik ortadi, harorat ortganda esa kamayadi. Natijada nisbiy namlikning sutkalik minimumi havo haroratining sutkalik maksimumiga, yaʼni tushdan keyingi soatlarga mos keladi, nisbiy namlikning sutkalik maksimumi esa havo harorati sutkalik minimumiga, yaʼni quyosh chiqishidan oldingi soatlarga mos keladi.

Dengizlarda haroratning sutkalik amplitudasi kichik boʻlganligi uchun nisbiy namlikning sutkalik oʻrtacha amplitudasi ham kichik. Rossiyaning ichki janubiy dengizlarida nisbiy namlikning sutkalik amplitudasi qishda 5-7%, yozda 10-15% ni tashkil etadi. Okeanlarda u yana ham kichik.

Quruqliklarda sutkalik amplituda dengizdagiga qaraganda kattaroq, ayniqsa yozda. Dengiz iqlimi yaqqol ifodalangan Dublinda u qishda 7%, yozda 20%; Venada qishda 9%, yozda 27%; Nukusda qishda 25%, yozda 45%. Hindistonda mussondan oldingi jazirama vaqtda sutkalik amplituda 40% atrofida, musson yomgʻirlari davrida esa –20% atrofida.

Albatta, ochiq kunlarda nisbiy namlikning sutkalik oʻzgarishi bulutli kunlardagiga qaraganda yaqqolroq namoyon boʻladi. Haroratning sutkalik oʻzgarishi ham huddi shunday. Shunday qilib, Venada ochiq kunlarda amplituda qishda 20% va yozda 43%, yaʼni yuqorida keltirilgan umumiy oʻrtachadan ancha yuqori.

Nisbiy namlik sutkalik o'zgarishining buzilishiga dengizlar qirg'oqlaridagi brizlar sabab bo'ladi. Kunduzgi dengizdan esadigan brizda harorat pasayadi, nisbiy namlik esa normal sutkalik o'zgarishni buzib, ortadi.

Tog'li hududlarda nisbiy namlikning sutkalik o'zgarishi haroratning sutkalik o'zgarishiga parallel. Maksimum kunduzgi soatlarga to'g'ri keladi, bu vaqtda bulut hosil bo'lishi ortgan bo'ladi.

Bug' elastikligining yillik o'zgarishi haroratning yillik o'zgarishiga parallel, yozda u katta, qishda kichikroq. Yilning eng iliq va eng sovuq oylari odatda bug' elastikligi qiymatlarining eng yuqori va eng kichik qiymatli oylari hisoblanadi. Ba'zida bug' miqdorining ekstremal qiymatlari haroratning ekstremumi kuzatiladigan oyga nisbatan kechikadi. Tropiklarning harorat maksimumi yomg'irli davr boshlanishidan oldin kuzatiladigan hududlarida bu miqdorining maksimumi yomg'irlar boshlanishiga mos keladi.

Yillik harorat amplitudasi qancha katta bo'lsa, bug' bosimining yillik amplitudasi shuncha katta bo'ladi. Shunday qilib, kontinental iqlimda u dengiz iqlimidagidan katta. Qishki keskin quruq va yozgi keskin sernam bo'lgan musson sohalarida u yanada katta. Okeanlarda va dengiz iqlimli quruqlikda, asosan ekvatorial hududlarda, bug' miqdori yillik amplitudasi kichik.

Masalan, bug' bosimining gektopaskallardagi o'rtacha qiymatlari Moskvada (kontinental iqlim) – yanvarda 3, iyulda – 16, Parijda (dengiz iqlimi) – yanvarda 6, avgustda – 14; Pekinda (musson iqlimi) – yanvarda 3, iyulda – 24, Jakartada (ekvatorial iqlim) – avgustda 26, aprelda – 29.

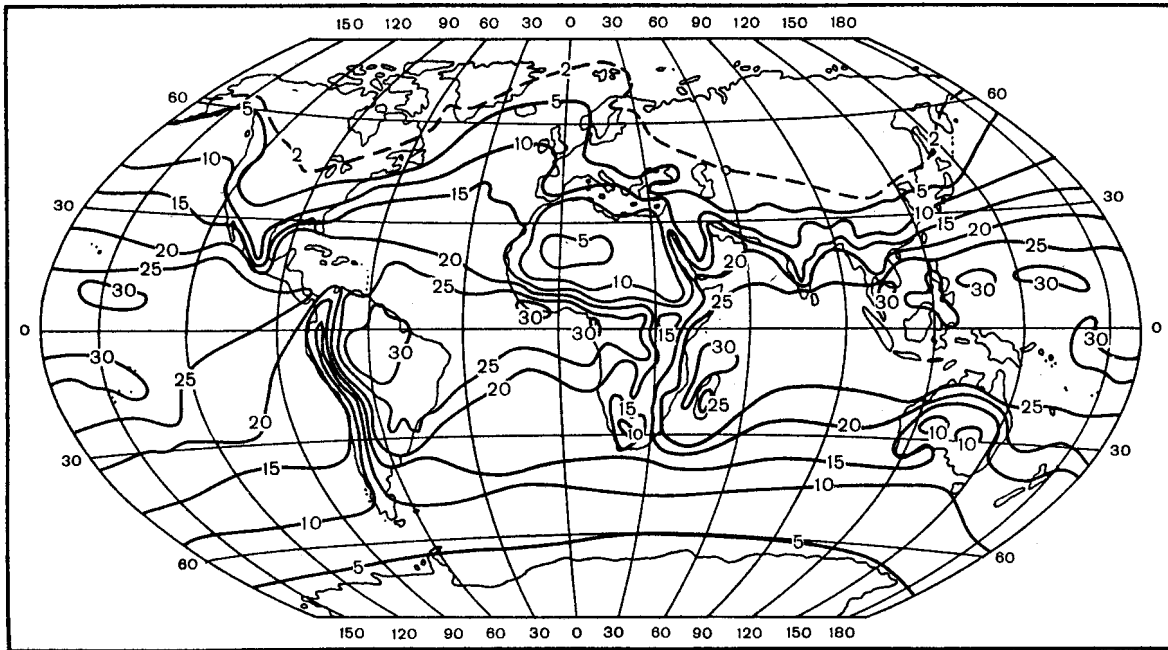
Havo namligining geografik taqsimoti har bir hududdagi bug'lanish va Yerning bir joyidan boshqa joyiga ko'chayotgan havo massasi bilan namlikning olib kelinishiga bog'liq.

Bug'lanish to'yinish defisitiga proporsional, to'yinish defisiti harorat qancha katta bo'lsa shuncha katta. Shu sababli namlik (bug' bosimi, bug'ning massa ulushi yoki mutlaq namlik) taqsimoti umuman olganda harorat taqsimotiga bog'liq. Iqlim kartalarida namlik izochiziqlarining joylashishi harorat izochiziqlarining joylashishiga yaqin (42-, 43-rasmlar).

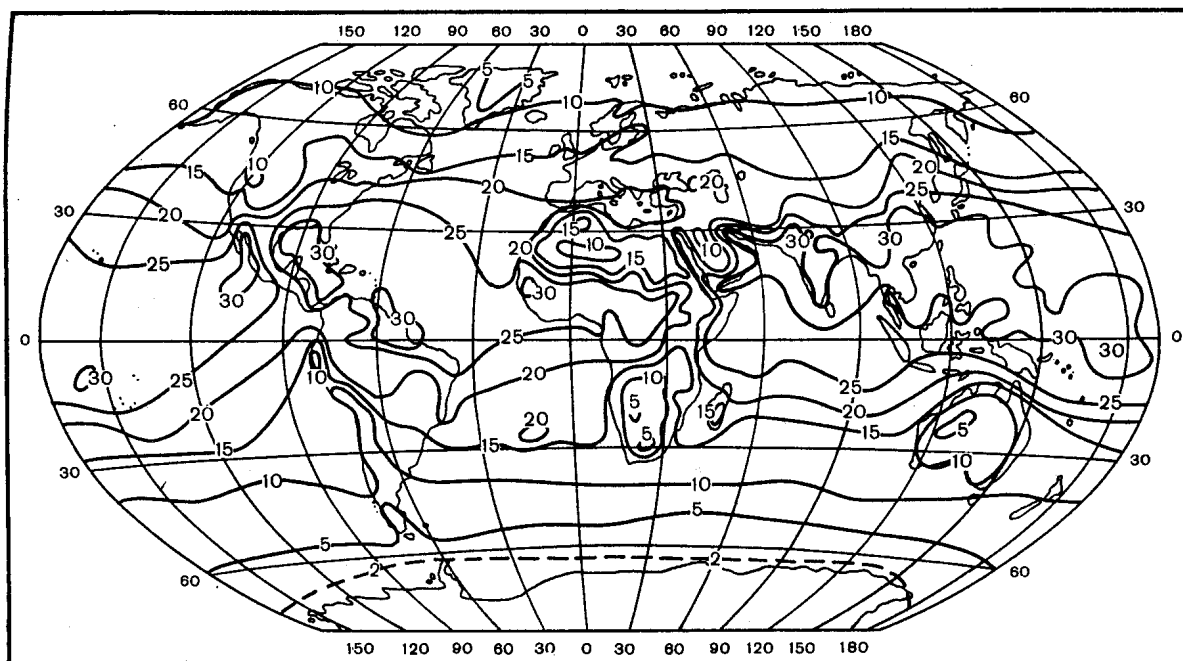
Havo namligi ko'p yillik o'rtacha oylik bug' bosimi 20 gPa dan yuqori bo'lgan ekvator atrofida eng yuqori, bir qator joylarda u ekstremal qiymatlarga (30-35 gPa) yetadi. Quruqlikda ekvator o'rmonlari hududida katta namlik kuzatiladi.

Havo namligi ham harorat kabi kenglik bo'yicha kamayib boradi. Undan tashqari u qishda huddi harorat kabi qit'alarda okeandagiga nisbatan kam. Shu sababli qishda bug' bosimi yoki mutlaq namlik izochiziqlari izoterma chiziqlariga o'xshash, ya'ni qit'alar ustida ekvator tomonga egilgan. Markaziy va Sharqiy Osiyoning keskin sovuq ichki hududlari ustida juda past bug' bosimli yopiq izochizikli maydonlar yuzaga keladi. Yoqutiston sovuq qutbi hududida bug' bosimi 0,1 gPa dan kichik; Antarktidaning ichki hududlarida u yanada kichik.

Biroq, yozda harorat va bug' miqdori orasidagi moslik kichik. Qit'alar ichkarisida yozda harorat yuqori, biroq haqiqiy bug'lanish namlik zahirasi bilan cheklangan va havoga suv bug'ining kelishi okeandagidan yuqori emas. Haroratning yuqoriligiga qaramay qit'alar ustida bug' bosimi okean ustidagiga qaraganda kichik. Shu sababli izoterma chiziqlaridan farqli o'laroq bug' bosimi izochiziqlari qit'alar ustida yozda yuqori kengliklarga qarab egilib emas, balki kenglik doiralari yaqin o'tadi. Saxroi Kabir yoki O'rta va Markaziy Osiyo cho'llari hatto past bug' bosimining yopiq izochizikli hududi hisoblanadi.



42-rasm. Suv bug'i parsial bosimining (gPa) o'rtacha taqsimoti. Yanvar.



43-rasm. Suv bug'i parsial bosimining (gPa) o'rtacha taqsimoti. Iyul.

Aksariyat hollarda yil davomida okeanlar havosi keladigan qit'alar sohasida, masalan, G'arbiy Yevropada bug' miqdori yetarlicha yuqori va, qishda ham, yozda ham okean ustidagiga yaqin. Osiyoning sharqi va janubi kabi musson sohalarida havo oqimlari yozda dengizdan, qishda quruqlikdan yo'nalganda, bug' miqdori yozda katta va qishda kichik.

Janubiy yarimsharda bug' bosimi va mutlaq namlikning qiymatlari shimoliy yarimsharning mos kengliklardagi qiymatlariga yetarlicha yaqin. O'rtacha yillik eng yuqori namlik ekvatorga to'g'ri keladi. Biroq, u shimoliy yarimsharning qishida 6° j.k.

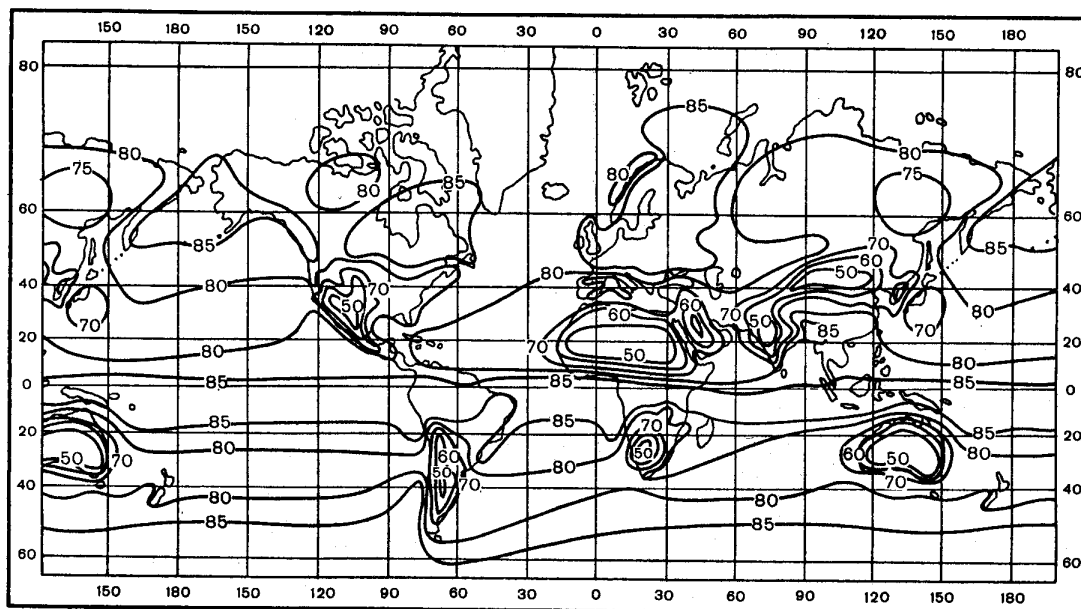
da, shimoliy yarimsharning yozida esa 7° sh.k. da kuzatiladi. Barcha kenglik zonalarida qishki qiymatlar yozgi qiymatlardan kichik.

Yer yuzasi yaqinidagi mutlaq namlikning yillik oʻrtacha qiymati butun Yer shari uchun 11 g/m³ ni tashkil etadi. Bu suv bugʻining zichligi Yer yuzasi yaqinidagi umumiy havo zichligining 1% ini tashkil etadi demakdir.

Nisbiy namlik ham yillik oʻzgarishda haroratga teskari oʻzgaradi. Masalan, Moskvada u yanvarda 85%, iyulda 68%. Biroq, musson hududlarida dengiz havosi kirib kelishida va musson yogʻinlari yoqqan vaqtlarda nisbiy namlik yozda ortiqroq. Qishda havo massalari quruqlikdan chiqishi davrida nisbiy namlik kamroq. Masalan, Vladivostokda u iyulda 89%, noyabrda 68% (44-, 45-rasmlar).

Balandlik ortishi bilan suv bugʻi elastikligi, mutlaq namlik va suv bugʻining massa ulushi kamayib boradi. Pastki 100 m qatlamda aytib oʻtilgan kattaliklarning taqsimoti logarifmik qonun boʻyicha yetarlicha yaxshi izohlanadi.

Balandlik ortishi bilan namlikning kamayishi alohida hollarda turlicha kechadi. Bu havoning aralashish sharoiti va haroratning vertikal taqsimotiga bogʻliq. Oʻrtacha qilib olinganda suv bugʻi bosimi balandlik ortib borishi bilan kamayib boradi. Balandlik ortgan sari suv bugʻi bosimi bilan birga havodagi mutlaq namlik ham tez kamayib boradi.



44-rasm. Nisbiy namlikning oʻrtacha taqsimoti (%). Yanvar.

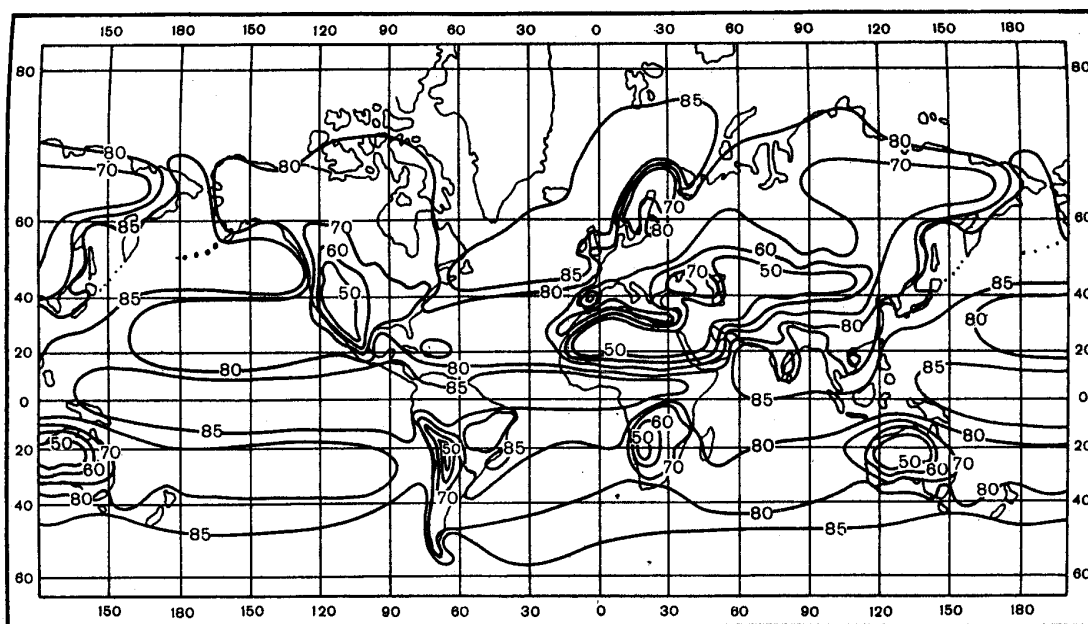
Namlik xarakteristikalarining balandlik boʻyicha taqsimotini izohlovchi empirik formulalar mavjud. Xususan, bu Zyuring-Xrgian formulasi:

$$e = e_0 \cdot 10^{-\frac{z}{6120}}, \quad (7.5)$$

bu yerda e_0 – Yer yuzasi sathida suv bugʻi bosimi (elastikligi), z – balandlik (kilometrlarda).

Oʻlchov maʼlumotlari boʻyicha jami suv bugʻining 55% i - pastki 20 km qatlamda, 90% i – 0-5 km qatlamda va 99% dan ortigʻi troposferada joylashgan.

Nisbiy namlik balandlik boʻyicha qonuniyatga kamroq boʻysunib oʻzgaradi. Umuman u balandlik ortishi bilan kamayadi. Biroq bulut hosil boʻladigan sathda nisbiy namlik albatta ortadi. Harorat inversiyasi mavjud sathlarda u harorat ortishi natijasida juda keskin kamayadi.



45-rasm. Nisbiy namlikning oʻrtacha taqsimoti (%). Iyul.

Mutlaq namlikning balandlik boʻyicha taqsimotini bilgan holda, Yer yuzasi birlik maydoni ustidagi butun havo ustunida qancha suv bugʻi mavjudligini hisoblab topish mumkin. Bu kattalikni atmosfera ustunining namlik miqdori deb ataladi. Yer yuzasining har bir kvadrat metr boʻlagi ustidagi atmosfera havosida 28,5 kg atrofida suv bugʻi mavjud.

Atmosferada suv bugʻining kondensatsiyasi va sublimatsiyasi. Atmosferada va Yer yuzasi ustida doimo suvning bir agregat holatdan boshqa holatga fazaviy oʻtishi sodir boʻlib turadi. Grafik koʻrinishda bu oʻtishlar suv uchun faza holati diagrammasi yordamida tasvirlanishi mumkin (46-rasm). Diagrammada uchta chegara ajratiladi, bu chegaralarning har birida suv kristall faza holatida (muz), suyuq - suv yoki gaz holatida - bugʻ boʻlishi mumkin.

Diagrammada OM chiziq muz hosil boʻlishi va suvning kristallanish holati orasidagi dinamik muvozanat sharoitini xarakterlaydi. OK chiziq ikki faza holati – kondensatsiya va bugʻlanishning muvozanat holatiga mos keladi. Kondensatsiya uchun suv bugʻi toʻyinish holatida boʻlishi kerak. ON chiziq suv bugʻining suyuq faza holatiga oʻtmasdan birdaniga kristall holatiga oʻtishini xarakterlaydi. Bu **sublimatsiya** jarayoni deb ataladi. O nuqtada egri chiziqlar kesishadi va u uchlik nuqta deb ataladi. Uning koordinatalari $t=0,01^{\circ}\text{C}$ (273,16 K), $Ye_0=6,11$ gPa. Harorat va bosimning bu qiymatlarida uchchala fazaning hammasi muvozanat holatida boʻladi.

Musbat ($t>0^{\circ}\text{S}$) haroratlarda suv faqat suyuq yoki bugʻ holatda boʻlishi mumkin. Toʻyinish holati haroratning muayyan qatʻiy qiymatlarida sodir boʻladi. Bunda harorat ortishi bilan toʻyinish bosimi avvaliga oxista, keyin esa tez ortadi (OK egri chiziq). Harorat oʻzgarishining toʻyinish bosimi oʻzgarishiga taʼsirini baholaymiz. Faraz qilaylik OK egri chizigʻining turli qismlarida ($T_2>T_1$) harorat bir xil qiymatlarga oʻzgarsin. Haroratning ikkala mos qiymatlari uchun toʻyingan bugʻ bosimining ortishi turlicha boʻladi $\Delta E_2>\Delta E_1$. Bu toʻyingan havo haroratining bir xil qiymatlarga kamayishida suv bugʻi yuqori haroratlarda past haroratlardagiga qaraganda koʻp kondensatsiyalanishini anglatadi.

Ordinata oʻqiga parallel ixtiyoriy uchta A, V, S nuqtani koʻramiz. Uchchala nuqtalarning hammasida harorat bir xil. Bu nuqtalarga mos suv bugʻi bosimlari $ye_A, ye_V,$

yes. OK egri chizig'ida joylashgan S nuqtada suv bug'i va suv muvozanat holatida, ya'ni bug'lanayotgan suv miqdori kondensatsiyalanayotgan suv bug'i miqdoriga teng. A nuqtada shu nuqtadagi haroratga mos suv bug'ining bosimi y_{eA} to'yinish bosimidan kichik ($y_{eA} < E$). Bu holatda suvning bug'lanishi kondensatsiyadan ustunlik qiladi va bug'lanish jarayoni suv bug'lanib bo'lmaguncha davom etadi. Bundan A nuqta uchun bug' ko'rinishidagi holat barqaror ekanligi kelib chiqadi. Shunga o'xshash fikrlash V nuqta uchun suyuq holat barqaror ekanligini ko'rsatadi.

Manfiy haroratlarda ($t < 0^{\circ}\text{C}$) suv kristall (muz) yoki suyuq (o'ta sovigan) holatda bo'lishi mumkin. Bu holatda o'ta sovigan holat barqaror bo'ladi. Manfiy haroratlarda o'ta sovigan suv va muz ustida to'yingan suv bug'i bosimini taqqoslaymiz. Uchib chiqayotgan suv bug'i molekularining suv molekulari bilan bog'lanish kuchi muz molekulari bilan bog'lanish kuchidan kichikligi sababli suv bug'ining muvozanat bosimi o'ta sovigan suv ustida muz ustidagidan katta (bir xil haroratda).

Agar bulutda suv tomchilari va muz kristallari aralashmasi mavjud bo'lsa, unda kristallar o'sishi ustunlik qiladi, bu suv bug'ining ular ustiga sublimatsiyasi natijasida sodir bo'ladi.



46-rasm. To'yinish bosimining bug'lantiruvchi sirtning harorati va fazaviy holatiga bog'liqligi.

O'ta sovigan suv va muz ustidagi to'yingan suv bug'i bosimi egri chiziqlari orasida joylashgan nuqtalar muz va bug' orasidagi barqaror holatga mos keladi.

Yuqorida ko'rib chiqilgan to'yinish bosimining harorat va bug'lantiruvchi yuza faza holatiga bog'liqligidan tashqari to'yinish bosimiga boshqa omillar ham ta'sir etadi.

a. **Bug'lantiruvchi yuzaning egriligi.** Bug'lantiruvchi yuzalarning uch xil ko'rinishi bilan tanishamiz: qavariq, yassi, botiq. Suv bug'ining har bir molekulası suyuqlik molekulari bilan o'zaro ta'sirda bo'ladi. Bu o'zaro ta'sir alohida molekulaning o'zaro ta'sir sferasi radiusiga bog'liq. Agar bug'lanayotgan sirt qavariq bo'lsa, unda o'zaro ta'sir sferasiga yassi yuzadagiga qaraganda suyuqlikning kamroq molekulası tushadi. Bu shunga olib keladiki, qavariq yuzadan molekularning uchib chiqishi yassi yuzaga qaraganda osonroq, botiq yuzadan esa yassi yuzaga qaraganda qiyinroq. Shu sababli to'yinish bosimi qavariq yuza ustida yassi yuza ustidagiga nisbatan katta, botiq yuza usti yassi yuzaga nisbatan kichik, ya'ni $Y_{e_{qavariq}} > Y_{e_{yassi}} > Y_{e_{botiq}}$.

Atmosfera sharoitida bulutdagi suv tomchisi qavariq yuzaga ega. Bulut elementlarining o'lchamlari katta spektrga ega: mayda tomchilardan yirik to'chmilargacha. Bu tomchilar egrilik radiuslari bir xilda emas. To'yinish bosimi tomchilar egriligiga bog'liq. Yuqorida bildirilgan fikrlar bo'yicha yirik tomchilar ustida to'yinish bosimi kichik tomchilar ustidagiga qaraganda kichik, ya'ni $E_R < E_r$, bu yerda $R > r$. Bu hol bulutda mayda tomchilarning yirik tomchilarga **qayta kondensatsiyalanishiga** olib keladi.

b. **Tuzlar eritmalari.** Real atmosferada suv bug'i **kondensatsiya yadrolari ustida** kondensatsiyalanadi. Ular orasida har xil tuzlar va boshqa aralashmalar zarrachalari bo'lishi mumkin. Ma'lumki, aralashma ustidagi to'yinish bosimi har doim toza suv ustidagi to'yinish bosimidan kichik (bir xil haroratlarda). Buning natijasida tuz eritmasi mavjud bo'lgan tomchi ustidagi to'yinish elastikligi va suv bug'i haqiqiy bosimi orasida farq yuzaga keladi, oqibatda tomchilar kattalashadi. Bu shu xildagi tomchilarning tez kattalashishiga va bulut hosil bo'lishiga olib keladi.

v. Tomchida u yoki bu ishorali **elektr zaryadining** mavjudligi suv bug'i muvozanat bosimining kamayishiga olib keladi. Biroq bu hodisa juda mayda tomchi hollarida ahamiyatli (10^{-6} - 10^{-7} sm radiusli).

Atmosferada kondensatsiyaning (sublimatsiyaning) **zaruriy fizik sharti** – bu biron-bir doimiy namlik miqdoriga ega bo'lgan havo hajmining sovishi yoki uning namlik miqdorining harorat o'zgarmas saqlanganda ortishidir. Real atmosferada odatda ikkala omil bir vaqtda ta'sir qiladi.

Havo massasining sovishi quyidagicha sodir bo'ladi:

- havoning adiabatik ko'tarilishida haroratning pasayishi yo'li bilan;
- nurlanish yo'li bilan issiqlik yo'qotilishi;
- termodinamik xususiyatlari bo'yicha ikki xil havo massalari orasida turbulent va molekulyar issiqlik almashinishi yo'li bilan.

Havo massasidagi namlik miqdorining ortishi qandaydir miqdordagi suv bug'ining bug'lanishi yoki namligi ko'proq bo'lgan havoning bu joyga gorizontal adveksiyasi hisobiga sodir bo'ladi.

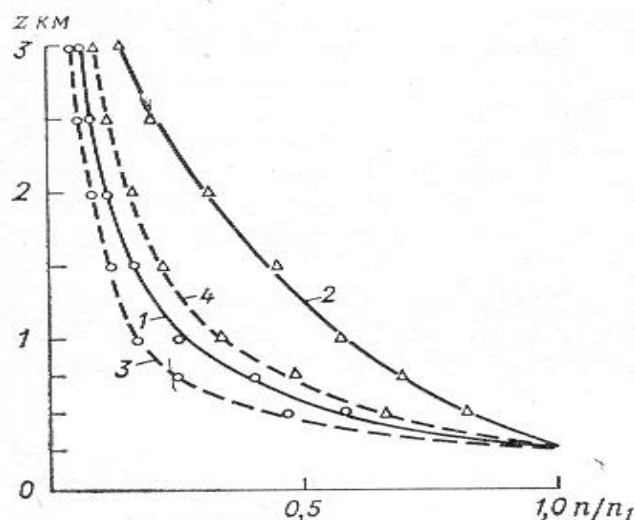
Kondensatsiya jarayoni boshlanishi uchun atmosferada **kondensatsiya yadrolari** mavjud bo'lishi kerak. Bu kondensasion jarayonlar uchun **yetarli** shart. Kondensatsiya yadrolari mavjud bo'lmasa to'yinish sakkiz marta yuqori bo'lganda ham kondensatsiya tomchilari hosil bo'lmas edi.

Tadqiqotlar shuni ko'rsatadiki, atmosferada shunday kondensatsiya yadrolari uchraydiki, ularning o'lchamlari 10^{-7} dan 10^{-3} sm gacha bo'lishi mumkin.

Kondensatsiya yadrolarini ularning o'lchamlariga qarab uch guruhga bo'lish mumkin:

- $5 \cdot 10^{-7}$ dan $2 \cdot 10^{-5}$ sm radiusli zarrachalar, ular **Aytken yadrolari** deb ataladi;
- $2 \cdot 10^{-5}$ dan 10^{-4} sm radiusli zarrachalar, ular **yirik yadrolar** deb ataladi;
- 10^{-4} sm dan katta radiusli zarrachalar **gigant kondensatsiya yadrolari**.

Kondensatsiya yadrolari balandlik bo'yicha notekis taqsimlanadi (47-rasm). Rasmda absissa o'qi bo'yicha ixtiyoriy balandlikdagi zarrachalar konsentratsiyasining ularning Yer yuzasi yaqinidagi konsentratsiyasiga nisbati joylashtirilgan (n/n_1).



47-rasm. Kondensatsiya yadrolarining vertikal taqsimoti (1960-1964 yy. uchun o‘rtacha).
Toshkent: 1 – yoz (kunduzi), 3 – qish (ertalab);
Kiyev: 2 – yoz (kunduzi), 4 – qish (ertalab).

Tumanlar. Ularning tasniflari. Geografik taqsimoti.

Tuman deb bevosita Yer yuzasi ustidagi havoda muallaq holatdagi kondensatsiya mahsulotlarining (suv tomchilari, muz kristallari yoki ikkalasi birgalikda) to‘planib qolishiga aytiladi, bunda gorizontol ko‘rinish uzoqligi 1 km va undan ham kam bo‘lishi mumkin.

Ko‘rinish masofasi 1 km va undan ortiq bo‘lganda havodagi muallaq tomchi va muz kristallari to‘plami **tuman pardasi** (siyrak tuman) deb ataladi.

Tuman qatlami yuqori chegarasining balandligiga qarab shartli ravishda quyidagilarni ajratish mumkin:

- Yer ustidagi tumanlar (balandligi 2 m gacha);
- quyi (2-10 m);
- o‘rta (10-100 m);
- baland (100 m dan baland).

Shuni ta’kidlaymizki, tuman va tuman pardasidan tashqari ko‘rinishning yomonlashishi chang yoki tutun hisobiga ham bo‘lishi mumkin. Bu hodisa **g‘ubor (smog)** deb ataladi. Unda nisbiy namlik 100% dan ancha kam.

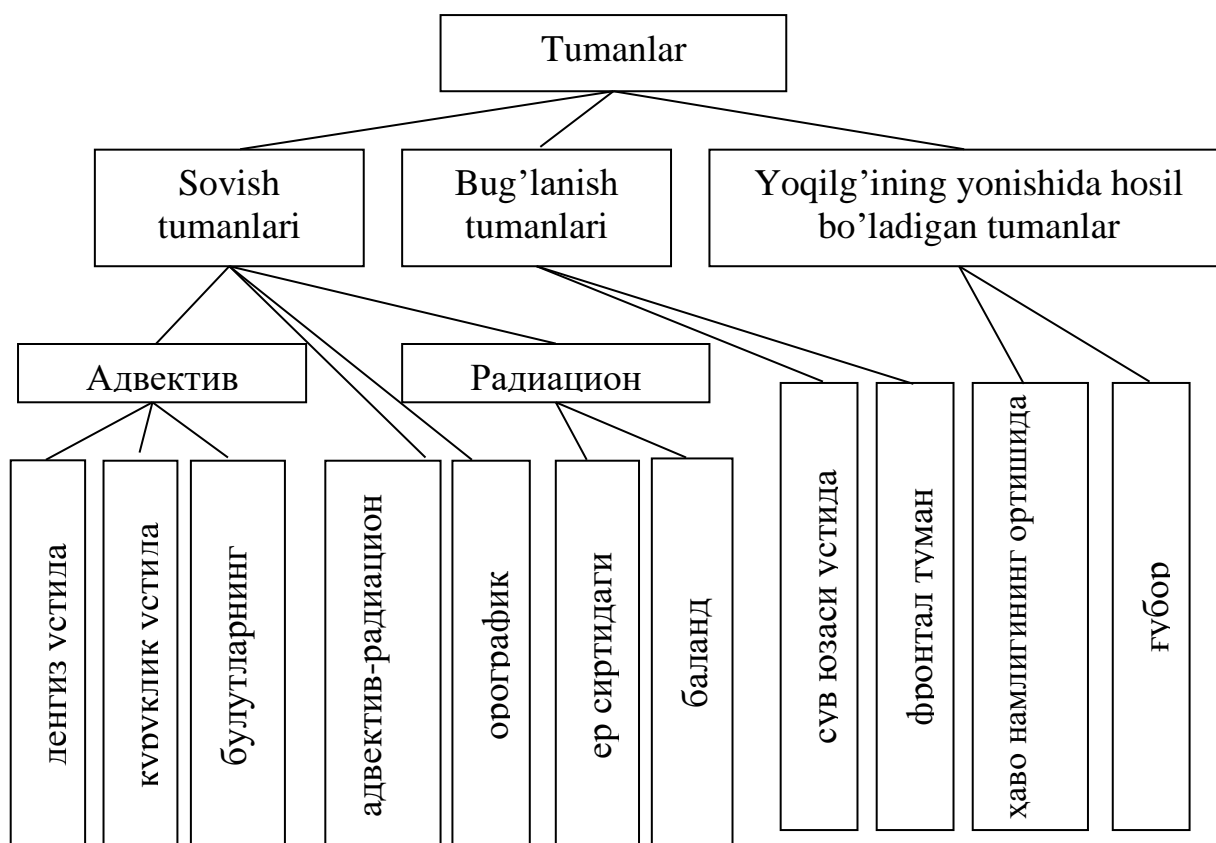
Tumanlarni tasniflash prinsipi turlicha bo‘lishi mumkin. Mikrotarkibiy xarakteristikalar bo‘yicha tumanlarni suyuq-tomchili, kristall, aralash va tutun, chang va sanoat chiqindilari zarrachalaridan tashkil topgan qattiq (g‘ubor) ko‘rinishlarga ajratish mumkin. Tumanlardagi tomchilar o‘lchamlarining taqsimoti bo‘yicha monodispers va polidisperslarga ajratiladi. Tumanlar odatda intensivligiga qarab quyidagicha bo‘linadi: kuchsiz – ko‘rinish masofasi 500-1000 m, mo‘tadil – ko‘rinish masofasi 100-500 m va kuchli – ko‘rinish masofasi 100 m dan kam.

Hosil bo‘lishining fizik sharoitiga ko‘ra tumanlarning quyidagi tasnifi qabul qilingan (48-rasm). Tumanlar ikki sinfga bo‘linadi. **Sovish tumanlari** va **bug‘lanish tumanlari**. Harorat o‘zgarishi xarakteriga bog‘liq holda sovish tumanlari radiasion va advektiv tumanlarga bo‘linadi, bug‘lanish tumanlari esa suv yuzasi ustidan bug‘lanish tumanlari va yomg‘ir tomchilari bug‘lanishi (frontal) tumanlariga bo‘linadi.

Atmosferada harorat past va suv bug‘ining zahiralari kam bo‘lganda, ho‘jalik korxonalar va aholi yashaydigan joylarda yoqilg‘i yondirilishi natijasida atmosfera

qo‘shimcha namlikka ega bo‘lishi mumkin. Bu havo nisbiy namligining keskin ortishiga olib kelib, tabiiy sharoitda bevosita sovish, yoki bug‘lanish bilan bog‘liq bo‘lmagan alohida tuman turining hosil bo‘lishiga sabab bo‘ladi. Bunday tumanlarga Sibirning aholi punktlarida shamolsiz ayoqli ob-havo sharoitida yuzaga keluvchi ”sibir tumanlari” deb ataladigan tumanlar kiradi. Huddi shunday tumanlar yirik sanoat markazlarida hosil bo‘lishi mumkin.

Havoda sanoat va transport chiqindilarining katta konsentratsiyalarida tumanlarning yana bir alohida turi – **g‘ubor** hosil bo‘ladi. G‘ubor havoning nisbatan yuqori haroratlarida ham kuzatilishi mumkin.



48-rasm. Tumanlarning tasnifi.

Har xil turdagi tumanlar hosil bo‘lishining meteorologik sharoitlarini ko‘rib chiqamiz.

1. **Адвектив tumanlar** katta sovuq yuza ustidan harakatlanayotgan iliq havo massalarida yuzaga keladi, ya’ni havo massalari quyi kengliklardan yuqori kengliklarga ko‘chayotganda yoki qishda iliq dengizdan sovuq quruqlik ustiga, yozda iliq quruqlik ustidan sovuq dengizga, hamda dengizning iliq joyi ustidan sovuq joyi ustiga ko‘chganida yuzaga keladi (masalan, Nyufaundlend oldida havo Golfstrim oqimi sohasidan Labrador oqimi sohasiga ko‘chganda).

Quruqlikda advektiv tumanlar quyi va yuqori kengliklar orasida hamda quruqlik va dengiz orasida sezilarli harorat farqi mavjud bo‘lganda asosan kuzda va qishda kuzatiladi. Dengizda ular bahor va yozda ko‘proq kuzatiladi.

Адвектив tumanlar yuzlab metr balandga cho‘zilib boradi. Ular shamolning katta tezliklarida yuzaga keladi, shuning uchun ularda tomchilar koagulyasisi sodir bo‘ladi va shivalama xarakterga ega bo‘ladi. Bu tumanlardagi eng yirik tomchilar yog‘adi.

Advektiv tumanlar paydo bo'lishi uchun qulay meteorologik sharoitlar quyidagicha:

- sovuq to'shalgan sirtga kelgan iliq havo massasining katta nisbiy namligi;
- havo massasi va to'shalgan sirt orasida haroratning katta farqlari;
- kuchsiz yoki o'rtacha shamol tezliklari (2-5m/s), kuchli shamollarda rivojlanadigan turbulent almashinuv tuman hosil bo'lishiga to'sqinlik qiladi;
- yuqoriga ko'tarilgan sariq suv bug'i massa ulushining ortishi yoki o'zgarmasligi, Yer sirti yaqinida turbulent almashinuv ta'sirida suv bug'ining miqdori ortib boradi;
- o'rta turg'un stratifikatsiya va nisbatan kuchsiz turbulent almashinuv, o'ta kuchli turg'un stratifikatsiyada Yer sirtidan boshlab havoning sovishi sekinlashadi va tuman yupqa qatlamda hosil bo'ladi.

2. **Radiasion tumanlar** ikki turga bo'linadi: Yer sirtidagi va baland. Yer sirtidagi tumanlar quruqlik ustida ochiq va sokin tunlarda kuzatiladi. Ular tuproq yoki qor qoplaminin tungi radiasion sovishi bilan bog'liq. Balandlik bo'yicha ular o'nlab metrlargagina tarqalishi mumkin. Ularning tarqalishi lokal xarakterga ega: pastlik, botqoq yaqini, o'rmon o'tloqlari ustida dog' hosil bo'ladi. Katta daryolar ustida ular iliq suv ustidagi (tungi soatlarda) konveksiya natijasida yuzaga keladi.

Yer sirtidagi tumanlar sokin havoda emas, tinch ob-havoda yuzaga keladi, chunki turbulentlik hosil bo'lishi, sovish va tuman hosil bo'lishining yuqoriga tarqalishini ta'minlovchi kichik tezlikdagi shamol zarur. Bu tumanlar Yer yuzasiga yaqin inversiya qatlamida yuzaga keladi va quyosh chiqqanidan keyin inversiya qatlami bilan birga yo'q bo'lib ketadi.

Baland radiasion tumanlar quruqlik va dengiz ustida, yilning sovuq davrida barqaror antisiklonlarda bir necha yuz metr balandlikkacha kuzatilishi mumkin. Bu antisiklonning quyi qatlamlarida havoning kundan kunga muntazam sovib borishi natijasida sodir bo'ladi. Bunday tuman katta hududlar ustida haftalab saqlanib turishi mumkin.

3. **Bug'lanish tumanlari** birmuncha iliqroq sovuq suv ustidagi sovuq havoda ko'pincha kuz va qishda yuzaga keladi. Qit'a ichkarisida ular kechqurun yoki tunda qo'shni hudud ustidan sovigan havo oqib boradigan daryo va ko'llar ustida hosil bo'ladi. Bug'lanish tumanlari shuningdek kechki payt yomg'ir vaqtida yoki undan so'ng, tuproq nam va kuchli bug'lanayotgan, havo harorati esa pasayayotgan vaqtda yuzaga kelishi mumkin. Arktik dengizlar ustida bug'lanish tumanlari muz qoplami yonida ochiq suv ustida, muz qoplami dan yoki qit'adan ko'chayotgan birmuncha sovuq havoda yuzaga keladi. Boltiq va Qora dengiz kabi ichki dengizlar ustida qishda tumanlar quruqlikdan sovuq havo massalari kirib kelganda hosil bo'ladi. Bug'lanish tumanlari odatda pag'a-pag'a bo'lib, tez tarqalib ketadi, chunki havo pastdan iliq suv ta'sirida isiydi. Biroq, tuman hosil bo'lishiga olib keluvchi sabablar uzoq saqlanib tursa, tuman ham uzoq vaqt kuzatiladi.

Sanab o'tilgan tuman turlari massa ichi tumanlari hisoblanadi, chunki ular havo massalari ichida yuzaga keladi va frontlarga bog'liq bo'lmaydi. Biroq frontlar bilan bog'liq tumanlar ham kuzatiladi. Bularga bug'lanish tumanlarining bir turi **frontoldi tumani** kiradi. Frontal yog'inlar tuproqni namlaydi. Natijada tuproqdan kuchli bug'lanish va yog'ayotgan yomg'ir tomchilaridan bug'lanish hisobiga Yer yuzasiga yaqin qatlamda havo to'yinish holatiga erishadi va u yerda tuman hosil bo'ladi. Bunday tuman front oldida uzluksiz tasma hoida yomg'ir bilan birga kuzatiladi.

Tekislikda tumanlarning sutkalik o'zgarishida jadalligi va takrorlanuvchanligining maksimumlari ertalabki soatlarga to'g'ri keladi. Tog'larning yuqori sathlarida sutka davomida tumanlarning taqsimoti bir tekis yoki kuchsiz maksimum tushdan keyingi soatlarga to'g'ri keladi. Buning sababi tog'larda tumanlar hosil bo'lishining o'ziga xos sharoitlaridadir. Tog' tumani bu tog' yonbag'rilarida havoning ko'tariluvchi harakati natijasida hosil bo'lgan bulutlardir. Bu tumanning paydo bo'lishi havoning adiabatik sovishi bilan bog'liq bo'lib, yonbag'ir tumanlarining alohida turiga ajratilishi mumkin.

2. Tumanning suvliligi uning muhim tavsifi hisoblanadi. **Tumanning mutlaq suvliligi** deb birlik havo hajmidagi suv tomchilari va muz kristallarining grammlardagi massasiga aytiladi (g/m^3). Tumanlarning mutlaq suvliligi yetarlicha keng doiralarda o'zgaradi: mingdan bir ulushdan to $1,5-2 \text{ g/m}^3$ gacha. Tuman intensivligi ortishi bilan uning suvliligi ortadi (7.2-jadval).

7.2-jadval

Turli intensivlikdagi tumanlarning suvliligi (g/m^3)

Tumanlar	$t, ^\circ\text{C}$	Tumanlarning intensivligi		
		kuchsiz	o'rtacha	kuchli
Advektiv	>0	0,02-0,09	0,04-0,18	0,10-0,76
Bug'lanish	<0	0,02-0,04	0,05-0,11	0,08-0,37

Bir xil intensivlikdagi tumanlarning maksimal suvlilik qiymati, musbat haroratlardan manfiy haroratlarga o'tishda kamayadi.

Harorat ko'tarilishi bilan faqat sovliligi ortishi mumkin. Bug'lanish tumanlarining suvliligi aksincha havo harorati ko'tarilishi bilan kamayadi. Bu havo harorati kamayganda biror-bir qayd qilingan sath bilan Yer yuzasi orasidagi harorat farqi ortganda (masalan 2 m) suv bug'ining turbulent oqimi kuchayishiga olib kelishi bilan bog'liq.

Tumanning boshqa ko'rsatkichi bu tomchilarning o'lchamlar bo'yicha taqsimoti va ularning soni hisoblanadi. Tajribalar ko'rsatdiki, tabiiy tumanlar turli o'lchamdagi zarrachalardan tashkil topgan, ya'ni **polidispers** hisoblanadi. O'rtacha intensivlikdagi 1 m^3 advektiv tumanda 0,5 dan 93 tagacha, bug'lanish tumanlarida 70 dan 500 tagacha tomchilar soni kuzatiladi.

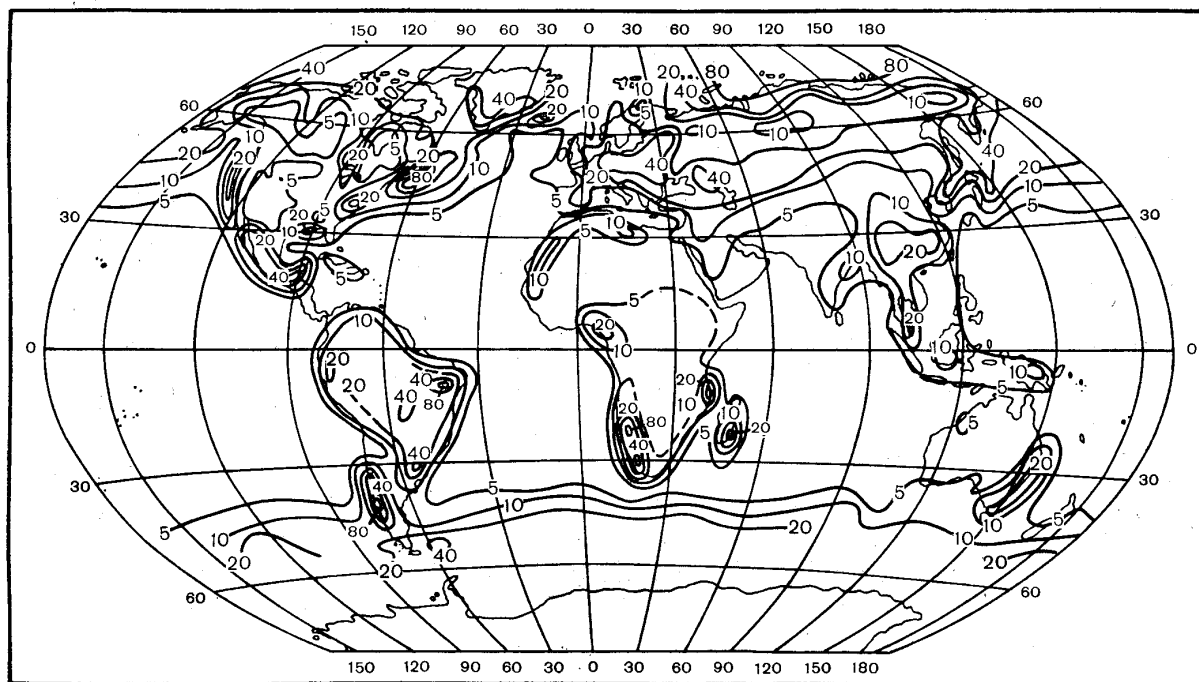
Tuman elementlari o'lchamlari ham katta chegarada o'zgaradi: mikrometr ulushidan tortib bir necha o'nlab (kristallarda - yuzlab) mikrometrgacha. Ko'pchilik tomchilar 2-18 mkm radiusga ega. Bug'lanish tumanlaridagi muz kristallari o'lchamlari kuchsiz tumanlarda 3-125 mkm ni tashkil etadi, mo'tadil tumanlarda 9-355 mkm, kuchli tumanlarda 9-475 mkm ni tashkil etadi.

Yil mobaynida tumanlar takrorlanuvchanligining geografik taqsimoti quyidagi xususiyatlarga ega (49-rasm).

Arktik havoda tumanli kunlar soni 80 dan ortiq. Buning sababi bir tomondan iliq havo massasining sovuq muz yuzasi ustiga kelishi bo'lsa, boshqa tomondan sovuq havoning muz ustidan yoki sovuq quruqlik ustidan ochiq suv ustiga ko'chishidir. Yuqori kengliklardagi Janubiy okean suvlari ustida ham tumanlarning takrorlanuvchanligi yuqori.

Shimoliy yarimsharning o'rta kengliklarida – Nyufaundlend hududida tumanlar nisbatan tez-tez (80 kun va undan ko'p) kuzatiladi. Bu yerda ular havoning iliq Golfstrim

suvlaridan, sovuq Labrador oqimi suvlariga ko'chishi bilan bog'liq. Janubiy yarimsharning subtropik kengliklarida tumanlarning eng ko'p takrorlanuvchanligi (80 kun va undan ko'p) Janubiy Afrika va Janubiy Amerika qirg'oqoldi hududlarida hamda ularni yuvib turuvchi suvlarda kuzatiladi. Bu yerda iliq havo sovuq okean oqimlari ustiga tarqaladi.



49-rasm. O'rtacha yillik tumanli kunlar soni.

Tumanlarning takrorlanuvchanligi O'rta Yevropada, Kaliforniya qirg'oqlarida, Janubiy Amerikaning Atlantika okeani qirg'oqlarida, Madagaskarda ham yuqori. Bu yerdagi yuqori takrorlanuvchanlikni to'shalgan sirtning termik xususiyatlari bilan tushuntirish mumkin. Bu yuzalar ustidan ustivor havo oqimlari o'tadi.

Qit'alarining ichkari qismida, ayniqsa havodagi suv bug'i miqdori kam va harorat yuqori bo'lgan cho'llarda tumanlarning kichik takrorlanuvchanligi kuzatiladi.

Sibir va Kanadada tumanlar kam. Bu yerda iliq yozda havo to'yinishdan uzoq, sovuq qishda esa havodagi namlik miqdori shunchalik kamki, xatto havo to'yinganda ham kamdan-kam hollarda tuman yuzaga keladi. Ularning intensivligi va takrorlanuvchanligi qishda aholi punktlarida ortadi.

Yog'inlar hosil bo'lishi jarayoni. Atmosfera yog'inlarining tasnifi. Yog'inlarning geografik taqsimoti.

Atmosferadan yer sirtiga yog'ib tushgan suv tomchilari va muz kristallari **atmosfera yog'inlari** deb ataladi. Yog'inlar Yerda nam aylanishining bo'g'inlaridan biridir. Quruqlikda namlikning asosiy manbai - atmosfera yog'inlaridir.

Yog'inlar hosil bo'lishining fizikaviy jarayonlarini ko'rib chiqaylik.

Bulut rivojlanishining boshlang'ich bosqichlarida endi paydo bo'lgan bulut elementlarining yiriklashishida suv bug'ining kondensatsiya jarayoni asosiy rol o'ynaydi. Kondensatsiya bulut tomchilari yuzasiga nisbatan bug'ning kichik o'ta to'yinishi hisobidan amalga oshadi. Bulut tomchilarining o'lchamlari har xil bo'lganligi uchun, ularga nisbatan to'yingan suv bug'ining bosimi ham turlicha bo'ladi. Suv bug'ining mayda tomchilarini yirik tomchilarga aylantiruvchi o'ta kondensatsiya jarayoni boshlanadi. Bulutda o'ta sovuq holatdagi tomchilar bilan birgalikda muz bo'lakchalari

paydo bo'ladi va bulut elementlari yana ham tez o'sa boshlaydi. O'ta sovuq holatdagi suv tomchilari ustidagi to'yingan bug'ning bosimi muz ustidagidan katta bo'lganligi sababli, o'ta sovuq holatdagi tomchilardan muz kristallarga suv bug'ining o'tishi kuzatiladi.

Ikkinchi bosqichda, tomchi va muz kristallarining kattaligi 20-60 mkm gacha yetganida, bulut elementlarining birlashishi (**koagulyasiya**) jarayoni asosiy rol o'ynay boshlaydi. Bulut elementlarining koagulyasiyasi asosan ularning turli tushish tezligiga (**gravitasion koagulyasiya**) bog'liq. Bulut elementlarining turbulent va Broun harakatiga bog'liq bo'lgan koagulyasiya ham ma'lum rol o'ynaydi. Koagulyasiya tufayli tomchi va kristallarning kattaligi o'nlab mikrometrlardan bir necha millimetrlargacha o'sishi mumkin.

Yog'inlar hosil bo'lishi nazariyasidan ma'lumki, koagulyasiya hisobiga tomchilarning kattalashish tezligi ularning radiusi kvadratiga proporsional, kondensatsiya orqali kattalashish tezligi esa radiusga teskari proporsional. Demak, tomchilarning radiusi kattalashgan sari koagulyasiyaning ahamiyati ortib boradi.

Bulut elementlari kattalashishi va yog'inlar hosil bo'lishi uchun vertikal harakatlar katta ahamiyat kasb etadi. Ko'tariluvchi harakatlarda havo harorati adiabatik qonun bo'yicha o'zgaradi, bu esa suv bug'ining o'ta to'yinishiga olib kelib, koagulyasiya asosiy rol o'ynay boshlaydigan tomchilarning kattaligigacha kondensasion o'sishni ta'minlaydi. Ko'tariluvchan oqim bilan katta balandlikka ko'tarilgan tomchilar, pastga tushganda bulutda katta masofani bosib o'tadi va koagulyasiya hisobiga yirik o'lchamlargacha o'sib boradi.

Yog'inlarning miqdori gorizontaal yuzaga yog'in paytida tushgan suv hosil qilgan qatlamning (suvning tuproqqa shimilishi, bug'lanishi, shuningdek suv oqimi nazarga olinmaganda) millimetrlarda o'lchangan balandligidir. Ba'zi mamlakatlarda (AQSH) yog'inlar miqdori dyuymda ($1 \text{ dyuym} = 2,52 \text{ mm}$) o'lchanadi. Yoqqan yog'inlarni 1 mm ri 1 m² yuzaga tushgan 1 kg suv miqdoriga mos keladi.

Yog'inlar bulutlardan yoqqan yog'inlar va yer usti gidrometeorlariga ajratiladi.

Bulutlardan yoqqan yog'inlar elementlarning tuzilishi va kattaligiga (**morfologik tasnif**) hamda hosil bo'lishining fizikaviy sharoitiga (**genetik tasnif**) qarab tasniflanadi. Bundan tashqari yog'inlar agregat holatiga (suyuq va qattiq yog'inlar) qarab ham ajratiladi.

Agregat holatiga ko'ra quyidagi yog'in turlari ajratiladi.

Yomg'ir – diametri 0,5-8 mm ga teng tomchilardan iborat bo'lgan suyuq yog'inlar. Kattaroq bo'lgan tomchilar pastga tushayotganda parchalanadi. Jala yomg'irlarda, ayniqsa yomg'ir boshlanishida, tomchilarning diametri burkamadagilardan kattaroq bo'ladi. Manfiy haroratlarda ba'zan o'ta sovuq holatdagi tomchilar yog'ishi mumkin. Yerga tushganda ular muzlab qoladi va muz qatlamni hosil qiladi.

Yomg'ir tomchilarining tushish tezligi 8-10 m/s yetadi. Yomg'irlar yomg'irli qatlamli (*Ns*) va yomg'irli to'p-to'p (*Cb*), ba'zi yuqori qatlamli (*As*) bulutlardan yog'ishi mumkin.

Shivalama - diametri 0,05-0,5 mm ga teng, pastga tushish tezligi juda kichik bo'lgan tomchilardan iborat bo'lgan suyuq yog'inlar. Ular shamol bilan gorizontaal yo'nalishda osongina ko'chiriladi.

Shivalama qatlamli (*St*) va to'p-to'p qatlamli (*Sc*) bulutlardan, shuningdek tuman paytida yog'ishi mumkin. Shivalamaning intensivligi 0,25 mm/soat dan oshmaydi, tinch havoda tomchilarning tushish tezligi 0,3 m/s dan kichik bo'ladi.

Qor - murakkab muz kristallardan iborat bo'lgan qattiq yog'inlar. Muz kristallarining shakllari turlicha bo'lib, hosil bo'lishi sharoitiga bog'liq. Muz kristallarining asosiy shakli – olti nurli yulduzchalardir.

Yulduzchalar oltiburchakli yassi sirtlardan hosil bo'ladi, chunki shu yassi sirtlarning burchaklarida suv bug'ining sublimatsiyasi eng tez kuzatiladi. Bu nurlarda, o'z navbatida, tarmoqlanishlar hosil bo'ladi. Qor yulduzchalarining diametrlari turlicha bo'ladi (bir necha mm atrofida). Pastga tushganda qor yulduzchalari bir-biriga qo'shilib katta pag'a-pag'a ko'rinishda yog'adi (**laylak qor**). Noldan yuqori va nolga yaqin bo'lgan haroratlarda ho'l qor yog'adi.

Laylak qorning radiusi 0,5 mm dan 5 sm gacha o'zgarishi mumkin, radiusi 15-20 sm ga yetgan qor yulduzlari ham kuzatilgan.

Ho'l qor - qor yulduzchalari, tomchilar yoki eriyotgan yulduzchalar ko'rinishda yog'ayotgan yog'inlar. Yer sirti yaqinida havo harorati 0°S yaqin yoki sal yuqoriroq bo'lgandagina hosil bo'ladi.

Bulduruq - o'ta sovuq suv tomchilarining muzlashi va qorning donalashgan shaklga kelishi natijasida hosil bo'lgan, radiusi 7,5 mm gacha yetadigan muzlagan yoki dumaloq shakldagi qordan iborat bo'lgan yog'inlar. Bulduruqlarning muzli va qorli qismlari orasidagi o'zaro nisbatiga bog'liq holda ularni qorli donalar, qorli va muzli bulduruqlarga bo'lishadi.

Muzli ignachalar – oltiburchakli prizma va tarmoqlanishsiz yassi sirtlar ko'rinishda bo'ladigan muz kristallardan iborat yog'inlar. Ular qishda past haroratlarda quyi yoki o'rta qavatdagi bulutlardan yog'adi. Yuqori qavatdagi bulutlar huddi shunday muzli ignachalardan iborat bo'ladi.

Muzli yomg'ir – diametri 1-3 mm o'lchamli tiniq muzli sharchalardan (havoda muzlagan yomg'ir tomchilari) iborat bo'lgan yog'inlar. Yog'inlarning bu turi kamdan-kam uchraydi.

Do'l – diametri bir necha millimetrdan 6 sm gacha va undan katta o'lchamli shar shaklidagi muz bo'lakchalaridan iborat bo'lgan qattiq yog'inlar. Ayrim hollarda do'lchalarning vazni 300 g dan ortiq bo'lishi mumkin. Do'lchalar oq jilosiz yadro va uning ustida ketma-ket joylashgan tiniq va jilosiz muz qatlamlaridan iborat bo'ladi.

Do'lchalarning o'lchami va ko'rinishi ularning o'z «hayoti» davomida bir necha marotaba vertikal havo oqimlari bilan pastga va yuqoriga ko'chganligini isbotlaydi. Vertikal ko'tarilishlarda o'ta sovigan holatdagi tomchilar bilan to'qnashishi natijasida do'lchalarning o'lchamlari ortadi. Pastga tushib, musbat haroratli qatlamlarda do'lchalarning sirti eriydi, yuqoriga ko'tarilganda - yana muzlaydi va h.k.

Do'l hosil bo'lishi uchun bulutlarning suvliligi ancha katta bo'lishi kerak, shu sababli do'l faqat yilning iliq faslida yer sirti yaqinida yuqori haroratlar kuzatilganda yog'adi. Do'l o'rta kengliklarda tez-tez, tropiklarda katta intensivlik bilan yog'adi. Qutbiy kengliklarda do'l kuzatilmaydi.

Hosil bo'lishining fizikaviy sharoitlariga (genetik alomati bo'yicha) ko'ra yog'inlar uchta guruhga bo'linadi:

- **burkama yog'inlar** - yomg'ir va qor, ba'zida xo'l qor ko'rinishda yomg'irli qatlamli va yuqori qatlamli (*Ns-As*) bulutlardan o'rtacha intensivlik bilan keng maydonlarda uzoq muddat yog'adigan yog'inlar;

- **jala yog'inlari** - do'l, bulduruq, qor va yomg'ir ko'rinishda yomg'irli to'p-to'p (*Cb*) bulutlardan yog'adigan yog'inlar. Bu yog'inlar birdaniga yog'a boshlaydigan, qisqa muddatli, intensivligi keskin o'zgaradigan xarakterga ega. Jala yog'ishi ko'pincha momaqaldiroq va qasirg'a bilan birga kuzatiladi;

- **shivalama yog'inlar** – turg'un stratifikatsiyalangan havo massalarida hosil bo'ladigan zich qatlamli (*St*) va to'p-to'p qatlamli (*Sc*) bulutlardan yog'adigan yog'inlar.

Yog'inlarning intensivligi va davomiyligi muhim xarakteristika hisoblanadi. Yog'inlar intensivligi deb birlik vaqt davomida yoqqan yog'inlar miqdori tushuniladi (mm/min, mm/soat, sutkalik maksimumi). Jala yog'inlari eng jadal yog'inlardir, ularning o'rtacha intensivligi 0,03-0,05 mm/min teng bo'lishi mumkin. Shivalama yog'inlar eng kichik intensivlikka ega.

Yer sharining turli joylaridagi o'ta kuchli (jadal) jala yog'inlarining xarakteristikallari 7.4-jadvalda keltirilgan.

7.4-jadval

O'ta kuchli jala yog'inlarning xarakteristikallari

Hudud	Yog'in miqdori, mm	Davomiyligi, min	Intensivligi, mm/min
Avstraliya	650	120	5,42
Germaniya	126	83	15,75
Shveysariya	22	5	4,46
Ruminiya	205	20	10,20
Janubiy Afrika	356	15	23,73
Janubiy Kaliforniya	26	1	26,0
Panama	63	6	12,60
AQSH	31	1	31,00
AQSH	18	1,4	12,50
Yamayka oroli	195	15	13,00
AQSH	300	42	7,10
Ukraina (Karpatlar)	-	1	9,50
Turkmaniston	-	-	2,17

Jadvaldan ko'rib turibmizki, jala yog'inlarining intensivligi qancha katta bo'lsa, ularning davomiyligi shuncha qisqa bo'ladi. Davomiyligi katta va jadal jala yog'inlari ayniqsa xavfli.

Yog'inlarning sutkalik o'zgarishini ko'rib chiqamiz. Yog'inlar miqdorining sutkalik o'zgarishini aniqlash uchun sutkaning ma'lum soatlari oralig'ida yoqqan yog'inlar ularning sutkalik miqdoriga nisbatan foizlarda ajratib olinadi. Bunda ikki kuzatish joyi o'rtasidagi keskin o'zgaradigan mutlaq qiymatlar olinmaydi, chunki ular taqqoslashni qiyinlashtiradi.

Yog'inlarning sutkalik o'zgarishi nihoyatda murakkabligiga qaramay quruqlikda yog'inlar sutkalik o'zgarishlarining ikki asosiy turi ajratiladi – **kontinental** va **qirg'oqbo'yi**. Biroq, mahalliy sharoitlarga bog'liq ravishda bu turlardan chetlanishlar va ularning murakkablashishi kuzatiladi.

Kontinental turda yog'inlarning maksimumi tushdan keyin va kuchsiz ikkinchi maksimum – ertalab kuzatiladi. Yog'inlarning minimumi esa yarim tundan keyin, ikkinchi minimum – tushdan oldin kuzatiladi. Asosiy maksimum kunduzgi konveksiya kuchayishi bilan, ikkinchisi esa – tunda qatlamli bulutlarning rivojlanishi bilan bog'liq. Yozda asosiy maksimum qishga nisbatan yaqqolroq ifodalangan – bu konveksiyaning yillik o'zgarishi bilan izohlanadi.

Sutkalik o'zgarishning bu turi tropiklar uchun xarakterli, chunki bu yerda kunduzgi konveksiya kuchliroq rivojlanadi, frontal bulutlarning (sezilarli sutkalik o'zgarishga ega bo'lmagan) takrorlanuvchanligi esa kichikroq.

Sutkalik o'zgarishning **qirg'oqbo'yi turida** yog'inlarning maksimumi ertalabga va tunga, minimumi esa – tushdan keyingi soatlarga to'g'ri keladi. Sutkalik o'zgarishning bu turi yozda qishdagiga nisbatan yaqqolroq ifodalangan. Ba'zi yassi qirg'oqlar yozda kunduzi kam bulutlilik va, demak, yog'inlarning kamligi bilan ajralib turadi. Gap shundaki, havo dengizdan iliq yer sirtiga o'tganda kunduzi uning nisbiy namligi kamayadi va bulutlarning rivojlanishi qiyin bo'ladi. Lekin, qit'a ichiga kirib borgan sari noturg'unlik ortishi bilan bulutlilik va yog'inlar ko'payadi.

Ba'zi joylarda yog'inlarning sutkalik o'zgarishi qishda qirg'oqbo'yi turiga, yozda – kontinental turiga (masalan, Parijda) yaqinlashadi.

Qit'alarda yog'inlar takrorlanuvchanligining sutkalik o'zgarishi yog'inlar miqdorining sutkalik o'zgarishi bilan ustma-ust tushadi. Yog'inlarning jadalligi qit'alarda tushgacha minimal, tushdan keyin va kechki payt maksimal qiymatlarga ega bo'ladi.

Yevropada yog'inlarning sutkalik miqdori 350 mm gacha yetishi mumkin, Ukrainaning janubi-g'arbida – 210 mm. Tropik kengliklarda eng katta sutkalik maksimumlar 1050 mm dan oshishi mumkin (Cherrapuji, Filippin, Reyunon oroli).

Yog'inlarning maksimal sutkalik intensivligi kamdan-kam hollarda o'rtacha oylik miqdorlariga (20-30 mm dan ortiq) yetishi mumkin.

Yog'inlarning yillik o'zgarishi atmosferaning umumiy sirkulyasiyasi va mahalliy fizik-geografik sharoitlarga bog'liq. Yillik o'zgarishining asosiy turlarini ko'rib chiqaylik.

a. **Ekvatorial tur.** Ekvator yaqinida (ikkala yarimsharda tahminan 10° kenglikkacha) yil davomida nisbatan quruq mavsumlar bilan ajralgan **ikkita yomg'irli mavsumlar** kuzatiladi. Yomg'irli mavsumlar teng kunlikdan keyingi, ichki tropik konvergensiya zonasi ekvatorga eng yaqin va konveksiya eng kuchli rivojlangan davrga to'g'ri keladi. Asosiy minimum, ichki tropik konvergensiya zonasi ekvatoridan eng uzoq bo'lganida, shimoliy yarimsharning yoziga to'g'ri keladi. Masalan, Librevil stansiyasida (0,5° sh.k., 95° sh.u.) yog'inlar miqdorining yig'indisi quyidagicha taqsimlangan: fevral – 220 mm, mart – 340 mm, iyul – 3 mm, noyabr – 380 mm, yilda – 2410 mm.

b. **Tropik tur.** Tropik zonaning tashqi chegaralariga yaqinlashgan sari haroratning yillik o'zgarishidagi ikkita maksimum bitta yozgi maksimumga birlashadi. Shu bilan birga ikkita yomg'irli birlashib, bitta yomg'irli mavsumni tashkil qiladi. Tropik yaqinidagi hududlar yil davomida to'rt oy kuchli yog'inlar bilan xarakterlanadi, sakkiz oy esa - quruq bo'ladi. Masalan, San-Salvador stansiyasida (13,7° sh.k., 89,2° g'u.) yog'inlar miqdorining yig'indisi quyidagicha taqsimlangan: yanvar – 10 mm, iyun – 320 mm, yilda – 1800 mm.

v. **Tropik mussonlar turi.** Musson sirkulyasiyasi yaxshi ifodalangan tropik hududlarda (Hindiston, Xitoyning janubi-sharqi, Gvineya ko'rfazi, Avstraliyaning shimoliy qismi) yog'inlarning yillik o'zgarishi tropik tipdagidek – maksimum yozda, minimum – qishda, farqi – amplituda kattaroq bo'ladi. Masalan, Bombay stansiyasida (18,9° sh.k., 72,9° sh.u.) – dekabrda – 1 mm, iyulda – 610 mm, yilda – 1840 mm.

Orografiya ta'sirida yozgi musson yog'inlarining miqdori keskin ortishi mumkin, masalan Cherrapunji stansiyasida (25,3° sh.k., 91,8° sh.u.) dekabrda – 10 mm, iyulda – 2730 mm, yilda – 11020 mm ga yetishi mumkin.

g. **O'rta Yer dengizi turi.** Subtropik kengliklarda orollarda va qit'alarning g'arbiy qismlarida yomg'irli va quruq mavsumlar orasida farqlanish (ba'zida keskin) kuzatiladi.

Yogʻinlarning maksimumi yozga emas, balki qishga yoki kuzga toʻgʻri keladi. Quruq yoz kam bulutli ob-havo bilan xarakterlanadigan subtropik antisiklonlarning taʼsiri bilan bogʻliq. Qishda antisiklonlar kichikroq kengliklar tomon siljiydi va oʻrta kengliklardagi siklonal faoliyat subtropiklarga tarqaladi. Nam va quruq mavsumlar yarim yildan davom etadi. Yogʻinlar yillik oʻzgarishining bu tipi atmosfera sirkulyasiyasi sharoitlari oʻxshash boʻlgan Oʻrta Yer dengizi mamlakatlarida, Kaliforniya, Afrika janubida, Avstraliya janubida ayniqsa keskin ifodalangan. Bu tipga Qrimning janubiy qirgʻogʻidagi, Oʻrta Yer dengizi iqlimining eng shimoliy chetidagi va Oʻrta Osiyo sahrolaridagi yogʻinlar kiradi. Masalan, Gibraltar stansiyasida (36,1° sh.k., 5,4° gʻ.u.) – iyul - 1 mm, noyabr – 160 mm, yilda – 910 mm; Yaltada (44,5° sh.k., 34,2° sh.u.) – yanvar – 80 mm, avgust – 30 mm, yilda – 600 mm; Toshkentda (41,3° sh.k., 68,3° sh.u.) – avgust – 1 mm, mart – 60 mm, yilda – 350 mm.

d. **Oʻrta kengliklardagi qitʼalarning ichki qismlari turi.** Oʻrta kengliklarda qitʼalarning ichki qismlarida antisiklonlarda yogʻinlarning maksimumi yozga, minimumi - qishga toʻgʻri keladi. Osiyoda yillik oʻzgarishning bu turi ayniqsa keskin ifodalangan, chunki bu yerda qishda quruq ob-havoli baquvvat antisiklonlar hukmronlik qiladi. Yillik oʻzgarishning bu tipi Shimoliy Amerika va Yevropada ham mavjud. Masalan, yogʻinlarning miqdori Chikagoda (41,9° sh.k., 97,6° gʻ.u.) yanvar va fevralda 50 mm gacha, iyulda – 90 mm, yilda – 840 mm; Moskvada (55,8° sh.k., 37,6° sh.u.) – fevralda – 30 mm, iyul – 80 mm, yilda – 600 mm ni tashkil qiladi.

ye. **Oʻrta kengliklar dengiz turi.** Oʻrta kengliklarda qitʼalarning gʻarbiy qismlarida qishda siklonlar yozga qaraganda koʻproq kuzatiladi. Shuning uchun ham u yerda qishki yogʻinlar koʻp miqdorda boʻladi va yil mobaynida yogʻinlarning taqsimoti yetarlicha bir tekis. Masalan, Gʻarbiy Yevropaning qirgʻoqlarida yogʻinlarning maksimumi kuzga va qishga, minimumi esa bahorga va erta yozga toʻgʻri keladi. Bu kengliklarda okeanlar ustida ham yogʻinlarning shunday taqsimoti kuzatiladi. Masalan, Valensiya stansiyasida (51,8° sh.k., 10,2° gʻ.u.) mayda – 80 mm, dekabrda – 160 mm, yilda – 1430 mm yogʻinlar yogʻadi.

j. **Oʻrta kengliklar musson turi.** Oʻrta kengliklarda musson kuzatiladigan hududlarda, Osiyoning sharqida, yogʻinlarning maksimumi yozga, minimumi esa qishga toʻgʻri keladi. Musson hududlarida yillik oʻzgarish yanada keskin; qitʼalarning ichki qismidagi hududlarga qaraganda yogʻinlarning amplitudasi kattaroq, ayniqsa kuchli yozgi yogʻinlar hisobiga. Masalan, Vladivostokda (41,3° sh.k., 131,9° sh.u.) yanvarda – 10 mm, sentyabrda – 110 mm, yilda esa – 570 mm yogʻinlar yogʻadi.

z. **Qutbiy tur.** Qitʼalarda qutbiy turdagi yogʻinlarning yillik oʻzgarishi yozgi maksimum bilan xarakterlanadi, chunki yozda qishga nisbatan havo namligi kattaroq boʻladi, siklonal faoliyatning intensivligi esa yil mobaynida koʻp oʻzgarmaydi. Masalan, Nijnekolimsk stansiyasida (68,6° sh.k., 161,1° sh.u.) fevraldan maygacha oyiga 5-6 mm, iyunda – 40 mm, yilda – 170 mm yogʻinlar yogʻadi.

Biroq, Arktika va Antarktikaning qirgʻoq hududlarida kuchliroq siklonal faoliyat natijasida yogʻinlarning maksimumi qishga toʻgʻri kelishi mumkin. Masalan, Shpisbergen orolida (78,0° sh.k., 14,2° sh.u.) iyunda – 10 mm, dekabrda – 40 mm, yilda – 320 mm; Mirniy stansiyasida (66,5° j.k., 93,0° sh.u.) yanvarda – 4 mm, iyulda – 106 mm, yilda – 626 mm yogʻinlar yogʻadi.

Yogʻinlarning yigʻindisi bilan bir qatorda **bir oyga yoki bir yilga toʻgʻri keladigan yogʻinli kunlar soni** ham muhim iqlimiy element hisoblanadi.

Rossiyaning Yevropa qismida bir yilda yogʻinli kunlar soni shimolda 200-220 kunga, gʻarbda - 180-190 kunga, sharqda - 120-140 kunga, Ukrainaning janubida va

shimoliy Qrimda – 70-100 kunga, Kavkazning Qora dengiz qirg'og'ida va Qrimning janubiy qirg'og'ida - 120-140 kunga, Kaspiy oldi pastligida – 50-60 kunga teng bo'ladi. Moskvada yog'inli kunlar soni 187 ga yetadi.

Soatlarda yog'inlarning yillik davomiyligi Rossiyaning Yevropa qismida shimolda 1200-1500 dan janubda 600-900 soatgacha yetadi. Shimoliy Ural oldida va Shimoliy Qozog'istonning g'arbida u ayniqsa katta (2000 soatdan ortiq), quyi Volgada va Kaspiyoldi pastligida u eng kichik (400-500 soatdan kichik). Moskvada yog'inli soatlarning yillik soni 1330 ga teng.

O'rta kengliklarda yozda yog'inlarning oylik yig'indilari kattaroq bo'lishiga qaramay yog'inlarning soatlardagi davomiyligi eng kichik bo'ladi, qishda esa eng katta.

Yog'inlar oylik va yillik yig'indilarining o'zgaruvchanligi ko'rilayotgan joy iqlimining muhim xarakteristikasi hisoblanadi. Yog'inlar oylik va yillik yig'indilarining o'zgaruvchanligi deb oylik yoki yillik yog'inlar yig'indilarining me'yordan foizlarda ifodalangan o'rtacha mutlaq chetlanishi tushuniladi.

Yog'inlar oylik yig'indilarning o'zgaruvchanligi Shimoliy Amerikada va Yevrosiyoning katta qismida 10-20%, ikkala qit'alarning shimolida - 20-30%, sahrolarda - 30% dan ortiq bo'ladi. Boshqa qit'alarning sahrolarida ham yog'inlarning o'zgaruvchanligi katta.

Norvegiya dengizining qirg'oqlarida yog'ingarchilik eng katta bo'lgan yilda eng quruq yilga qaraganda yog'inlar 1,5-2 marta, O'rta Yevropada – 3 marta, Rossiyada – 2,5-3 marta, Italiyada – 4 marta ko'proq yog'adi.

Yog'inlar oylik yig'indilarning o'zgaruvchanligi O'rta Yevropada me'yordan 25%, Janubiy Yevropada - 50-60%, Rossiyaning Yevropa qismi shimolida va Sibirda – 40-50%, Rossiyaning janubida – 50-70%, Astraxanda iyunda – 90% ni tashkil qiladi.

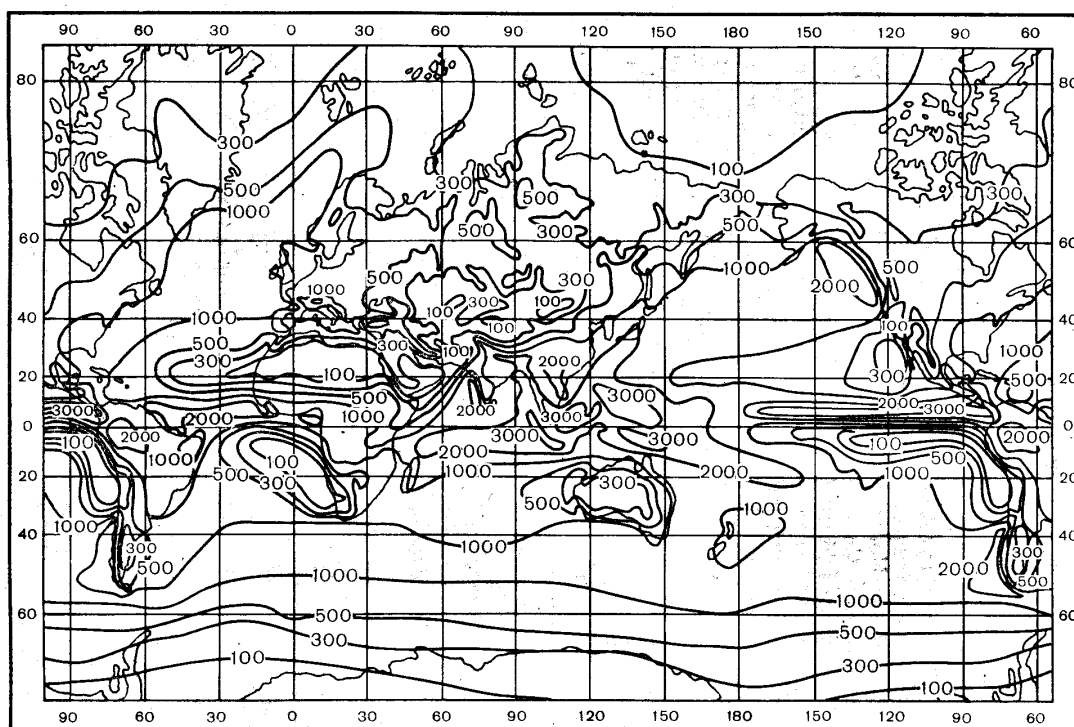
San-Salvadora (Markaziy Amerika) 1954 yilda aprelda – 510 mm, 1955 yil aprel oyida esa faqat – 30 mm yog'inlar yoqqan.

Jahonning o'rmon-dasht va dasht hududlarida mahalliy yog'inlarning katta o'zgaruvchanligi qurg'oqchilikka olib kelishi mumkin. *Qurg'oqchilik* – bu yog'inlarning me'yorga nisbatan uzoq muddatli va katta yetishmasligidir. Qurg'oqchilik bahorda va yozda yuqori haroratlarda yuzaga keladi, uning natijasida tuproqda namlik kamayadi va o'simliklarning me'yoriy rivojlanishi uchun noqulay sharoitlar yuzaga keladi. Hosil uchun noqulay oqibatlar keltiradigan qurg'oqchiliklar dasht zonalariga xarakterli; Janubiy Ukraina, Quyi Volga, Shimoliy Qozog'iston, AQSHning ba'zi hududlari. Qurg'oqchiliklar o'rmon-dasht zonalarga kamroq tarqaladi. 100 yilda bir-ikki marta qurg'oqchiliklar xatto Finlyandiya va Shvesiyada kuzatilishi mumkin.

Yer shari bo'yicha yog'inlarning taqsimoti bug'lanish taqsimotiga o'xshash (55-rasm). Qit'alarda, bulut va yog'inlar hosil bo'lishi jarayonlarini kuchaytiradigan havoning ko'tariluvchi harakatlarini yuzaga keltiradigan yirik tog' massivlarning (Tyan-Shan, Pomir, Himolay, Kordileri va boshqa) shamolga qaragan yonbag'irlarida eng katta farqlar kuzatiladi. Ikkala yarimsharlarda okeanlar ustida yog'inlar miqdori yiliga 3000 mm dan (ekvatorial kengliklarda) 100 mm gacha (qutbiy kengliklarda) o'zgaradi. Eng katta yog'inlar miqdori nisbatan tor ichki tropik konvergensiya zonasida (ekvatorial botiqlik) yog'adi. Quruqliklarda bu zonada yog'inlar miqdori bug'lanishdan ancha katta bo'ladi, bu esa daryolarning suv sathini ancha ko'taradi. Bu Markaziy Amerika, Amazonka havzasi, G'arbiy Afrika va Indoneziyaga taalluqlidir. Bu hududlarda yog'inlarning yillik yig'indisi 5000-7000 mm gacha yetishi mumkin. Nihoyatda ko'p yog'inlar orografik sharoitlari qulay bo'lgan tropik orollarda kuzatiladi. Gavay orollarining tog' stansiyalarida yiliga 9000 mm dan ko'proq yog'inlar yog'adi.

Hind okeanida musson sirkulyasiyasi rivojlangan zonada ham yog‘inlarning miqdori katta bo‘ladi. Bu yerda tog‘ tizmalarining shamolga qaragan yonbag‘irlarida eng ko‘p yog‘inlar yog‘adi. Hindiston va Birmada yog‘inlarning yillik miqdori 3000 mm gacha yetadi. Himolay tog‘ oldida dengiz sathidan 1300 m balandlikda joylashgan Cherrapunji stansiyasi (25,3° sh.k., 91,8° sh.u.) atrofi Yer sharining eng ko‘p yog‘inlar yog‘adigan hududi hisoblanadi. Bu yerda yiliga o‘rtacha 11000 mm dan ortiq yog‘inlar yog‘adi, eng katta yog‘inlar miqdori 23000 mm ga yetgan.

Ikkala yarimsharlarning subtropiklarida, havo bosimi baland bo‘lgan hududlarda, bulutlilik kam va yog‘inlar miqdori keskin kamayadi. Bu zonadagi saholarda yog‘inlarning o‘rtacha yillik miqdori 250 mm, ba‘zi joylarda – 100 mm dan oshmaydi. Shunday joylar borki, u yerda yog‘inlar umuman kuzatilmaydi yoki bir necha mm ga teng bo‘lishi mumkin.



55-rasm. Yog‘inlar o‘rtacha yillik yig‘indisining taqsimoti (mm/yil).

Shimoliy yarimsharda o‘rta kengliklar janubidagi saholarda yozda yuqori haroratlarda, qishda havoning bosimi yuqori bo‘lganda kam bulutlilik kuzatilganligi uchun yog‘inlarning miqdori kam. Masalan, O‘rta Osiyoda yiliga Toshkentda – 350 mm, Termiz, Kazalinsk va Bayram-Alida – 120-125 mm, To‘rtko‘lda – 80 mm yog‘inlar yog‘adi. 1903 yilda Bayram-Alida iyundan noyabrgacha umuman yog‘inlar kuzatilmagan.

O‘rta kengliklarda siklonal faoliyat yaxshi rivojlangan, bulutlar miqdori ancha katta va kuchli bo‘lib, muzlash sathigacha o‘sib boradi. Dasht zonasida yog‘inlarning yillik miqdori kam – 300-500 mm, bu yerda qurg‘oqchil yillar kuzatilishi mumkin.

O‘rmonlar zonasida yog‘inlarning yillik miqdori 500-1000 mm ni tashkil qiladi. Bu yerda bug‘lanish yoqqan yog‘inlar miqdoridan kam bo‘lib, ortiqcha namlik kuzatiladi. Ortiqcha yog‘inlar miqdori daryolarga oqib tushadi. Qit‘alarda okeanlardan uzoqlashgan sari yog‘inlar g‘arbdan sharqqa kamayib boradi. Masalan, Yevropaning katta qismida 500-1000 mm va undan ortiq yog‘inlar yog‘adi, Sharqiy Sibirda esa, uning qishki yuqori bosimli rejimi bilan – 500 mm dan kam, ba‘zi hududlarda –250 mm dan kam yog‘in yog‘adi. Qit‘alarning sharqiy qismlarida, musson sirkulyasiyasi mavjud bo‘lgan joylarda,

yozi kuchli yog'inlar hisobiga yillik yog'inlar miqdori yanada ortadi. Masalan, Irkutskda – 440 mm, Minusinskda – 310 mm, Vladivostokda esa –570 mm yog'in yog'adi. Petropavlovsk-Kamchatskiyda qishda ham kuchli yog'inlar yoqqanligi uchun yillik yog'inlar miqdori – 1000 mm dan ortadi.

O'rta kengliklarda yog'inlarning miqдорiga tog'lar katta ta'sir ko'rsatadi. Norvegiyaning Atlantika qirg'og'ida (Bergenda) yiliga 1730 mm yog'inlar yog'adi, Osloda esa (tog' ortida) – faqat 560 mm. Shimoliy Amerikaning Tinch okean qirg'og'i va sharqda Qoyali tog'lar ortidagi quruqlik orasidagi yog'inlar miqdorida keskin farq mavjud. Janubiy Amerikaning janubidagi va Yangi Zelandiyaning g'arbiy qirg'oqlarida sharqiy qarg'oqlaridagiga qaraganda yillik yog'inlar miqdori ancha katta. Ural tog'lari, nisbatan past tog'lar bo'lganiga qaramay, yog'inlar taqsimotiga katta ta'sir ko'rsatadi; Ufada yilga o'rtacha 600 mm, Chelyabinskda esa – 370 mm yog'inlar yog'adi.

Yevropada yog'inlarning eng katta yillik miqdorlari Shotlandiya va Uelsning tog' stansiyalarida – 4000-5000 mm, Yugoslaviyaning Adriatika qirg'og'idagi tog' stansiyalarida – 3500-5000 mm, Alpda – 4000 mm va undan ko'p miqdorlar kuzatiladi. Norvegiya qirg'og'ida – 2000 mm va undan ham ko'proq bo'ladi. MDHda eng ko'p yillik yog'inlar miqdori – 3000 mm dan ortiq - Kavkaz tog'larining Qora dengiz tomondagi yonbag'irlarida kuzatiladi. Adjariyada Sisxara cho'qqisida yiliga o'rtacha 3900 mm yog'inlar yog'adi. Qora dengiz qirg'og'ida Sochidan Batumigacha yog'inlar miqdori 2500-2800 mm gacha yetadi.

O'rta kengliklardan yuqori kengliklar tomon atmosfera namligi, shu bilan birga bulutlarning suvliligi kamaygani uchun yog'inlar miqdori ham kamayadi. Tundra zonasida yog'inli kunlar ko'p bo'lishiga qaramay yilda 300 mm dan kam, Sharqiy Sibirda 200 mm yog'inlar yog'adi. Lekin, tundra ortiqcha namgarchilik zonasi hisoblanadi, chunki bu yerda bug'lanish yoqqan yog'inlardan kichik. Arktik dengizlar havzasida yog'inlar miqdori undan ham kam.

Yer sirti gidrometeorlari

Suv bug'ining kondensatsiyasi va sublimatsiyasi bevosita yer sirtida va yerdagi buyumlarda kuzatilishi mumkin. Agar yer sirtiga (tuproq, o'simliklar, buyumlar) bevosita tegib turgan havoning harorati kondensatsiya yoki sublimatsiya nuqtasidan past bo'lib qolsa, suv bug'ining fazaviy o'tishlari natijasida *yer sirti gidrometeorlari* yuzaga kelishi mumkin. Yer sirtining haroratiga qarab suyuq yoki qattiq gidrometeorlar hosil bo'lishi mumkin.

Suyuq gidrometeorlarga shudring va suyuq qoplama kiradi.

Shudring. Shudring hosil bo'lishiga asosiy sabab tungi nurlanish ta'sirida yer sirti haroratining pasayishidir. Yer sirtining harorati shudring nuqtasi haroratidan past bo'lgandagina kondensatsiya boshlanadi. Shudring paydo bo'lishining zaruriy sharti – ochiq va tinch (shamolsiz) ob-havodir. Bunday sharoitda yer sirtining nurlanishi nihoyatda kuchli bo'ladi.

Buyumlarning gorizontol sirtlarida, o'tlarda, yer sirtida kondensatsiya jarayoni natijasida hosil bo'lgan mayda suv tomchilari shudring deb ataladi. O'simliklarning nam bo'lmaydigan sirtlarida (masalan, marvaridgulda) shudring tomchilari bir-biriga qo'shilib yirik tomchilarni tashkil qiladi.

Shudring paydo bo'lishi natijasida bir yilda 10-30 mm, O'rta Osiyo sahrolarida – 30-40 mm gacha yog'inlar tushishi mumkin.

Suyuq qoplama – bu bulutli va shamolli ob-havoda sovuq, ko'pincha, vertikal (tik) sirtlarda paydo bo'ladigan suvning yupqa qatlamidir. Suyuq yupqa qatlamning paydo

bo'lish sababi tungi nurlanishi emas, balki sovuq ob-havodan keyin nisbatan iliq va nam havoning adveksiyasidir.

Iliq va nam havo nisbatan sovuq sirtlar (devor, daraxtlarning tanasi) bilan uchrashganda u soviydi va uning tarkibidagi suv ushbu sirtlarda qisman kondensatsiyalanadi. Tabiiyki, bu jarayon shamolga ro'para bo'lgan sirtlarda yuzaga keladi va sirt mayda suv tomchilari bilan qoplanadi («terlaydi»).

Qirov, qattiq qoplama, bulduruq va yaxmalak qattiq gidrometeorlarga kiradi.

O'tlarda, tuproqda va buyumlarning gorizontol sirtlarida uzunligi bir necha millimetrlarga yetadigan turli shakldagi muz kristallari **qirov** deb ataladi. Qirovning hosil bo'lish sharoitlari shudring hosil bo'lishi bilan bir xil, faqat yer sirti harorati manfiy bo'lishi kerak. Sovuq sirtga bevosita tegib turgan havodagi suv bug'i sublimatsiya jarayoniga uchraydi. Qor qoplamida ham qirov hosil bo'ladi.

Qattiq qoplama shamolga ro'para bo'lgan vertikal sirtlarda xuddi suyuq qoplama hosil bo'ladigan sharoitlarda yuzaga keladi. Demak, qattiq qoplanning hosil bo'lishi ham nisbatan iliq va nam havoning adveksiyasi bilan bog'liq, faqat bu jarayon davomida vertikal sirtlarning harorati manfiy bo'lishi kerak.

Qattiq qoplama, odatda, sirtida zich joylashgan mayda kristallar shaklida bo'ladi. Ba'zida u yupqa, tekis va tiniq muz qatlami ko'rinishda hosil bo'lishi mumkin.

Daraxtlarning shohlarida, simlarda, sim to'rlarda va boshqa ingichka buyumlarda hosil bo'ladigan oq yumshoq kristallar *bulduruq* deb ataladi. Bulduruq, odatda, tumanlarda qattiq ayozlarda yuzaga keladi. O'ta sovuq tuman tomchilari buyumlar bilan uchrashib muzlaydi va kristallar o'sishiga turtki beradi. Bulduruq buyumlarning shamolga ro'para bo'lgan tomonida paydo bo'ladi. Yetarlicha kuchli shamol bulduruqni osongina uchirib ketishi mumkin.

O'ta kuchli sovuq yomg'ir tomchilari, shivalama yoki kuchli tuman tomchilarini muzlatishi natijasida yer sirtida va buyumlarda zich muz qatlamining paydo bo'lishi *yaxmalak* deb ataladi. Yaxmalak bevosita sublimatsiya jarayonining natijasi emas, balki uning hosil bo'lishi uchun atmosferadan o'ta sovuq holatdagi tomchilar yog'ishi kerak.

Yaxmalak manfiy haroratlarda (0° dan 15° gacha) hosil bo'ladi. O'ta sovuq holatdagi tomchilar yer sirtiga tushib muzlab qoladi.

Tiniq va xira (jilosiz) yaxmalaklar ajratiladi. Xira (jilosiz) yaxmalak maydaroq tomchilarda (shivalama) va pastroq haroratlarda paydo bo'ladi. Muzning qalinligi bir necha santimetr gacha yetishi va shohlarning sinishiga, simlarning uzilishiga olib kelishi mumkin. Yaxmalak vaqtida har 1 m simda 10 g dan 1 kg gacha muz qoplami hosil bo'ladi. Simlardagi muzning og'irligi ta'sirida simyog'ochlarning sinishi kuzatilgan. Bunday sharoitlarda ko'chalar va yo'llar muz bilan to'liq qoplanadi, tog' o'rmonlarida esa shaklsiz katta muz parchalari hosil bo'ladi. Dengiz iqlimiga ega bo'lgan tog'li hududlarda yaxmalak ko'p kuzatiladi.

Muz bilan qoplanish – yaxmalakka yaqin hodisa. Bu bulutlar, tumanlar va yog'inlar o'ta sovigan tomchilarining samolyot va boshqa uchish apparatlari, shuningdek quruqlik va dengiz transportlari sirtida muzlashi jarayonidir.

Turubulent atmosferada suv bug'ining ko'chishi tenglamasi

Atmosferada suv bug'inig tarqalishi o'rtacha tezlikli tartiblangan ko'chish va turubulent almashinuvdan tashkil topadi. Molekulyar diffuziya faqat bug'lanayotgan sirtga bevosita yaqin joyda, ya'ni bug'lanayotgan sirtidan bir necha mm masofada sezilarli ahamiyatga ega.

To'yinmagan havo uchun turbulent atmosferada suv bug'i uzatilishi tenglamasini keltirib chiqaramiz. Harakatlanayotgan zarracha uchun suv bug'ining massa ulushi

o'zgaras bo'lganligi sababli, suv bug'ining turbulent oqimi uning massa ulushi gradiyentiga mutanosib bo'ladi:

$$Q_x = -k'_b \rho_b \frac{\partial s}{\partial x}; \quad Q_y = -k'_b \rho_b \frac{\partial s}{\partial y}; \quad Q_z = -k_b \rho_b \frac{\partial s}{\partial z} \quad (7.1)$$

bu yerda k'_b – suv bug'ining turbulent diffuziya koeffitsiyenti, k_b – turbulentlik koeffitsiyenti, ρ_b – suv bug'ining zichligi.

Ta'kidlash kerakki, havo namligining boshqa xarakteristikalari (mutlaq va nisbiy namlik, suv bug'ining parsial bosimi, shudring nuqtasi harorati) havo zarrachasining harakati davomida o'zgaradi.

Suv bug'ining oqimi bu birlik vaqt ichida oqimga perpendikulyar bo'lgan birlik yuzadan oqib o'tgan suv bug'ining miqdoridir (kg/(m²·s)).

Uzatilish va oqimni o'zaro bog'lovchi (6.16) tenglama asosida quyidagini yozish mumkin:

$$\rho \varepsilon_b = -\text{div} \bar{Q} \quad (7.2)$$

Demak, birlik vaqt davomida (1 s) birlik hajmga suv bug'ining turbulent uzatilishi quyidagiga teng:

$$\varepsilon_b = \frac{\partial}{\partial x} \left(k'_b \rho_b \frac{\partial s}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k'_b \rho_b \frac{\partial s}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_b \rho_b \frac{\partial s}{\partial z} \right) \quad (7.3)$$

Bundan keyin suv bug'ining turbulent diffuziya koeffitsiyenti turbulentlik koeffitsiyentiga teng ($k'_b = k$) deb hisoblaymiz.

(7.3) tenglama tarkibidagi hadlarning tartib qiymatlari bir xil emas – gorizonta turbulent uzatilishni ifodalovchi hadlarning tartib qiymatlari vertikal turbulent uzatilishni ifodalovchi haddan bir-ikki tartibga kichik. Shu sababli quyidagini yozamiz:

$$\varepsilon_b = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \rho_b \frac{\partial s}{\partial z} \right) \quad (7.4)$$

Harakatlanayotgan havo zarrachasida suv bug'i massa ulushining vaqt bo'yicha o'zgarishi uning to'liq hosilasi $\frac{ds}{dt}$ bilan xarakterlanadi. Havo zarrachasida suv bug'i miqdorining o'zgarishi quyidagiga teng bo'ladi:

$$\rho \frac{ds}{dt} = \varepsilon_b \quad \text{yoki} \quad \rho \frac{ds}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \rho_b \frac{\partial s}{\partial z} \right) \quad (7.5)$$

To'liq hosilani x, y, z, t koordinatalari bo'yicha xususiy hosila orqali ifodalaymiz:

$$\frac{ds}{dt} = \frac{\partial s}{\partial t} + u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} + w \frac{\partial s}{\partial z} \quad (7.6)$$

(7.6) tenglamani (7.5) tenglamaga qo'yib, hosil bo'lgan ifodani $\frac{\partial s}{\partial t}$ ga nisbatan yechamiz:

$$\frac{\partial s}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} \right) - w \frac{\partial s}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial s}{\partial z} \pm \frac{m}{\rho} \quad (7.7)$$

Bu tenglamaga muvofiq, fazoning ma'lum nuqtasida suv bug'i massa ulushining o'zgarishi quyidagi jarayonlar bilan belgilanadi.

1. Gorizonta yo'nalishda o'rtacha oqim bilan suv bug'ining tartiblangan ko'chishi – *suv bug'ining adveksiyasi*. Agar havo s ning qiymatlari katta hududdan uning qiymatlari kichik hududiga ko'chsa, suv bug'i massa ulushining ortishi $\frac{\partial s}{\partial t} > 0$ kuzatiladi.

Haqiqatdan ham, havo oqimini x o‘qi bo‘yicha yo‘naltirsak ($u>0, v=0$), u holda $\frac{\partial s}{\partial x} < 0$, $\frac{\partial s}{\partial t} > 0$. Aksincha bo‘lganida esa $\frac{\partial s}{\partial x} > 0$, suv bug‘ining massa ulushi adveksiya ta‘sirida kamayadi $\frac{\partial s}{\partial t} < 0$.

2. Vertikal oqimlar bilan suv bug‘ining tartiblangan ko‘chishi – *suv bug‘ining konveksiyasi*. Agar bug‘ ulushi vertikal bo‘yicha kamaysa $\frac{\partial s}{\partial z} < 0$, u holda ko‘tariluvchi havo oqimlarida ($w>0$) ko‘rilayotgan sathda suv bug‘ining massa ulushi vaqt o‘tishi bilan ortadi $\frac{\partial s}{\partial t} > 0$. Pastga tushuvchi havo harakatlarida ($w<0$), u kamayadi $\frac{\partial s}{\partial t} < 0$. Bunday vaziyat atmosferada tez-tez kuzatiladi.

3. Turbulent diffuziya natijasida suv bug‘ining ko‘chishi. Vertikal yo‘nalishda turbulent diffuziyaning roli juda katta. Turbulent aralashish hisobiga diffuziya suv bug‘i massa ulushining vertikal bo‘yicha tekis taqsimlanishiga olib keladi. Turbulent diffuziya yo‘li bilan gorizontaal yo‘nalishda suv bug‘ining ko‘chishi nihoyatda kichik. Lekin, to‘shalgan sirtning xususiyatlari keskin o‘zgaradigan joylarda (masalan, dengiz sohili) gorizontaal turbulent diffuziyaning ulushi hisobga olinishi kerak.

4. (7.7) tenglamadagi oxirgi had suvning fazaviy o‘tishlari natijasida (bug‘lanish, kondensatsiya) havo zarrachasida suv bug‘ining ortishi yoki kamayishini xarakterlaydi. Bu yerda m – birlik vaqt ichida birlik hajmda kondensatsiyalangan (yoki bug‘langan) suv bug‘i (yoki suvning) massasidir.

(7.7) tyenglama ikkinchi tartibli xususiy hosilali differensial tenglamadir. Uning yechilishi zarur bo‘lgan chegaraviy va boshlang‘ich shartlarni to‘g‘ri berish bilan belgilanuvchi qiyinchiliklarga bog‘liq.

Boshlang‘ich shart, odatda, boshlang‘ich vaqt momentida fazoda suv bug‘i massa ulushining ma‘lum bo‘lgan taqsimoti bilan belgilanadi. Chegaraviy shartlar ko‘rilayotgan hududning chegaralarida suv bug‘i massa ulushining o‘zgarishlarini tavsiflaydigan funksiyalar bilan belgilanadi. Quyi chegara sifatida, odatda, Yer sirti olinadi. Bunda suv sirti yoki kuchli namlangan sirt yaqinida suv bug‘i to‘yingan holatda deb hisoblanadi. Quruq Yer sirti yaqinida chegaraviy shartlarni belgilash qiyin. Bu hollarda Yer sirtining issiqlik balansi qo‘llaniladi. Yuqori chegara sifatida tropopauza yoki suv bug‘i oqimlari nolga aylanadigan sath qabul qilinadi.

Nazorat uchun savollar

1. Atmosferada havo namligining o‘zgarishiga nima sabab bo‘ladi?
2. Atmosferada suv bug‘ining kondensatsiyasi qanday jarayon ekanligini tushuntiring.
3. Atmosferada suv bug‘ining sublimatsiyasi qanday jarayon ekanligini tushuntiring.
4. Tumanlar qanday hosil bo‘ladi?
5. Tumanlarning qanday tasniflari mavjud?
6. Yog‘inlar hosil bo‘lishi jarayonini tushuntiring.
7. Atmosfera yog‘inlarining qanday tasniflari mavjud?
8. Yer sirti gidrometeorlari deganda nimani tushunasiz?

20-21-Mavzu. Atmosfera bosim maydoni

Reja:

1. Atmosfera statikasining asosiy tenglamasi.
2. Barometrik formulalar, ularning qo'llanilishi.
3. Barik pog'ona.
4. Barik tizimlar va bosimning sutkalik o'zgarishi.
5. Yanvar va iyulda dengiz sathida bosimning geografik taqsimoti.

Tayanch iboralar. *Atmosfera, atmosfera statikasi, atmosfera statikasining asosiy tenglamasi, Barometrik formulalar, barik tizimlar, barik pog'ona, bosimning sutkalik o'zgarishi, dengiz sathidagi bosim.*

Atmosfera statikasining asosiy tenglamasi

1. Har qanday gaz uni chegaralayotgan yon devorlariga bosim ko'rsatadi, ya'ni yon devorga perpendikulyar yo'nalgan ma'lum *bosim kuchi* bilan ta'sir qiladi. Bosim kuchi vektor kattalik bo'lib, uning yo'nalishi sirtga normal bo'ylab yo'nalgan (hajm ichida).

Atmosfera ichida ajratilgan havo hajmiga atrofdagi, uni o'rab turgan havo tomonidan bosim kuchi ta'sir ko'rsatadi. Ajratilgan hajmdagi havo tomonidan atrofdagi havoga ham xuddi shunday bosim kuchi ta'sir ko'rsatadi va shu sababli ajratilgan havo massasi o'z hajmini saqlab turadi. Ajratilgan havo hajmi ixtiyoriy darajada kichik bo'lib, nuqta o'lchamida bo'lishi mumkin. Demak, atmosferaning ixtiyoriy nuqtasida *atmosfera bosimi* yoki *havo bosimining* ma'lum qiymati mavjud.

Havo bosimi – skalyar kattalik bo'lib, bosim kuchi modulining u ta'sir qilayotgan elementar yuzaga nisbati orqali ifodalanadi.

Xalqaro birliklar tizimida (SI) bosim paskalda (Pa) o'lchanadi. 1 m² yuzaga ta'sir etuvchi 1 N kuch 1 Pa ga teng bosimdir. Meteorologiyada bosim gektopaskalda (1 gPa = 100 Pa) o'lchanadi.

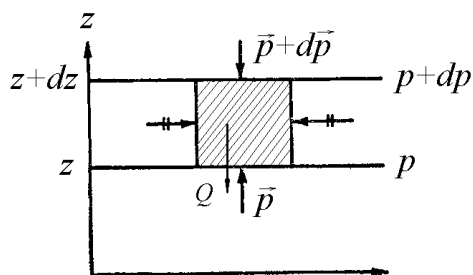
Havo bosimini o'lchash uchun boshqa o'lchov birliklari ham qo'llaniladi. Qadimdan bosimni simob ustuni balandligida (mm da) o'lchash qabul qilingan. 1 mm Ng = 1,33 gPa. SI tizimi qabul qilinishidan oldin bosim millibarda o'lchangan (1 mb = 1 gPa).

Ba'zi mamlakatlarda (AQSH va boshqa) bosim dyuymda o'lchanadi.

2. Bosimning balandlik bo'yicha o'zgarish qonunini ko'rib chiqaylik. Havo – ideal gaz, atmosfera esa yer sirtiga nisbatan tinch holatda deb hisoblaymiz. Atmosferani bunday holati *statik holat* deb ataladi.

Atmosferada z va $z+dz$ balandliklarda joylashgan izobarik sirtlarni ajratamiz (3-rasm). Bu sirtlarda bosim P va $P+dP$ ga teng bo'lsin. Ko'rilayotgan sirtlar orasida gorizontaslari maydoni 1 m² ga teng bo'lgan havo hajmini ajratamiz.

Ajratilgan hajmning quyi asosiga pastdan yuqoriga yo'nalgan \bar{P} bosim kuchi, tepadagi asosiga esa yuqoridan pastga yo'nalgan $\bar{P} + d\bar{P}$ bosim kuchi ta'sir etadi.



3-rasm. Havoning elementar hajmiga ta'sir etuvchi kuchlar.

Atmosfera tinch holatda bo'lganligi uchun ajratilgan hajmning yon tomonlariga ta'sir qiladigan kuchlar muvozanatda bo'ladi.

Ajratilgan hajmga yuqoridan pastga yo'nalgan og'irlik kuchi \vec{Q} ham ta'sir qiladi:

$$Q = \rho g \cdot dz \cdot \quad (3.1)$$

Bu yerda ρ - havo zichligi, $g=9,81$ m/sek² - erkin tushish tezlanishi, dz - qatlam qalinligi.

Atmosferaning tinch holati qaralayotgani uchun hajmga ta'sir etayotgan barcha kuchlarning yig'indisi nolga teng bo'lishi kerak:

$$R - (P + dP) - Q = 0. \quad (3.2)$$

Q ning o'rniga uning (3.1.) formuladagi ifodasini qo'yib, *atmosfera statikasining asosiy tenglamasini* hosil qilamiz:

$$-dP = \rho g \cdot dz \quad (3.3)$$

3. (3.3) ifodani ikki tomonini dz ga bo'lsak, atmosfera statikasi asosiy tenglamasining boshqa ko'rinishiga ega bo'lamiz:

$$-\frac{dP}{dz} = \rho g \quad (3.4)$$

$-\frac{dP}{dz} = G_z$ kattalik bosim gradiyentining vertikal tashkil qiluvchisini ifodalaydi.

(3.4) ning o'ng tomonidagi had havoning birlik hajmiga ta'sir qilayotgan og'irlik kuchini bildiradi (N/m³). Shunday qilib, atmosfera statikasining asosiy tenglamasi bosimning vertikal gradiyenti va og'irlik kuchlarining muvozanatini ifodalaydi.

Atmosfera statikasining asosiy tenglamasidan uchta xulosa kelib chiqadi.

a) (3.4) tenglamaning o'ng tomoni doim musbat bo'lgani uchun balandlik ortishi bilan ($dz > 0$), bosim kamayadi ($dP < 0$). Demak, atmosferada yuqoriga ko'tarilgan sari havo bosimi kamayadi. Bu xulosa harakatdagi atmosfera uchun ham o'rinni.

b) Atmosferada berilgan z sathdan atmosferaning z_a yuqori chegarasigacha cho'zilgan birlik yuzali (1 m²) atmosfera qatlamini ajrataylik. Ko'rilayotgan vertikal ustunning og'irligi quyidagiga teng bo'ladi:

$$q = \int_z^{z_a} \rho g \cdot dz \quad (3.5)$$

(3.3) ifodaning o'ng va chap tomonlarini bosim R bo'lgan z dan, bosim nolga teng bo'lgan z_a gacha integrallasak, quyidagini hosil qilamiz:

$$\int_p^0 -dp = \int_z^{z_a} \rho g \cdot dz \text{ yoki } P = q \quad (3.6)$$

Shunday qilib, *har bir sathdagi havo bosimi shu sathdan atmosferaning yuqori chegarasigacha cho'zilgan birlik yuzali atmosfera ustunining og'irligiga teng bo'ladi.*

Paskal qonuni bo'yicha, yopiq xonalarda ixtiyoriy sathdagi havo bosimi xonadan tashqaridagi havo bosimiga teng bo'ladi. Bu meteorologik stansiyalarda bosimni o'lchaydigan asboblarni (simobli barometrlar yoki barometr-aneroidlar) xonalarda o'rnatishga imkon beradi.

v) Atmosfera statikasining asosiy tenglamasidan havo bosimining balandlik bo'yicha o'zgarish tezligi haqida xulosa qilish mumkin. (3.3) tenglamaga asosan havo zichligi qanchalik katta bo'lsa, bir xil balandlikka ko'tarilganda havo bosimining kamayishi shunchalik katta bo'ladi (erkin tushish tezlanishi o'zgarmas deb hisoblanganda). Balandlik ortishi bilan zichlik, odatda, kamayadi.

Demak, ko‘rilayotgan sath Yer sirtidan qancha balandda joylashgan bo‘lsa, bir xil balandlikka ko‘tarilishda havo bosimining kamayishi shunchalik kichik bo‘ladi. Boshqacha aytganda, ko‘rilayotgan izobarik sirtlarning Yer sirtidan balandligi qanchalik katta bo‘lsa, qo‘shni izobarik sirtlar orasidagi masofa shunchalik katta bo‘ladi.

Bitta izobarik sirtida joylashgan nuqtalarda havo zichligi faqat havo haroratiga bog‘liq. Demak, birorta izobarik sirtga nisbatan balandlikning bir xil o‘zgarishlarida ($dz=const$) sovuq havo massasidagi havo bosimining pasayishi iliq havo massasiga nisbatan kattaroq bo‘ladi, ya’ni iliq havo massasiga qaraganda sovuq havo massasida havo bosimi yuqoriga ko‘tarilgan sari tezroq o‘zgaradi. Bu o‘rta va yuqori troposferada sovuq havo massalarida – past bosim, iliq havo massalarida esa – yuqori bosim kuzatilishi bilan isbotlanadi.

Atmosfera havosining normal sharoitlarida ($\rho=1,29 \text{ kg/m}^3$, $g=9,81 \text{ m/sek}^2$) dengiz sathi yaqinidagi havo bosimi vertikal gradiyentining qiymati $12,5 \text{ gPa}/100 \text{ m}$ teng bo‘ladi, ya’ni har 100 m balandlikka havo bosimi $12,5 \text{ gPa}$ ga kamayadi.

Barometrik formulalar, ularning qo‘llanilishi

1. Meteorologiyada atmosfera statikasining asosiy tenglamasi eng muhim tenglamalardan biri hisoblanadi. Bu tenglama asosida havoning massasi, zichligi va bosimining vertikal taqsimoti qonuniyatlari o‘rganiladi. Havo zichligining turli taqsimotlarida (3.3) statika tenglamasining integral ko‘rinishlarini ifodalovchi tenglamalar *barometrik formulalar* deb ataladi.

Statika tenglamasining integral shaklini hosil qilish uchun (3.3) tenglamani dengiz sathidan ($z=0, P_0$) ko‘rilayotgan sathgacha (z, P) integrallash kerak:

$$\int_{P_0}^P \frac{dP}{P} = - \int_0^z \frac{g \cdot dz}{R_q T_v} \quad (3.7)$$

yoki

$$P = P_0 e^{- \int_0^z \frac{g \cdot dz}{R_q T_v}} \quad (3.8)$$

Bu yerda zichlikning o‘rniga holat tenglamasidan uning quyidagi ifodasi qo‘yilgan:

$$\rho = \frac{P}{R_q T_v}.$$

(3.8) ifoda **umumiy barometrik formula** deb ataladi.

Umumiy holda harorat va zichlik balandlikning murakkab funksiyalaridir. Shu sababli statika tenglamasini to‘g‘ridan-to‘g‘ri integrallash qiyin. Quyida harorat yoki zichlikning vertikal bo‘yicha o‘zgarishlari uchun bir nechta xususiy hollarni qarab chiqamiz.

2. **Birjinsli atmosfera.** Bu atmosfera uchun zichlik vertikal bo‘yicha o‘zgarmaydi deb faraz qilamiz:

$$\rho = \rho_0 = const, \quad (3.9)$$

bu yerda ρ_0 – yer sirti yaqinidagi ($z=0$) havo zichligi.

Bundan tashqari erkin tushish tezlanishi o‘zgarmas ($g=const$) va havo quruq ($T=T_v$) deb hisoblanadi. Bunday atmosfera birjinsli atmosfera deb ataladi. (3.3) tenglamani balandlik bo‘yicha 0 dan z gacha, bosim bo‘yicha R_0 dan R gacha integrallasak, **birjinsli atmosfera uchun barometrik formulaga** ega bo‘lamiz:

$$P = P_0 - \rho_0 g z \quad (3.10)$$

Bu formuladan kelib chiqadiki, birjinsli atmosferada havo bosimi chiziqli qonuniyat bo‘yicha o‘zgaradi va uning balandligi chegaralangan. Birjinsli atmosfera

balandligini (N) aniqlash uchun, atmosferaning yuqori chegarasida havo bosimi $R=0$ shartdan kelib chiqamiz:

$$0 = P_0 - \rho_0 g H \text{ yoki } H = \frac{P_0}{\rho_0 g} \quad (3.11)$$

Quruq havo uchun holat tenglamasidan zichlik ifodasi qo'yilsa, quyidagiga ega bo'lamiz:

$$H = \frac{R_q T_0}{g} = \frac{273 R_q}{g} (1 + \alpha t_0) \quad (3.12)$$

bu yerda $\alpha = \frac{1}{273} \text{ grad}^{-1}$, t_0 – Syelsiyalarda ifodalangan havo harorati.

Bu ifodadan kelib chiqadiki, birjinsli atmosferaning balandligi faqat Yer sirti yaqinidagi havo haroratiga bog'liq bo'ladi. Masalan, havo harorati $t_0=0^\circ\text{C}$ bo'lsa, $N=7993 \approx 8 \text{ km}$ ekanligi kelib chiqadi.

Meteorologiyada (3.10) formulani qo'llab bo'lmaydi, chunki u havo bosimining balandlik bo'yicha o'zgarishining real taqsimotini ifodalamaydi.

3. Izotermik atmosfera. Bu atmosferada havo quruq ($T=T_v$), erkin tushish tezlanishi ($g=const$) va havo harorati ($T=T_0=const$) balandlik bo'yicha o'zgarimas deb qabul qilinadi (T_0 - dengiz sathida havo harorati).

Izotermik atmosfera uchun barometrik formula quyidagicha:

$$P = P_0 e^{-\frac{g \cdot dz}{R_q T}} \quad (3.13)$$

Izotermik atmosferada yuqoriga ko'tarilgan sari havo bosimi eksponensial qonuniyat bo'yicha o'zgaradi, uning balandligi cheksizlikka teng, chunki $z \rightarrow \infty$ bo'lgandagina $R \rightarrow 0$ bo'ladi. Bosimning vertikal bo'yicha o'zgarishi havo haroratiga bog'liq. Izotermik atmosferada balandroq haroratlarda havo bosimi vertikal bo'yicha pastroq haroratlardagiga nisbatan sekinroq pasayadi.

Izotermik atmosfera uchun soddalashtirilgan barometrik formulani (Babine formulasi) keltirib chiqaramiz.

Ixtiyoriy z_1 balandlikda, havo bosimi R_1 , z_2 balandlikda R_2 ga teng bo'lsin. Unda (3.12) ni hisobga olib (3.13) quyidagi ko'rinishda yozilishi mumkin:

$$P_2 = P_1 \left(1 - \frac{z_2 - z_1}{H} \right), \quad (3.14)$$

bu yerda $N=8000 \text{ m}$ – birjinsli atmosferaning balandligi. $(z_2 - z_1)$ ga nisbatan tenglamani yechamiz:

$$z_2 - z_1 = 8000 (1 + \alpha) \frac{P_1 - P_2}{P_1}, \quad (3.15)$$

bu yerda \bar{t} - z_1 va z_2 orasidagi havoning o'rtacha harorati. Babine formulasi (3.15) barometrik nivelirlash usulida balandliklar orasidagi farqni aniqlashda qo'llaniladi.

4. Politrop atmosfera. Faraz qilaylik, atmosferada havo quruq ($T=T_v$), erkin tushish tezlanishi o'zgarimas ($g=const$), havo harorati esa chiziqli qonuniyat bo'yicha o'zgarsin:

$$T = T_0 - \gamma z, \quad (3.16)$$

bu yerda T_0 – Yer sirti yoki dengiz sathidagi havo harorati, γ - vertikal harorat gradiyenti. Bunday atmosfera **politrop atmosfera** deb ataladi.

(3.16) formulani hisobga olib (3.8) ifodani o'zgartirganimizdan so'ng **politrop atmosfera uchun barometrik formulani** hosil qilamiz:

$$\frac{P}{P_0} = \left(\frac{T_0 - \gamma z}{T_0} \right)^{g/R_q T} \quad (3.17)$$

Oxirgi ifodadan ko'rib turibmizki, birinchidan, haroratning vertikal gradiyenti qancha katta bo'lsa, havo bosimi yuqoriga ko'tarilgan sari shunchalik tezroq o'zgaradi, ikkinchidan, politrop atmosferaning balandligi keng chegaralarda o'zgaradi.

Politrop atmosferaning balandligi (N_γ) quyidagi shartdan aniqlanadi:

$$T_0 - \gamma H_\gamma = 0 \text{ yoki } H_\gamma = \frac{T_0}{\gamma}. \quad (3.18)$$

$\gamma=0$ bo'lganda politrop atmosferaning balandligi $N_\gamma \rightarrow \infty$. Bu izometrik atmosferadagi bosim taqsimotiga mos keladi.

$\gamma=3,420/100$ m va $T_0=273$ K bo'lganda politrop atmosferaning balandligi 7993 ga teng bo'ladi va birjinsli atmosferaning balandligi bilan bir xil bo'ladi. Demak, bu holda yuqoriga ko'tarilgan sari havoning zichligi o'zgarmaydi. Agar $\gamma > 3,420/100$ m bo'lsa, havo zichligi yuqoriga ko'tarilgan sari ortadi. Real sharoitda haroratning bunday vertikal gradiyentlari kunduzi (yozda) atmosferaning yer sirtiga yaqin joylashgan qatlamida kuzatilishi mumkin. Yuqoriga ko'tarilgan sari havo zichligining ortishi sovuq havo massalari iliq havo massalarining ustida joylashganida kuzatiladi. Sovuq havo pastga tusha boshlaydi. Natijada havo massalarining o'z-o'zidan paydo bo'lgan vertikal bo'yicha aralashuvi yuzaga keladi. Bu jarayon gravitasion (yoki erkin) konveksiya deb ataladi.

5. Meteorologik masalalarni yechishda yetarli aniqlik bilan **real atmosfera uchun barometrik formula** ishlatiladi:

$$z_2 - z_1 = B(1 + \alpha \bar{T}) \lg \frac{P_1}{P_2}. \quad (3.19)$$

Mos ravishda (3.8) formulani quyidagicha yozish mumkin:

$$P_2 = P_1 e^{-\frac{g(z_2 - z_1)}{R_q \bar{T}}}, \quad (3.20)$$

bu yerda $\bar{T} = 273(1 + \alpha \bar{T})$ z_1 va z_2 sathlar orasidagi havoning o'rtacha barometrik harorati. Amalda \bar{T} qatlamdagi o'rtacha arifmetik haroratga tenglashtiriladi:

$$\bar{T} = \frac{T_1 + T_2}{2}$$

6. **Barik pog'ona** – bu vertikal bo'yicha bosimning 1 gPa ga o'zgarishi uchun bosib o'tilishi kerak bo'lgan masofadir. Barik pog'onaning o'lchov birligi m/gPa.

O'z mazmuni bo'yicha barik pog'ona bosimning vertikal gradiyentiga teskari bo'lgan kattalikdir:

$$h = -\frac{dz}{dP}. \quad (3.21)$$

Atmosfera statikasining asosiy tenglamasi (3.4) asosida

$$h = \frac{1}{\rho g}. \quad (3.22)$$

Agar havo zichligi quruq havo holat tenglamasi orqali ifodalansa, quyidagiga kelamiz:

$$h = \frac{R_q T}{Pg}. \quad (3.23)$$

Izobarik sirtida ($R=const$) barik pog‘onalarni taqqoslashdan kelib chiqadiki, iliq havo massasida barik pog‘ona sovuq massasidagidan katta bo‘ladi ($h_i > h_c$). Shuning uchun ham balandlikda iliq va sovuq havoda bosim bir xil bo‘lmaydi – iliq havoda bosim balandroq bo‘ladi. Demak, atmosferaning yuqori qatlamlarida iliq havo joylashgan joylarda - yuqori bosim, sovuq havo joylashgan joylarda - past bosim kuzatiladi.

Turli harorat bosimlarida barik pog‘onaning qiymatlari 3.1-jadvalda keltirilgan.

3.1-jadval

Barik pog‘ona qiymatlari (m/gPa)

Bosim, gPa	Harorat, °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

7. Barometrik formulalar yordamida quyidagi masalalarni yechish mumkin.

a) **Barometrik nivelirlash** – (3.15) yoki (3.19) ifodalarni qo‘llab, ikki sathda bosim va haroratning qiymatlarini bilgan holda sathlar orasidagi balandliklar farqini aniqlash mumkin.

b) **Bosimni dengiz sathiga keltirish**, ya’ni meteorologik stansiya joylashgan balandlik sathida o‘lchangan bosim va qatlamning o‘rtacha haroratiga qarab dengiz sathidagi bosimni aniqlash.

Haroratning o‘rtacha qiymati \bar{T} quyidagi formuladan aniqlanadi:

$$\bar{T} = \frac{T + T_0}{2}.$$

Bu yerda T – stansiya sathidagi harorat, T_0 - dengiz sathidagi harorat.

T quyidagi ifoda yordamida hisoblanadi:

$$T = T_0 - \gamma z, \quad (3.24)$$

z – stansiyaning dengiz sathiga nisbatan balandligi, $\gamma = 0,60/100$ m – haroratning vertikal gradiyenti.

Dengiz sathiga keltirilgan bosim yer yaqini sinoptik kartalariga tushiriladi. Bu bilan stansiyalarning dengiz sathiga nisbatan balandliklari orasidagi farqlarning bosim qiymatlariga ta’sir qilishiga yo‘l qo‘yilmaydi va bosimning gorizonta taqsimotini o‘rganish mumkin bo‘ladi.

v) Balandliklar farqi va bosim qiymatlariga qarab ko‘rilayotgan atmosfera qatlamining **o‘rtacha haroratini** aniqlash.

g) **Atmosfera bosimining balandlik bo‘yicha taqsimotini aniqlash**. Asosiy izobarik sirtlar quyidagi o‘rtacha balandliklar yaqinida joylashadi: 1000 gPa – dengiz sathida, 850 gPa – 1,5 km, 700 gPa – 3,0 km, 500 gPa – 5,5 km, 400 gPa – 7,0 km, 300 gPa – 9,0 km, 200 gPa – 12,0 km, 150 gPa – 13,5 km, 100 gPa – 16,0 km, 50 gPa – 20,5 km, 10 gPa – 31,5 km. Bu raqamlardan ko‘rib turibmizki, atmosfera massasining 50% 5,5 km gacha cho‘zilgan, 80% – 12,0 km gacha, 90% – 16 km gacha, 99% – 31,5 km gacha cho‘zilgan qatlamda joylashgan bo‘ladi.

d) **Atmosfera massasini aniqlash**.

1 m² yuzali havo ustunining massasi quyidagicha aniqlanadi:

$$m = \int_0^{\infty} \rho \cdot dz. \quad (3.25)$$

Faraz qilaylik, bu havo ustunida zichlik o'zgarmas va dengiz stahidagi havo zichligiga teng, ya'ni $\rho = \rho_0 = const$.

Butun atmosferaning massasini aniqlash uchun vertikal havo ustunining massasini m Yer yuzasiga ko'paytirish kerak:

$$M = 4\pi R^2 \rho_0 H_0 \text{ yoki } M = 4\pi R^2 \frac{P}{R_c T_0} H_0, \quad (3.26)$$

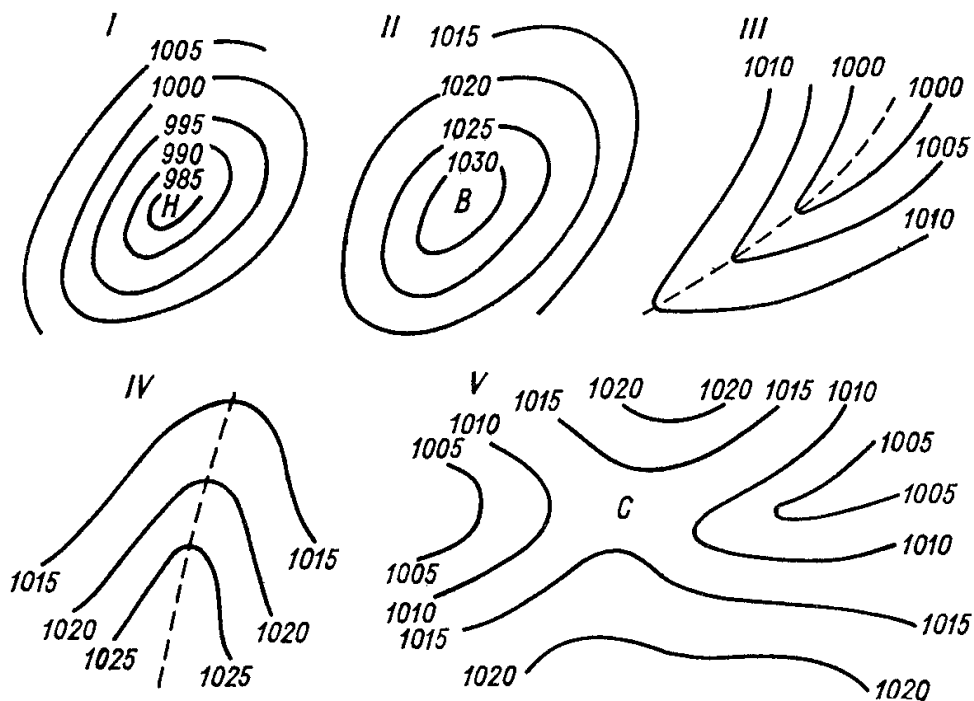
bu yerda R – Yerning o'rtacha radiusi, N_0 – birjinsli atmosferaning balandligi.

Barik tizimlar

1. Atmosfera barik maydoni doimo past va yuqori bosimli hududlar – **barik tizimlarga** bo'linadi. Asosiy barik tizimlar – **siklon** va **antisiklon** – yer sirti sinoptik kartalarida berk konsentrik izobaralar bilan tasvirlanadi. Siklon markazida bosim eng past, antisiklonda esa – eng yuqori bo'ladi (7-rasm, I, II). Barik topografiya kartalarida barik tizimlar izogipsalar bilan tasvirlanadi. Izobarik sirtlar siklonda «voronka» shaklida pastga egilgan, antisiklonda esa gumbaz shaklida yuqoriga egilgan bo'ladi. Gorizontalar barik gradiyentlar siklonda chekkadan markazga, antisiklonda markazdan chekkaga tomon yo'nalgan bo'ladi. Siklon va antisiklonlarning ko'ndalang kesimi o'lchamlari bir necha ming kilometr, tropik siklonlarda esa – bir necha yuz kilometr bo'lishi mumkin.

Barik maydonda berk bo'lmagan izobarali barik tizimlar ham ajratiladi (7-rasm, III, IV).

Botiqlik – bu ikkita yuqori bosimli hududlar orasidagi past bosimli sohadir. Botiqlikda izobaralar parallel chiziqlarga yaqin yoki lotincha «V» harfi shaklida bo'ladi. Botiqlikning **o'qida** havo bosimi minimal bo'ladi, yoki (agar izobaralar «V» ko'rinishda bo'lsa) izobaralar o'z yo'nalishini keskin o'zgartiradi. Botiqlikda barik gradiyentlar chekkadan o'q tomonga yo'nalgan.



7-rasm. Turli barik tizimlarning dengiz sathidagi izobaralari.

I – siklon, II – antisiklon, III – botiqlik, IV – o'rkach, V – egar.

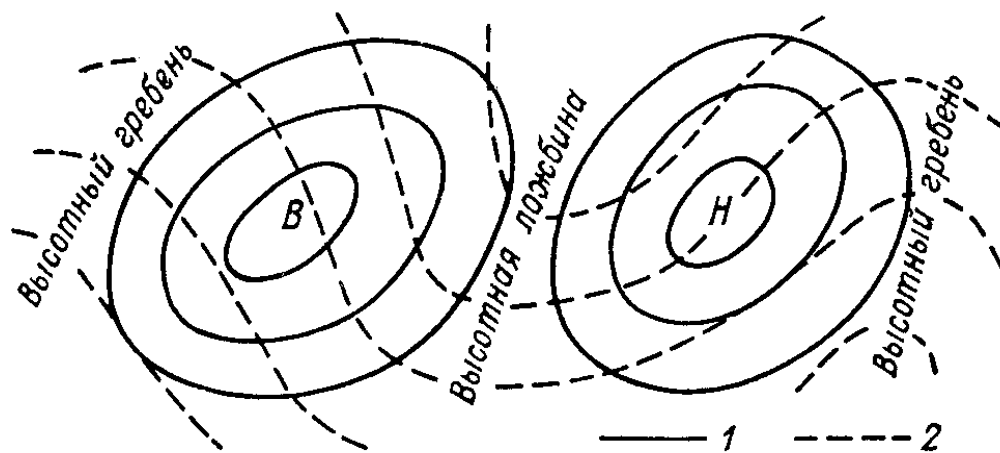
O'rkach – bu ikkita past bosimli hududlar orasidagi yuqori bosimli sohadir. O'rkachda izobaralar parallel chiziqlar yoki lotincha «U» harfi ko'rinishida bo'ladi.

O'rkach, odatda, antisiklonlarning chetki qismlarini ifodalaydi. O'rkach **o'qida** havo bosimi maksimal bo'ladi, yoki izobaralar o'z yo'nalishini nisbatan keskin o'zgartiradi. O'rkachda barik gradiyentlar o'qdan chetga yo'nalgan bo'ladi.

Egarsimon barik maydon – bu ikkita qarama-qarshi joylashgan siklonlar (yoki botiqliklar) va antisiklonlar (yoki o'rkachlar) orasidagi barik maydon (7-rasm, V). Izobarik sirtlar egar shaklida bo'ladi – antisiklonlar tomon yo'nalishida ko'tariladi, siklonlar tomon yo'nalishida esa – pasayadi. Egarsimon maydonning markazidagi nuqta – **egar nuqtasi** deb ataladi.

2. Atmosferaning harorat maydoni siklon va antisiklonlarning ta'sirida asimmetrik bo'lib qoladi.

Siklonning sharqiy old qismida quyi kengliklardan esayotgan shamollar ta'sirida havo harorati ko'tariladi. Orqa g'arbiy qismida esa harorat pasayadi, chunki shamollar yuqori kengliklardan yo'nalgan bo'ladi. Antisiklonlarda esa aksincha bo'ladi. Demak, siklonda izotermalar to'lqinsimon shaklda bo'ladi: old qismida ular yuqori kengliklar tomon, orqa qismida - quyi kengliklar tomon surilgan; antisiklonlarda esa aksincha bo'ladi. Shuning sababli yuqorida izobaralar izotermalar shakliga yaqinlashib ma'lum balandlikda uziladi va izotermalardek **to'lqinsimon** shaklda bo'ladi (8-rasm). Shunda, yer sirtidagi siklonning old qismi ustida balandliklarda (odatda, o'rta yoki yuqori troposferada) iliq havo «tili» bilan ustma-ust bo'lgan o'rkach, orqa qismi ustida esa – sovuq havo «tili» bilan ustma-ust yotgan botiqlik joylashadi. Antisiklonning old qismi ustida past haroratlar bilan bog'liq bo'lgan botiqlik, orqa qismi ustida esa – baland haroratlar bilan bog'liq bo'lgan o'rkach joylashgan bo'ladi.



8-rasm. Siklon (P) va antisiklondagi (Yu) izobaralar.

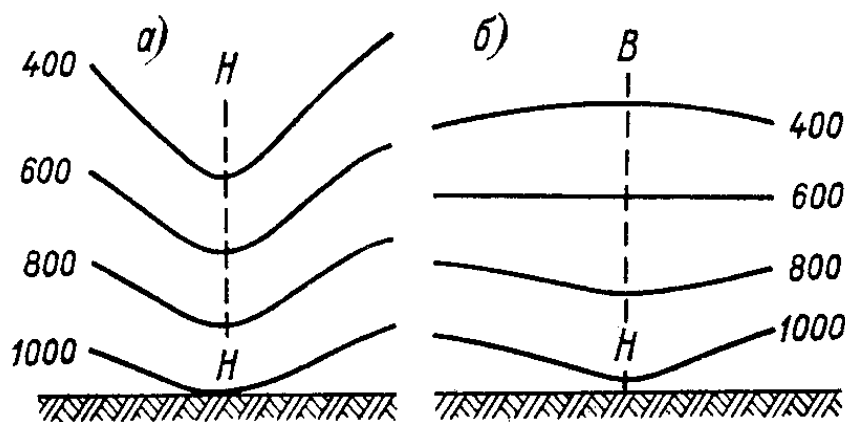
1 – dengiz sathida, 2 – yuqori qatlamlarda

Ba'zi hollarda siklon va antisiklonlarda harorat ko'p o'zgarmaydi va izobaralar katta balandliklargacha berk bo'lib qoladi. Barik maydonning balandlik bo'yicha o'zgarishi xarakteri mazkur barik tizim sohasida kuzatilayotgan havo haroratiga bog'liq.

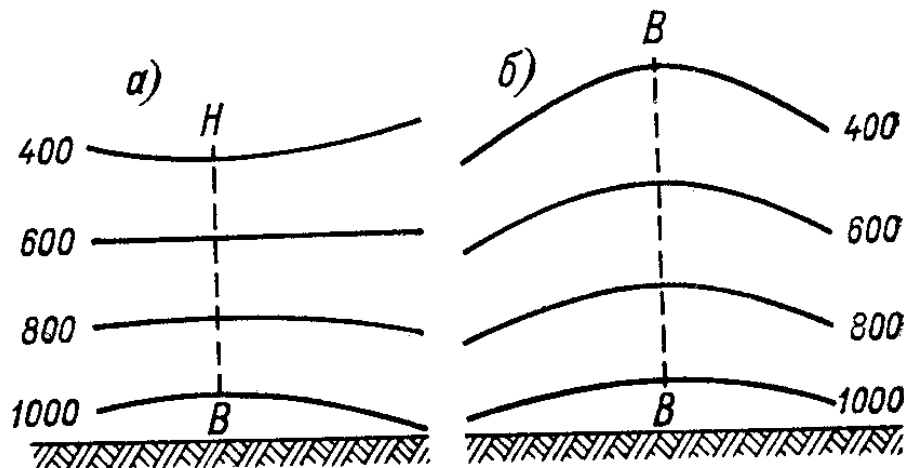
Agar siklon sovuq havoda joylashgan bo'lib, eng past harorat uning markaziy qismida kuzatilsa, u holda yuqoriga ko'tarilgan sari barik gradiyentlarning yo'nalishi kam o'zagaradi va markazida eng past bosim bo'lgan berk izobaralar katta balandliklargacha kuzatiladi. Demak, **sovuq siklon baland** barik tizimdir (9-rasm, chapda). Aksincha, agar siklon iliq havo massasida joylashgan bo'lsa va uning markazida maksimal harorat kuzatilsa, bu siklon balandlik bilan tez yo'qoladi, chunki undagi harorat gradiyenti bilan bog'liq bo'lgan qo'shimcha barik gradiyent quyi qatlamdagi barik gradiyentiga qarama-

qarshi yoʻnalgan boʻladi. Bunday **iliq siklon past** barik tizimdir. Yuqori qatlamlarda bunday siklonning ustida antisiklon joylashgan boʻladi (9-rasm, oʻngda).

Antisiklonlar uchun aksincha boʻladi: **sovuq antisiklonlar past, iliq antisiklonlar esa – baland** barik tizimlardir (10-rasm).



9-rasm. Baland (sovuq) (a) va past (iliq) (b) siklonlar.
Izobarik sirtlarning vertikal kesimi.



10-rasm. Past (sovuq) (a) va baland (iliq) (b) antisiklonlar.
Izobarik sirtlarning vertikal kesimi.

Bosimning sutkalik oʻzgarishi

Bosimning vaqt boʻyicha oʻzgarishlarini shartli ravishda **davriy** va **nodavriy** oʻzgarishlarga ajratish mumkin. Bosimning **sutkalik** va **yillik oʻzgarishlari** davriy oʻzgarishlarga kiradi. Boshqa meteorologik kattaliklar (harorat, namlik, shamol, radiatsiya va boshq.)ga nisbatan, ayniqsa sutkalik oʻzgarishda, bosim sust ifodalangan davriy oʻzgarishlarga ega. Bosim oʻzgarishining oʻrtachalangan egri chiziqlarini oddiy garmonikalarga ajratish yoʻli bilan 24, 12, 8 va 6 soat davrga ega boʻlgan bosim tebranishlarini aniqlashga muvaffaq boʻlingan. Yarim sutkalik toʻlqin (12 soatlik davr) eng katta amplitudaga ega. Bosim tebranishlari amplitudasi 3-4 gPa ni tashkil etuvchi tropik kengliklarda yarim sutkalik tebranishlar eng kuchli ifodalangan. Bosim maksimumlari oʻrtacha mahalliy vaqt boʻyicha soat 9-10 va 21-22 larda, minimumi esa – soat 3-4 va 15-16 larda kuzatiladi. Oʻrta va yuqori kengliklarda bosimning davriy oʻzgarishlari sutka davomida gektopaskalning bir necha oʻnli ulushlaridan ortmaydi.

Bosimning bunday kichik sutkalik tebranishlari amaliy ahamiyatga ega emas. Biroq ular nazariy nuqtai nazardan katta qiziqish uygʻotadi. Bu tebranishlarning

atmosferaning elastik tebranishlari natijasida hosil bo'lishi yetarli ishonchlilik bilan aniqlangan. Atmosfera tebranishlari atmosferaning quyosh nurlari bilan nodavriy isishi va bunda yoritilgan yarimshar havosining kengayishida paydo bo'ladi.

Quyosh va Oy ta'sirida yuzaga keluvchi ko'tarilish kuchlari ham muayyan ta'sirga ega. Okeanlardagiga o'xshash atmosferada ham ko'tarilish-pasayish harakatlari shakllanadi. Haqiqatan, yarim sutkalik to'lqin ham Quyosh (12 soat), ham Oy (12 soat 25 minut) davriyligi tashkil etuvchilariga, ya'ni quyosh-yarimsutkalik va oy-yarimsutkalik to'lqinlarga ega bo'lib, oy-yarimsutkalik to'lqinlar kuchiz ifodalangan. G'arbiy Yevropa ustida tebranishlar bor-yo'g'i 0,01-0,04 gPa ni tashkil etadi. Bunday kichik tebranishlar atmosferada kechayotgan jarayonlarga sezilarli ta'sir ko'rsatmaydi.

Bosimning yillik o'zgarishiga siklon faoliyatining intensivligi va yer sharining turli qismlarida bosimning mavsumiy taqsimoti xususiyatlari kuchli ta'sir ko'rsatadi. Qit'alarda qishda antisiklonlar, yozda – past bosimli sohalar ustunlik qiladi. Okeanlarning subtropik qismlarida yil mobaynida antisiklonlar kuzatiladi, shimoliy yarimsharda yozda ular qishga qaraganda kuchliroq ifodalangan.

Bosimning **yillik o'zgarishlari turlari** turlicha. Qit'alarda u eng oddiy – maksimum qishga, minimum yozga to'g'ri keladi, yillik amplituda esa okeanlardan uzoqlashgan sari kattalashadi. Masalan, Moskvada yanvarda o'rtacha bosim 1020 gPa, iyulda – 1011 gPa, yillik amplituda 9 gPa teng (bosimning barcha qiymatlari dengiz sathiga keltirilgan); Toshkentda yanvarda 1026 gPa, iyulda 1004 gPa, yillik amplituda 22 gPa; Gobi cho'lida yillik amplituda 40 gPa ga yaqinlashadi.

Huddi shu tipning yillik o'zgarishi qit'alarning chetlaridagi musson sohalarida yaxshi ifodalangan. Masalan, Tokioda maksimum noyabrga, minimum – iyunga, yillik amplituda 9 gPa; Vladivostokda maksimum – yanvarga, minimum – iyulga, yillik amplituda 14 gPa; Bombeyda maksimum – yanvarga, minimum – iyunga, yillik amplituda 10 gPa ga to'g'ri keladi.

Okeanlarning yuqori kengliklarida maksimum erta yozda, minimum – qishda kuzatiladi. Masalan Yan-Mayenda 1020 gPa – mayda va 1001 gPa –yanvarda (amplituda 19 gPa).

Okeanlarning o'rta kengliklarida, mussonlar sohasidan tashqarida, bosimning yillik o'zgarishida ikkita maksimum (yozda va qishda) va ikkita minimumlar (bahorda va kuzda) tez-tez kuzatiladi. Yillik amplituda juda kichik. Tropik okeanlarda, mussonlar sohasidan tashqarida, bosimning yillik o'zgarishi nihoyatda kichik va sezilarsiz bo'ladi.

Okeanlarning musson sohalarida bosimning yillik o'zgarishi yaxshi ifodalangan – bosim maksimumi qishga, minimumi esa – yozga to'g'ri keladi.

Bosimning nodavriy o'zgarishlari atmosferada muntazam ravishda paydo bo'ladigan, rivojlanadigan va harakatda bo'ladigan barik tizimlar – siklon va antisiklonlar bilan bog'liq. **Siklonik faoliyat** ta'sirida bosimning turli vaqt oraliqlaridagi nodavriy o'zgarishlari yuzaga keladi; bir necha soatlik, sutkalararo o'zgarish, oylik va yillik anomaliyalar. Bu o'zgarishlarni batafsilroq ko'rib chiqamiz.

Tabiiyki, siklon va antisiklonlar o'tayotganda, katta hududlarda bosimning o'zgarishi kuzatiladi. Agar turli punktlarda bir xil vaqt oralig'idagi bosim o'zgarishlari (odatda, 3 soatda) kartaga tushirilsa, bu kartada bosim ortgan yoki kamaygan sohalarini aniqlash mumkin. Bosimning o'zgarishlari bir xil bo'lgan nuqtalarni tutashtiruvchi chiziqlar **izallobaralar** deb ataladi. Izallobaralar yordamida bosim maydonida havo bosimi ortgan va kamaygan joylar aniqlanadi. Izallobaralar markazlarida uch soat davomida bosimning maksimal o'zgarishlari 8-10 gPa va undan ortiq bo'lishi mumkin. Uch soat davomidagi bosim o'zgarishlari **barik tendensiya** deb ataladi.

Izalobarik sohalar ko'chishining tahlili va barik tendensiyaning qiymati ob-havoning qisqa muddatli prognozlarida qo'llaniladi.

Bosimning sutkalararo o'zgarishi deganda o'zgarish ishorasidan qat'i nazar sutka davomida o'rtacha bosimning o'zgarish qiymati tushuniladi. Bosimning sutkalararo o'zgarishini hisoblash uchun sutkalararo o'zgarishning mutlaq qiymatlari olinadi va ko'p yillik ma'lumotlar bo'yicha o'rtacha qiymat hisoblanadi.

O'rta kengliklarda yer sirti yaqinida o'rtacha sutkalararo bosim o'zgaruvchanligi taxminan 3-10 gPa yetadi; eng katta qiymatlar Atlantika okeaning shimolida, Islandiya yaqinida va Norvegiya dengizida kuzatiladi, janubga tomon u kamayib boradi. Qishda, siklonal faoliyat kuchliroq rivojlanganida, yozdagiga qaraganda sutkalararo o'zgaruvchanlik kattaroq bo'ladi. Tropiklarda bosimning sutkalararo o'zgaruvchanligi gektopaskalning o'ndan birlariga teng bo'ladi, ya'ni sutkalik o'zgarish amplitudasidan ancha kichik bo'ladi.

O'rta kengliklarda butun troposferada bosimning sutkalararo o'zgaruvchanligi ancha katta bo'ladi. 10 km balandlikda u yer sirti yaqinidagidan kam farq qiladi, 15 km balandlikda, hatto 2,5 gPa teng bo'ladi. Bundan **siklonik faoliyat nafaqat quyi troposfera, balki butun troposferani, hatto stratosferani ham qamrab olishi** kelib chiqadi.

Bosimning oylik va yillik **tebranish amplitudalari** siklonal faoliyatning faolligiga bog'liq. Amplituda deb ko'p yillik vaqt oralig'idagi o'rtacha oy yoki yil uchun olingan bosimning maksimal va minimal qiymatlari orasidagi farq tushuniladi.

Bosimning oylik va yillik tebranishlari amplitudasi geografik kenglik bo'yicha ortadi. Masalan, 60° sh.k. da oy davomida bosim tebranishi qishda dengizda 57 gPa, quruqlikda 44 gPa ga yetishi mumkin. 10° sh.k. dagi mos qiymatlar 5 va 9 gPa ga teng.

Yillik amplitudalar undan ham katta. Sankt-Peterburgda (60° sh.k.) o'rtacha yillik amplituda 76 gPa, ekvatorida esa – 12 gPa ga teng.

Ko'rilayotgan joyda ko'p yillik vaqt oralig'ida bosimning mutlaq amplitudasi, ya'ni eng katta va eng kichik qiymatlari orasidagi farq, yanada katta. Masalan, Moskvada 35 yil davomida havo bosimi 1037 gPa dan 944 gPa gacha o'zgargan, ya'ni tebranish taxminan 100 gPa ni tashkil qilgan.

Butun Yer shari bo'yicha dengiz sathidagi bosim 200 gPa atrofida o'zgarishi mumkin. Masalan, 1900 yilda yanvarda Barnaulda dengiz sathiga keltirilgan havo bosimi 1080 gPa teng bo'lgan; 1934 yilda sentyabrda Yaponiyada kuzatilgan tayfun markazida havo bosimi 884 gPa gacha tushgan.

Bosimning oylik anomaliyasi deb ko'rilayotgan oy uchun o'rtacha bosimning shu oy uchun ko'p yillik o'rtacha qiymatidan (iqlimiy norma) chetlanishi tushuniladi.

Oylik anomaliyalar ayniqsa qishda katta (yozga nisbatan 2-3 barobar); qit'alarga qaraganda okeanlarda kattaroq; quyi kengliklarga qaraganda yuqori – kengliklarda kattaroq. Demak, okeanlarga nisbatan qit'alarda atmosfera bosimining rejimi yildan yilga turg'unroq, tropiklarda esa o'rta va yuqori kengliklarga qaraganda turg'unroq bo'ladi.

Yevropa va Atlantika qutboldi kengliklarida bosimning o'rtacha oylik anomaliyalari qishda 5-6 gPa, yozda 2-3 gPa ga yetadi. O'rta kengliklarda ular qishda 3-4 gPa, yozda 1-2 gPa ga teng bo'ladi. Atlantika okeanining tropik kengliklarida yil mobaynida bosim anomaliyalari 1 gPa atrofida kuzatiladi. Bosim anomaliyalari quruqliklarda dengizlarga nisbatan biroz kichikroq. Quruqlikda, okeandan uzoqlashgan sari, bosimning oylik anomaliyalari kamayadi.

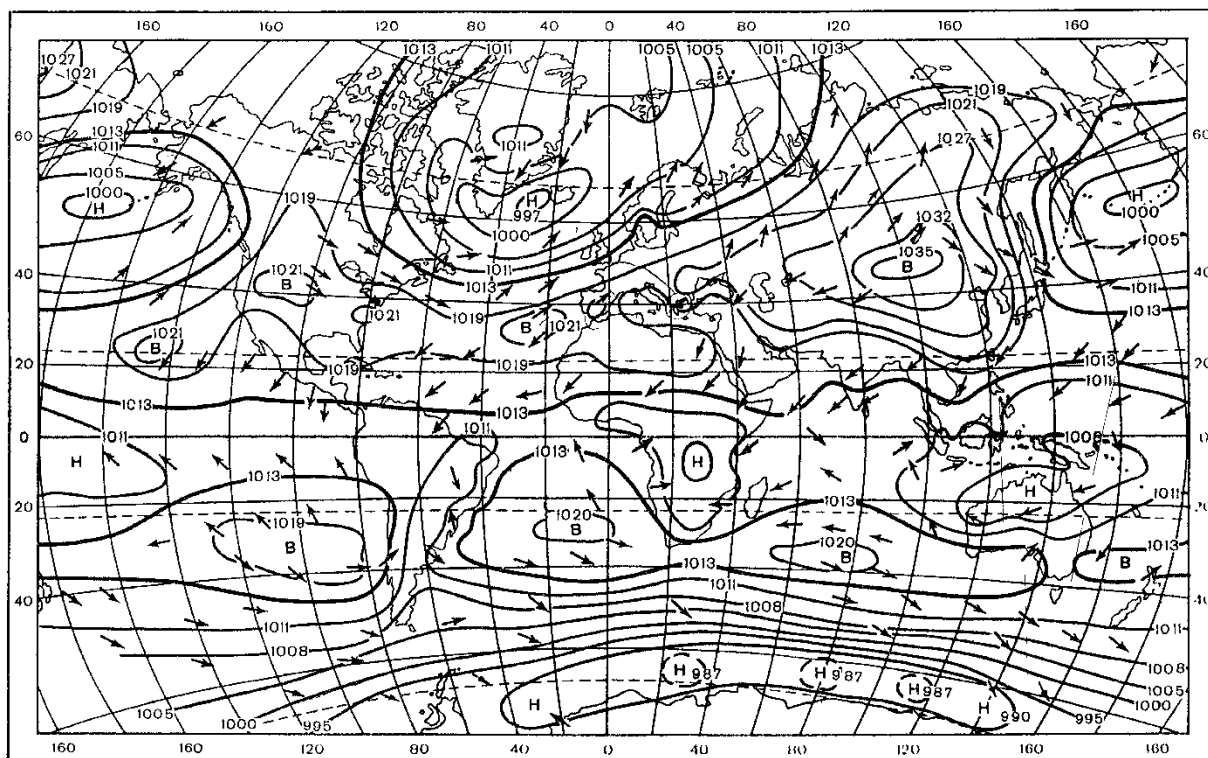
Ayrim oylarda oylik anomaliyalar ancha katta bo'lishi mumkin va yuqori kengliklarda - 40-42 gPa, o'rtacha kengliklarda - 27-30 gPa, quyi kengliklarda - 12-14 gPa dan ortiqroq mumkin.

Bosimning o'rtacha yillik anomaliyalari yuqori kengliklarda 1,5-2 gPa, o'rtacha kengliklarda -1 gPa, quyi kengliklarda - 0,5 gPa dan kamroqni tashkil etadi. Ayrim yillarda bosimning o'rtacha qiymati ko'p yillik qiymatdan kattaroq farq qilishi mumkin. Masalan, Islandiyada - 9 gPa, Parijda - 5 gPa, Barnaulda - 6 gPa, Tbilisida - 3 gPa gacha yillik bosim anomaliyalar kuzatilgan edi.

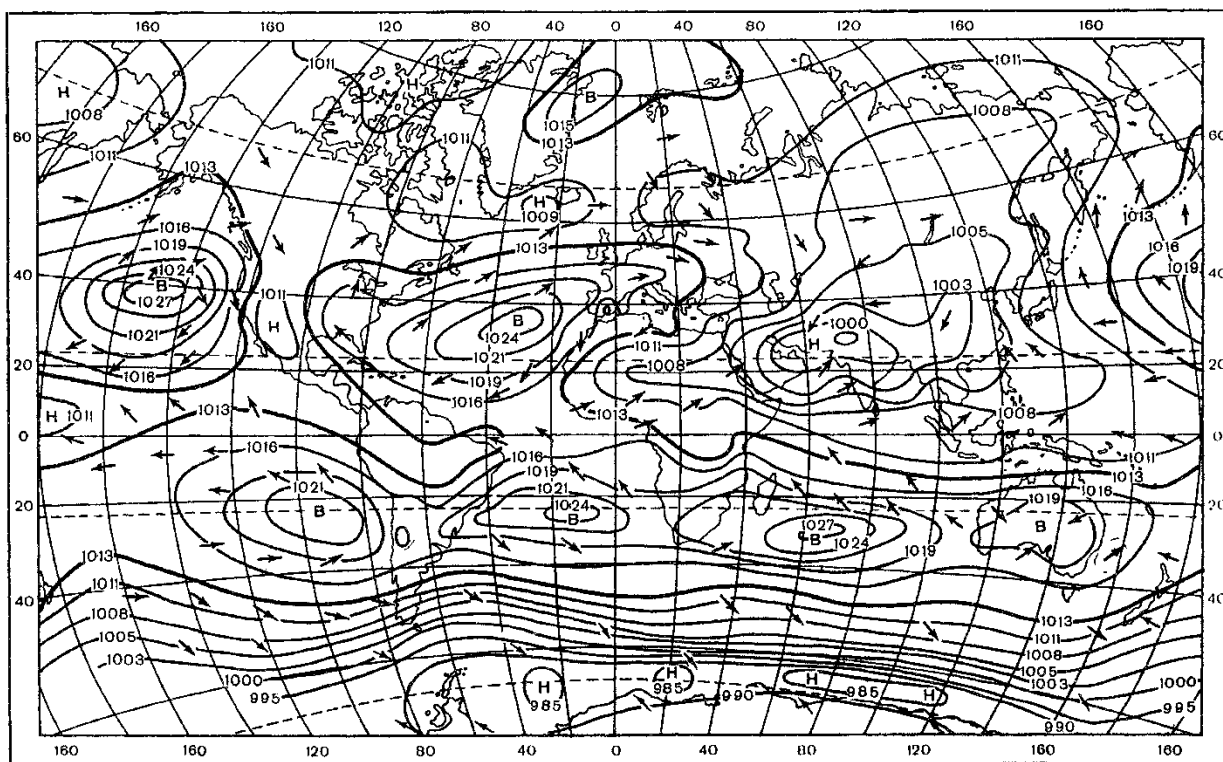
Yanvar va iyulda dengiz sathida bosimning geografik taqsimoti

Yanvar va iyul oylari uchun dengiz sathidagi ko'p yillik o'rtacha bosim taqsimoti kartalaridan ko'rinadiki, geografik nuqtai nazardan bosim taqsimoti zonal xarakterga ega (11, 12-rasm). Bu kartalarda strelka bilan shamolning natijalovchi yo'nalishi ko'rsatilgan. Quruqlik va suv havzalarining notekis taqsimlanganligi uchun barik maydon berk izobarali past va yuqori bosimli alohida sohalarga bo'linadi. Bu sohalar **atmosferaning ta'sir markazlari** deb ataladi. Agar bu markazlar yilning barcha oylari uchun tuzilgan iqlimiy kartalarda mavjud bo'lsa, ular **permanent markazlar** deb ataladi. Agar ular faqat yozgi yoki qishki kartalarda ko'rinsa, ta'sir markazlari **mavsumiy markazlar** deb nomlanadi.

Yanvar. Yanvar oyi kartasida past bosimli soha - bosimi 1010 gPa dan past bo'lgan **ekvatorial botiqlik** yaqqol ko'rinib turibdi. Ekvatorial botiqlikning o'qi qat'iy ekvator bo'ylab joylashmagan. Ekvatorial botiqlik o'qi yil mobaynida o'rtacha 5° sh.k. da joylashadi. Bu meteorologik ekvatoridir. Yanvarda o'rtacha u 5° j.k. atrofida yotadi. Quruqlik va dengizlar orasidagi harorat rejimidagi farqlar shunga olib keladiki, quruqliklarda ekvatorial botiqlikning o'qi janubiy yarimsharda 15°-17° j.k. gacha yetib boradi. Okeanlar ustida botiqlik o'qi shimoliy yarimsharda Tinch okeani ustida 8° sh.k. da kuzatiladi.



11-rasm. Yanvarda dengiz sathida havoning o'rtacha bosimi (gPa).



12-rasm. Iyulda dengiz sathida havoning o‘rtacha bosimi (gPa).

Ekvatorial botiqlikdan shimol va janub tomonda bosim ortayotganligi uchun uning o‘qida shimoliy va janubiy yarimsharlar havo oqimlarining yaqinlashishi (konvergensiya) kuzatilishi kerak. Lekin ekvatorial botiqlik sohasida konvergensiya bir xil ifodalanmagan. Ekvatorial botiqlikning havo oqimlari konvergensiya yaxshi rivojlangan qismi, yuqorida aytib o‘tganimizdek, **ichki tropik konvergensiya zonasi** deb ataladi. Odatda bir nechta zonalar hosil bo‘ladi, aksariyat hollarda – ikkita.

Ekvatorial botiqlikning ikki tomonida **yuqori bosimli subtropik zonalar** aniqlanadi. Ular berk izobarali **alohida joylashgan subtropik antisiklonlarga** ajraladi. Ayniqsa, bu antisiklonlar janubiy yarimsharning uchta okeanlari ustida yaxshi ifodalangan (markazi 30°-35° j.k. da, markazdagi bosim 1020 gPa dan yuqori). Shimoliy yarimsharda subtropik antisiklonlarning markazlari 30°-35° sh.k. da Atlantika va Tinch okeanlarida aniqlanadi (1020 gPa teng bo‘lgan berk izobaralar). Atlantika okeanidagi antisiklon – **Azor**, Tinch okeanidagi esa – **Gonolulu** antisikloni deb ataladi.

Afrika qit‘asi shimolida va Osiyo janubida yuqori bosimli soha past bosimli soha bilan almashadi. U **termik depressiya** deb ataladi.

Janubiy yarimsharning o‘rta va qutboldi kengliklarida, subtropik antisiklonlardan janubroqda uzuluksiz past bosimli zona joylashgan. Shimoliy yarimsharning mos kengliklarida past bosimli zona faqat okeanlar ustida aniqlanadi. U **okean depressiyalari** deb ataladi. Atlantika okeanining shimolida – **Islandiya**, Tinch okeanining shimolida – **Aleut** depressiyalari kuzatiladi. Okean depressiyalarining markazlarida havo bosimi 1000 gPa dan past bo‘ladi.

Shimoliy Amerika va Osiyo qit‘alari ustida yanvarda qishki antisiklonlar vujudga keladi, ular **Osiyo va Kanada antisiklonlari** deb ataladi. Osiyo antisiklonining markazida havo bosimi 1035 gPa, Kanada antisiklonida esa – 1020 gPa dan yuqori bo‘ladi.

Osiyo antisikloni butun janubiy-sharqiy Osiyoni egallaydi. Qutbiy hududlar ustida bosim yana ko‘tarila boshlaydi. **Iyul**. Iyulda ekvatorial botiqlik shimol tomon siljiydi.

Uning o'qi o'rtacha 15° sh.k. atrofida joylashgan bo'ladi, ekvatorial botiqlikning o'rni esa 2° sh.k. dan 27° sh.k. gacha o'zgaradi.

Ikkala yarimsharlarda subtropik antisiklonlar shimol tomon siljiydi, shimoliy yarimsharda siljish katta bo'ladi. Antisiklonlarning markaziy qismlarida o'rtacha bosim janubiy yarimsharda – o'rtacha 2-7 gPa, shimoliy yarimsharda esa – 3-4 gPa ga ortadi. Shimoliy yarimsharda qit'alar ustidagi antisiklonlar o'rniga past bosimli sohalar hukmronlik qiladi. Bular Shimoliy Afrika va Osiyoda – **Janubiy Osiyo termik depressiyasi**, Shimoliy Amerikada – **Meksika depressiyasidir**.

Shimoliy yarimsharda qutboldi va qutbiy kengliklarda past bosimli zona saqlanadi, lekin qishdagiga qaraganda uning intensivligi kamroq bo'ladi. Janubiy yarimsharda qutboldi kengliklarida yanvar va iyulda past bosimli zona saqlanib qoladi.

4. Iqlimiy kartalarda atmosfera ta'sir markazlarning mavjudligi, ular yil yoki mavsum davomida Yerning ma'lum joyida doimiy holda joylashadi degani emas.

Ular tez-tez bir-birini almashtiradi. Faqat bir joyda siklonal faoliyat antisiklonal faoliyatdan faolroq, boshqa joylarda esa aksincha.

Nazorat uchun savollar

1. Nima uchun atmosferada bosim notekis taqsimlangan?
2. Atmosfera statikasining asosiy tenglamasi tushuntiring.
3. Barometrik formulalar nima?
4. Barometrik formulalar qayerlarda qo'llaniladi?
5. Barik pog'ona nima?
6. Barik tizimlar nima?
7. Bosimning sutkalik o'zgarishini tushuntiring.?

22-Mavzu. Geopotensial va uning o'zgarishi

Reja:

1. Geopotensial va uning o'zgarishi.
2. Mutloq va nisbiy geopotensial.
3. Mutlaq va nisbiy barik topografiya kartalari.
4. Geopotensial balandlik.
5. Gorizontalar barik gradiyent, uning balandlik bo'yicha o'zgarishi.

Tayanch iboralar. *Geopotensial, mutloq geopotensial, nisbiy geopotensial, barik topografiya, mutlaq barik topografiya kartasi, nisbiy barik topografiya kartasi, Geopotensial balandlik, gorizontalar barik gradiyent. Atmosfera, Barometrik formulalar, barik tizimlar, barik pog'ona.*

Geopotensial. Mutlaq va nisbiy barik topografiya kartalari

1. Atmosfera bosimining fazodagi taqsimoti **barik maydon** deb ataladi. Fazodagi har bir nuqtada havo bosimi muayyan son qiymati bilan xarakterlanadi. Atmosfera bosimi va barik maydon skalyar kattaliklar. Ular yuzada qiymati bir xil bo'lgan chiziqlar – **izobaralar** va fazoda qiymati bir xil bo'lgan sirtlar - **izobarik sirtlar** bilan tavsiflanadi.

Izobarik sirtlar sath sirtlariga nisbatan qiya joylashgan va shu sababli vaqtning har bir momentida izobarik sirtlarning nuqtalari dengiz sathiga nisbatan turli balandliklarda bo'ladi. Vaqt o'tishi bilan atmosferada bosimi uzluksiz o'zgarganligi sababli izobarik sirtlarning joylashishi ham o'zgaradi.

Barik (va termik) maydonning o'zgarishlarini kuzatish uchun har kuni radiozond ma'lumotlariga asosan izobarik sirtlarning topografiya kartalari - **barik topografiya** (BT) kartalari tuziladi.

Izobarik sirtlarning dengiz sathiga nisbatan balandliklari geometrik uzunlik birliklarida emas, balki geopotensial metrlarda (gp m) o'lchanadi.

Geopotensial tushunchasini kiritamiz. Geopotensial F^* deb, og'irlik kuchi maydonida birlik havo massasini boshlang'ich sathdan (odatda dengiz sathidan) ma'lum sathgacha ko'tarish uchun bajarish kerak bo'lgan ishga aytiladi:

$$dF^* = g \cdot dz \quad \text{yoki} \quad \Phi^* = \int_0^z g \cdot dz, \quad (3.27)$$

bu yerda g – erkin tushish tezlanishi, dz – balandlik o'zgarishi. Geopotensialning o'lchov birligi J/kg.

Geopotensial balandlik F - geopotensialning normal erkin tushish tezlanishiga ($g_0=9,81$ m/sek²) nisbatidir:

$$\Phi = \frac{\Phi^*}{g_0} = \frac{1}{g_0} \int_0^z g \cdot dz \quad \text{yoki} \quad d\Phi = \frac{g}{g_0} dz \quad (3.28)$$

Bu yerdan ko'rib turibmizki, geopotensial balandlik oddiy geometrik balandlikka teng ekan, uning birligi uzunlik birligidir.

Barometrik formulalarga (masalan, real atmosfera uchun) geopotensial balandlik kiritilsa, ular quyidagi ko'rinishda yoziladi:

$$P = P_0 e^{-\frac{g_0 \Phi}{R_d \bar{T}_v}} \quad (3.29)$$

2. Izobarik sirtning dengiz sathiga nisbatan balandligi uning **mutlaq geopotensial balandligi** F_R deb ataladi. (3.33) formuladan

$$\Phi_P = \frac{R_d \bar{T}_v}{g_0} \ln \frac{P_0}{P} \quad \text{yoki} \quad \Phi_P = 67,4 \bar{T}_v \lg \frac{P_0}{P} \quad (3.30)$$

ekanligi kelib chiqadi.

Ko'rib turibmizki, mutlaq geopotensial balandlik F_R dengiz sathidagi R_0 bosimga va dengiz sathi va ko'rilayotgan izobarik sirt orasidagi havo qatlamining \bar{T}_v o'rtacha haroratiga bog'liq.

Agar geografik kartaga izobarik sirtning mutlaq geopotensial balandliklari tushurilsa, bu karta **mutlaq barik topografiya kartasi** (MT) deb ataladi. MT kartalarida geopotensialning bir xil qiymatlarga ega bo'lgan nuqtalarini tutashtiruvchi **izogipsa** deb ataluvchi chiziqlar o'tkaziladi (odatda har 40 gpm dan). Ular izobarik sirtlarning sath sirtlari bilan kesishgan joyidagi chiziqlarni tavsiflaydi. Siklonlarda izobarik sirtlar botiq, antisiklonlarda – qavariq shakl ko'rinishida bo'ladi. Shu sababli MT kartalarida siklon va antisiklonlar mos ravishda markazlarida mutlaq geopotensial balandlikning eng kichik va eng katta qiymatli yopiq izogipsalari bilan tavsiflanadi.

3. Ko'rilayotgan izobarik sirtlarning bir biriga nisbatan balandligi **nisbiy**

geopotensial balandlik $\Phi_{P_1}^{P_2}$ deb ataladi:

$$\Phi_{P_1}^{P_2} = 67,4 \bar{T}_v \lg \frac{P_1}{P_2} \quad (3.31)$$

Formuladan ko‘rib turibmizki, $\Phi_{P_1}^{P_2}$ faqat ko‘rilayotgan izobarik sirtlar orasidagi o‘rtacha havo haroratiga bog‘liq. Demak, nisbiy topografiya kartalari (NT) atmosferada havo haroratining taqsimotini ko‘rsatadi. Nisbiy topografiya kartalarida o‘tkazilgan izogipsalar maydonida nisbiy geopotensial balandliklarning katta qiymatlari – iliq o‘choqlarga, kichik qiymatlari esa – sovuq o‘choqlarga mos keladi.

Mutlaq va nisbiy geopotensial

Agar birlik havo massasi ma‘lum boshlang‘ich sathdan ko‘rilayotgan nuqtagacha ko‘tarilsa, yer tortish kuchiga qarshi bajarilgan ish og‘irlik kuchi potentsiali yoki geopotensial deb ataladi

$$\Phi = \int_0^z g dz; \quad [\Phi] = \frac{m^2}{c^2}$$

Geopotensial F z balandlikda joylashgan havo zarraning potentsial energiyasini xarakterlaydi. Geopotensial bir xil bo‘lgan sirt ekvipotensial sirt deb nomlanadi. Dengiz sathida ekvipotensial sirt nolga teng deb olinadi va shu sirtga nisbatan hisoblangan nuqtani geopotensial mutloq geopotensial deb ataladi. Agar geopotensial boshqa ekvipotensial sirtga nisbatan hisoblansa u nisbiy geopotensial deyiladi. Barik topografiya xaritalari ko‘rilayotgan izobarik sirtning dengiz sathiga yoki boshqa izobarik sirtga nisbatan topografiyasini tasvirlaydi. Birinchi holda u mutloq topografiya xaritasi, ikkinchisida - nisbiy topografiya xaritasi deb nomlanadi.

$$d\Phi = g dz \quad (1)$$

$$\frac{dP}{dz} = -g\rho \quad (2)$$

$$\rho = \frac{P}{RT}$$

$$g dz = -\frac{1}{\rho} dP = -RT \frac{dP}{P} \quad (3)$$

$$d\Phi = -RT \frac{dP}{P} \quad (4)$$

Oxirgi tenglamani integrallaylik:

$$\int_0^{\Phi} d\Phi = - \int_{P_0}^P RT \frac{dP}{P} \quad (5)$$

Nam atmosfera uchun virtual haroratni qo‘llash lozim

$$\Phi = -RT_g (\ln P - \ln P_0)$$

$$\Phi_{a\bar{0}c} = RT_g \ln \frac{P_0}{P} \quad (6)$$

Bu yerda T_v - qatlamning o‘rtacha virtual harorati.

$$T_g = T \left(1 + 0.378 \frac{e}{p} \right)$$

(6) formuladan F_{abs} ni dengiz sathidagi bosimga R_0 va o‘rtacha virtual haroratga T_v ga bog‘liqligi kelib chiqadi.

(6) ifodani logarifmlab hosila olaylik:

$$\ln \Phi_{a\bar{0}c} = \ln R + \ln T_g + \ln \left(\ln \frac{P_0}{P} \right)$$

$$\frac{d\Phi_{a\delta c}}{\Phi_{a\delta c}} = \frac{dT_{\epsilon}}{T_{\epsilon}} + \frac{\frac{dP_0}{P_0}}{\ln \frac{P_0}{P}}$$

$$d\Phi_{a\delta c} = \Phi_{a\delta c} \left(\frac{dT_{\epsilon}}{T_{\epsilon}} + \frac{\frac{dP_0}{P_0}}{\ln \frac{P_0}{P}} \right) \quad (7)$$

(6)ni (7)ga qo'yib chiqamiz:

$$d\Phi_{a\delta c} = R \ln \frac{P_0}{P} dT_{\epsilon} + RT_{\epsilon} \frac{dP_0}{P_0} \quad (8)$$

Izobarik sirtning balandligi geopotensial metr (gp.m) yoki dekametrlarda (gp.dkm) quyidagi formula yordamida o'lchanadi:

$$H_{a\delta c} = \frac{R}{9,8} T_{\epsilon} \ln \frac{P_0}{P} = 67,4 T_{\epsilon} \lg \frac{P_0}{P} \quad (9)$$

1gp.dkmq10 gp.m

N ni bir xil qiymatlarini tutashtiradigan chiziqlar izogipsa deb ataladi. Izogipsalar har 4 gp.dkm dan o'tkaziladi.

Agar (5) ifodani geopotensial bo'yicha F_1 dan F_2 gacha va bosim bo'yicha R_1 dan R_2 gacha integrallasak nisbiy geopotensial ifodasiga kyelamiz:

$$\int_{\Phi_1}^{\Phi_2} d\Phi = - \int_{P_1}^{P_2} RT_{\epsilon} \frac{dP}{P}$$

$$\Phi_{omH} = \Phi_2 - \Phi_1 = RT_{\epsilon} \ln \frac{P_1}{P_2} \quad (10)$$

Bu yerda F_1 va F_2 -mutloq geopotensiallar. Nisbiy geopotensial F_n bosimlari R_1 va R_2 ga teng bo'lgan qatlam orasidagi o'rtacha haroratga bog'liq:

$$\frac{\Phi_{omH}}{9,8} = \frac{\Phi_2 - \Phi_1}{9,8} = \frac{RT_{\epsilon}}{9,8} \ln \frac{P_1}{P_2}$$

$$H_{P_1}^{P_2} = H_{P_2} - H_{P_1} = \frac{RT_{\epsilon}}{9,8} \ln \frac{P_1}{P_2}$$

$$H_{1000}^{500} = 67,4 \bar{T} \lg \frac{1000}{500} = 67,4 \bar{T} \lg 2 = 67,4 \cdot 0,3 \bar{T} = 20,2 \bar{T} \quad (gpm)$$

$$H_{1000}^{500} \approx 2 \bar{T} \quad (gpdkm)$$

HT_{1000}^{500} xaritalari ko'rilayotgan qatlamdagi o'rtacha harorat taqsimotini xarakterlaydi.

Nisbiy geopotensialni kichik qiymatlar hududlari nisbatan sovuq hududlarga, baland qiymatlari esa - nisbatan iliq hududlarga to'g'ri kyeladi.

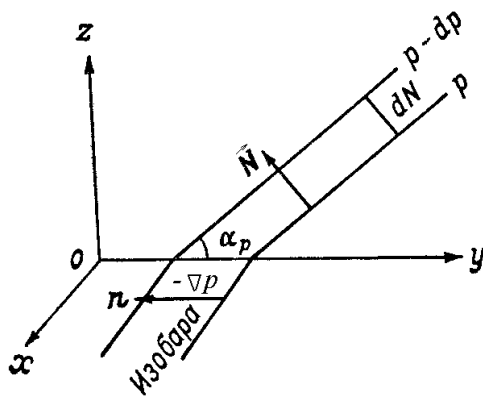
Mutloq topografiya xaritalari sirtlar topografiyasini ko'rsatadi. MT_{500} va HT_{1000}^{500} xaritalari birlashtirib ko'rsatilishi termobarik xaritani beradi va bu xaritadan iliq va sovuq adveksiya xarakteri haqida fikr yuritish mumkin.

Gorizantal barik gradiyent, uning balandlik bo'yicha o'zgarishi

1. Gorizontol yoʻnalishda atmosfera bosimi bir xil emas. Buni sinoptik kartalarda izobaralarning zichligidan koʻrsa boʻladi. Gorizontol yoʻnalishda atmosfera bosimining oʻzgarishini **gorizontol barik gradiyent** bilan ifodalash mumkin.

Gorizontol yuzada bosimning birlik masofaga oʻzgarishi bosimning gorizontol gradiyenti deb ataladi. Gorizontol barik gradiyent $-\nabla R$ vektor kattalik boʻlib, u izobaralarga normal boʻylab bosim kamayayotgan tomonga yoʻnalgan, son qiymati esa $-\frac{\partial P}{\partial n}$ teng boʻladi, bu yerda n - izobaraga normal.

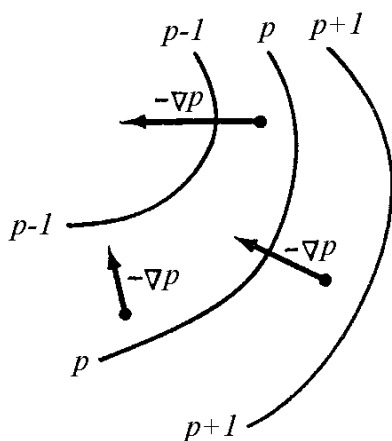
Gorizontol barik gradiyent toʻliq barik gradiyentning gorizontol tashkil etuvchisi hisoblanadi (4-rasm). Toʻliq barik gradiyent - fazoviy vektor, u izobarik sirtlarga normal boʻylab past bosimli izobarik sirt tomon yoʻnalgan boʻladi. Bu vektorning moduli $-\frac{dP}{dN}$ ga teng boʻladi, N - izobarik sirtga normal. Toʻliq barik gradiyentni vertikal va gorizontol tashkil etuvchilarga, yoki vertikal va gorizontol barik gradiyentlarga, masalan, toʻgʻri burchakli kooordinatalarning x, y, z oʻqlari boʻyicha ajratish mumkin.



4-rasm. Toʻliq barik gradiyent (\vec{N}) va uning gorizontol tashkil etuvchisi ($-\nabla P$)

meridian graduslarida ifodalangan shu masofaga boʻlinadi (5-rasm).

Erkin atmosferada gorizontol barik gradiyent barik topografiya kartalaridagi izogipsalar orasidagi masofa boʻyicha aniqlanadi. Real sharoitda yer sirti yaqinida



5-rasm. Barik maydonning uch nuqtasidagi izobaralar va gorizontol barik gradiyent (strelkalar).

Vertikal barik gradiyent gorizontol barik gradiyentdan oʻng ming marta katta. Vertikal barik gradiyent bosimning gorizontol gradiyenti paydo boʻlishi bilan yuzaga keluvchi havoning gorizontol harakatiga hech qanday taʼsir koʻrsatmaydi.

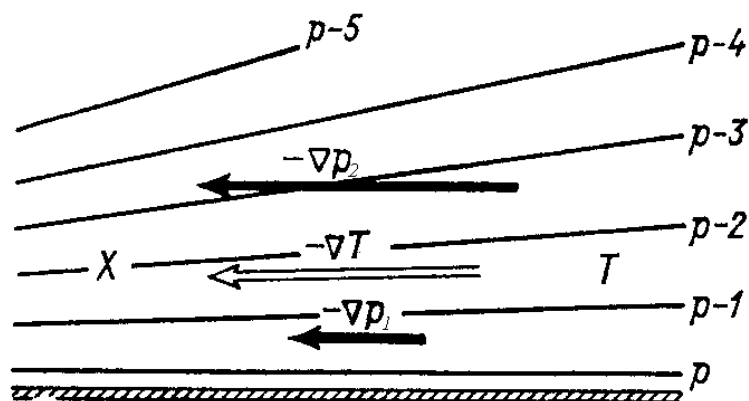
Yer sirti yaqinidagi bosimning gorizontol gradiyenti sinoptik kartalardan aniqlanadi. Barik maydonning bir joyida normal boʻyicha ikki qoʻshni izobaralar orasidagi masofa Δn aniqlanadi. Izobaralar orasidagi bosim farqi (odatda 5 gPa) 100 km da yoki

gorizontol barik gradiyentlarning qiymati meridianning har bir gradusiga bir necha gektopaskalga teng boʻladi.

2. Atmosferaning barik maydoni balandlik boʻyicha oʻzgaradi. Bu oʻzgarishlar haroratning notekis taqsimoti bilan bogʻliq.

Dengiz sathidagi biror joyda gorizontol barik gradiyent (bundan keyin barik gradiyent deb ataymiz) nolga teng boʻlsin, yaʼni barcha nuqtalarda bosim bir xil boʻlsin (6-rasm). Biroq, harorat notekis taqsimlangan boʻlsin. Koʻrilayotgan joyning bir qismi iliq, boshqa qismi esa sovuqroq. Bu ∇T harorat gorizontol gradiyentining paydo boʻlishiga olib keladi. Uning yoʻnalishi izotermalarga

perpendikulyar bo‘lib, harorat pasayayotgan tomonga yo‘nalgan bo‘ladi. Iliq havoga qaraganda sovuq havoda barik pog‘ona kichikroq bo‘lganligi uchun izobarik sirtlar qiya bo‘lib qoladi. Yuqoriga ko‘tarilgan sari iliq havodan sovuq havo tomon izobarik sirtlarning qiyaligi ortib boradi.



6-rasm. Harorat va bosimning gorizontallari orasidagi bog‘liqlik.

Shunday qilib, gorizontallari barik gradiyent paydo bo‘ladi va u yuqoriga ko‘tarilgan sari ortadi.

Agar dengiz sathida barik gradiyent nolga teng bo‘lmasa, haroratning notekis taqsimoti bilan bog‘liq bo‘lgan qo‘shimcha barik gradiyent yuzaga kyeladi. Balandlik qancha katta bo‘lsa, qo‘shimcha tashkil etuvchi shunchalik katta bo‘ladi. Yetarli katta balandlikda ko‘rilayotgan qatlamda barik gradiyentning yo‘nalishi o‘rtacha haroratning gorizontallari gradiyenti bilan deyarli bir xil bo‘ladi. Demak, iliq xududlarda bosim yuqori, sovuq xududlarda esa past bo‘ladi.

Ba’zida, quyi sathda barik gradiyent harorat gradiyentiga qarama-qarshi yo‘nalgan bo‘lishi mumkin. Bunda barik gradiyent yuqoriga ko‘tarilgan sari qarama-qarshi yo‘nalishdagi qo‘shimcha tashkil etuvchi hisobiga kamayadi. Ma’lum balandlikda u nolga aylanadi, so‘ngra o‘z yo‘nalishini qarama-qarshiga o‘zgartirib, ortib boradi.

Nazorat uchun savollar

1. Geopotensial nima?
2. Mutloq va nisbiy geopotensialga ta’rif bering.
3. Mutloq va nisbiy geopotensialning o‘zgarishi nimaga bog‘liq?
4. Mutloq va nisbiy geopotensial uchun formulalarni keltirib chiqaring.
5. Mutloq va nisbiy geopotensial formulalari nima maqsadlarda qo‘llaniladi?
6. Mutloq va nisbiy barik topografiya kartalari nima?
7. Geopotensial balandlik deganda nimani tushunasiz?
8. Gorizontallari barik gradiyent nima?
9. Gorizontallari barik gradiyentning balandlik bo‘yicha o‘zgarishiga nima sabab bo‘ladi?

23-24-Mavzu. Atmosferda havo oqimlari

Reja:

1. Shamol va uning xarakteristikalari.
2. Ishqalanishning shamol tezligi va yo‘nalishiga ta’siri.
3. Atmosferada bo‘linish sirtlari va atmosfera frontlarining shakllanishi.

4. Atmosferaning tropik kengliklardagi sirkulyasiyasi.
5. Atmosferaning notropik kengliklardagi sirkulyasiyasi.
6. Mahalliy sirkulyasiyalar, qasirg'a va changli bo'ronlar.
7. Turubulent atmosfera uchun harakat tenglamalari.

Tayanch iboralar. *Shamol, shamol xarakteristikalari, ishqalanish, shamol tezligi, shamol yo'nalishi, atmosferada bo'linish sirtlari, Atmosfera frontlari, Atmosfera, tropik kengliklardagi sirkulyasiya, notropik kengliklardagi sirkulyasiya, mahalliy sirkulyasiya, Qasirg'a, changli bo'ronlar, turubulent atmosfera, harakat tenglamalari.*

Shamol. uning xarakteristikalari

1. Havoning gorizontalar harakati **shamol** deb ataladi. Shamol paydo bo'lishining sababi - fazoda atmosfera bosimining notekis taqsimotidir. Gorizontalar barik gradiyent kuchi ta'sirida havo zarrachasining harakati yuqori atmosfera bosimi sohasidan past atmosfera bosimi sohasi tomon yo'naladi. Shamol vektor bo'lib, tezlik va yo'nalishi bilan xarakterlanadi.

Shamol tezligi m/sek, km/soat va uzellarda (1 dengiz milya/soat) o'lchanadi. 1 uzal taxminan 0,5 m/sek ga teng. Shamol tezligi sifat jihatidan **Bofort shkalasi** bo'yicha ballarda baholanishi mumkin. Kuzatishlar amalga oshirilayotgan ma'lum vaqt oralig'ida tekislangan yoki o'rtacha tezlikni va oniy shamol tezligini ajratishadi. Oniy shamol tezligi to'xtovsiz o'zgarib turadi. Yer sirti yaqinida shamol tezligi odatda 2-3 m/sek dan 10-12 m/sek gacha o'zgaradi, dovullarda u 30 m/sek gacha, ba'zida 60 m/sek gacha yetishi mumkin. Tropik dovullarda shamol tezligi 65 m/sek, keskin kuchayishi - 100 m/sek gacha yetadi. Kichik masshtabli uyurmalarda (quyun, tromb, tornado) shamol tezliklari 100 m/sek dan katta bo'lishi mumkin. Yuqori troposfera va quyi stratosferadagi tez havo oqimlarida shamolning o'rtacha tezligi 70-100 m/sek gacha yetishi mumkin.

Meteorologiyada, shamol yo'nalishi sifatida shamol qaysi tomondan esayotgan bo'lsa, shu yo'nalish qabul qilinadi. Masalan, shimoliy yo'nalish deyilganda, shamol shimoldan esayotgan bo'ladi.

Shamol yo'nalishini aniqlash uchun gorizontning 8 asosiy: shimol, shimoliy-sharq, sharq, janubiy-sharq, janub, janubiy-g'arb, g'arb, shimoliy-g'arb va ular orasida 8 oraliq: shimol shimoliy-sharq, sharq shimoliy-sharq, sharq janubiy-sharq, janub janubiy-sharq, janub janubiy-g'arb, g'arb janubiy-g'arb, g'arb shimoliy-g'arb va shimol shimoliy-g'arb rumblari ajratiladi. Shamol yo'nalishini ko'rsatuvchi bu 16 rumblar quyidagicha qisqartirilgan belgilarga ega (o'zbekcha va xalqaro):

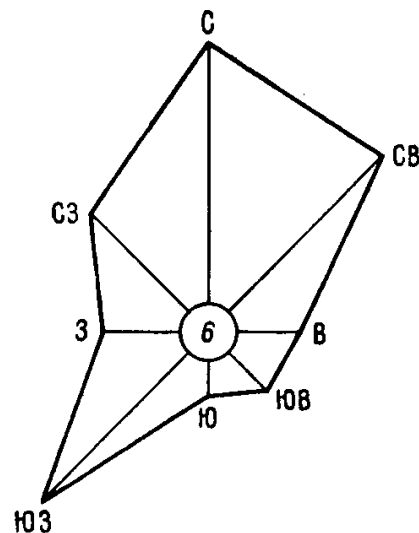
Sh	N	Sh	E	J	S	G'	W
Sh-Sh- Sha	N-N-E	Sha-J- Sha	E-S-E	J-J-G'	S-S-W	G'-Sh- G'	W-N-W
Sh-Sha	N-E	J-Sha	S-E	J-G'	S-W	Sh-G'	N-W
Sha-Sh- Sha	E-N-E	J-J-Sha	S-S-E	J-G'-J	W-S-W	Sh-Sh- G'	N-N-W

Bu yerda N – nord-shimol, Ye – ost-sharq, S – zyuyd-janub, W – vest-g'arb.

Agar shamol yo'nalishi meridian yo'nalishiga nisbatan xarakterlansa, u holda burchak shimoliy yo'nalishdan soat mili bo'yicha sanaladi. Shimoliy yo'nalishdagi shamol uchun burchak 0° yoki 360° ga, shimoliy-sharq - 45° ga, sharqiy - 90° ga, janubiy - 180° ga, g'arbiy - 270° ga teng bo'ladi. Atmosferaning yuqori qatlamlarida shamol yo'nalishi, odatda, graduslarda, meteorologik stansiyalarda esa – rumblarda o'lchanadi.

Shamol tezligi kabi shamol yoʻnalishi ham tekislangan va oniy qiymatlarga ega boʻlishi mumkin. Shamol yoʻnalishining oniy qiymatlari oʻrtacha qiymat (tekislangan yoʻnalish) atrofida tebranadi.

Shamol kuzatishlarining iqlimiy ishlovida, har qanday punkt uchun asosiy rumblar boʻyicha shamol yoʻnalishi takrorlanuvchanligining taqsimotini koʻrsatuvchi diagrammani tuzish mumkin (58-rasm). Bu diagramma **shamollar guli** deb ataladi. Qutbiy koordinatalar boshidan rumblar boʻyicha (8 yoki 16) uzunliklari koʻrilayotgan yoʻnalishdagi shamolning takrorlanuvchanligiga mutanosib boʻlgan kesmalar qoʻyib chiqiladi. Kesmalarning uchlari siniq chiziq bilan birlashtirilishi mumkin. Shtil (shamol tezligi nolga tengligi) takrorlanuvchanligi diagramma markazida (koordinatalar boshida) raqam bilan koʻrsatiladi.



58-rasm. Shamollar guli.

Iqlimiy kartalarda shamol yoʻnalishini tasvirlash uchun uning yoʻnalishi turli usullar bilan umumlashtiriladi. Kartaning turli joylari uchun shamollar gulini tushirish mumkin. Koʻpyillik davr mobaynida u yoki bu kalendar oy uchun shamolning barcha tezliklarining teng taʼsir etuvchisini aniqlash mumkin. Soʻng bu teng taʼsir etuvchini shamolning oʻrtacha yoʻnalishi sifatida qabul qilish mumkin. Lekin koʻp hollarda shamolning ustivor yoʻnalishi aniqlanadi. Buning uchun eng koʻp takrorlanuvchanligi bilan belgilanadigan kvadrant aniqlanadi. Ustivor yoʻnalish sifatida kvadrantning oʻrtacha chizigʻi qabul qilinadi.

Havo oqimi turbulent boʻlganligi sababli shamolning tezligi va yoʻnalishi vaqt oʻtishi bilan u yoki bu darajada tebranib turadi. Tezligi va yoʻnalishi keskin oʻzgaradigan shamol **birdaniga kuchayadigan shamol** deb ataladi. Shamolni birdaniga kuchayishi nihoyatda keskin boʻlsa, u **qasirgʻa** deb ataladi. Tezligi 5-8 m/sek ga teng boʻlgan shamol moʻtadil, 14 m/sek dan ortiqrogʻi – kuchli, 20-25 m/sek dan ortiqrogʻi – dovul, 30 m/sek dan kattarogʻi – talofat keltiruvchi dovul (uragan) deb ataladi. Qasirgʻada shamolning qisqa muddatli keskin kuchayishlari 20 m/sek gacha va undan ortiqrogʻi boʻladi.

Yer sirti yaqinida qisqa muddatli shamolsizlik maydoni yuzaga kelishi mumkin – bu **shtil** deb ataladi.

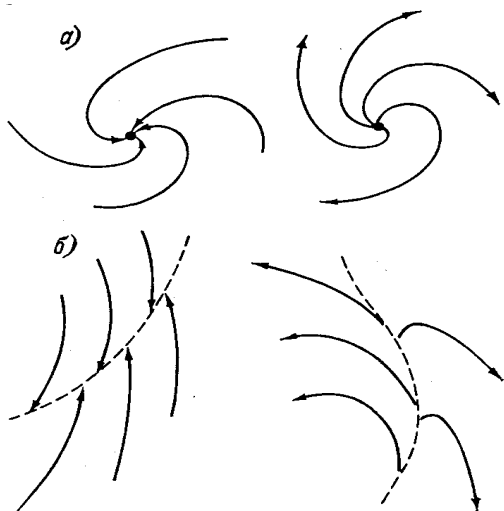
2. Shamolni vektor kattalik sifatida uzunligi tezlikning son qiymatini (tanlangan masshtabda), yoʻnalishi esa shamol qaysi tomonga yoʻnalganligini xarakterlovchi strelka bilan ifodalash mumkin. Masalan, agar shamol shimoliy yoʻnalishga ega boʻlsa, uning strelkasi janubga yoʻnalgan boʻlishi kerak. Shunday qilib, shamolning fazoviy taqsimoti vektor maydonidan iborat boʻladi. Uni turli usullar bilan grafik tasvirlash mumkin. Magnit yoki elektr maydonlarining kuch chiziqlari kabi shamol ham **oqim chiziqlari** yordamida eng koʻrgazmali tasvirlanadi. Maydonning shamol maʼlum boʻlgan har bir nuqtasida shamol u esayotgan yoʻnalishga ega boʻlgan strelka bilan tushiriladi. Soʻngra kartada oqim chiziqlari maydonning har bir nuqtasida shamolning yoʻnalishi shu nuqtadan oʻtuvchi chiziqqa urinma yoʻnalishiga mos keladigan tarzda oʻtkaziladi. Maydonning berilgan qismida shamol tezligi qanchalik katta boʻlsa, oqim chiziqlari shunchalik bir-biriga yaqin oʻtkaziladi. Shunday qilib kartada oqim chiziqlari oilasi

(sistema) hosil bo'ladi (59-rasm). Ularga qarab berilgan vaqtda, berilgan sohada havo qanday oqimga ega ekanligi to'g'risida bir qaraganda xulosa qilish mumkin bo'ladi.

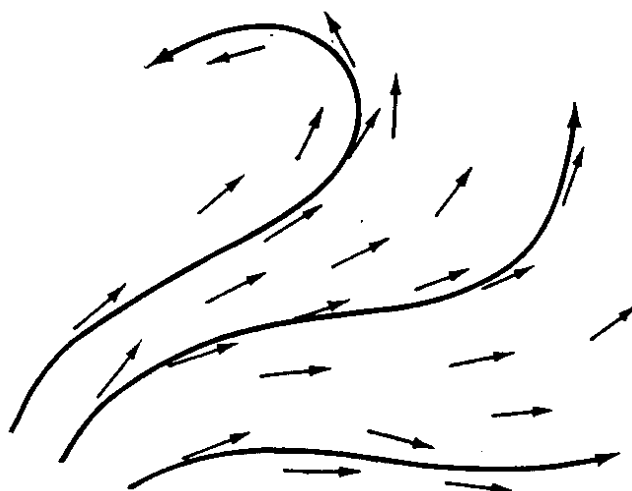
Agar shamol maydoni turg'unlashgan bo'lsa, ya'ni vaqt o'tishi bilan tezliklar taqsimoti o'zgarib, oqim chiziqlari havo zarralarining trayektoriyalari bilan mos tushadi. Agar bu shart bajarilmasa, oqim chiziqlari shamol maydonining oniy suratini aks ettirgandek bo'ladi. Biroq, bu holda oqim chiziqlari havo zarralarining trayektoriyalari bilan mos tushmaydi.

Shamolning o'rtachalangan xarakteristikalarini bo'lgan teng ta'sir etuvchisi yoki ko'p uchrovi yo'nalishlar uchun ham oqim chiziqlarini o'tkazish mumkin.

Oqim chiziqlari yordamida olingan rasm tahlil qilinganda ayrim joylarda oqim chiziqlari yig'iladi, boshqa joylarda esa tarqaladi. Oqim chiziqlari bitta nuqtaga - **yig'ilish nuqtasiga** turli tomonlardan quyilgandek bo'ladi, yoki aksincha, ular bitta nuqtadan - **tarqalish nuqtasidan** barcha yo'nalishlar bo'yicha tarqaladi. Ayrim hollarda oqim chiziqlari bitta chiziqqa - **yig'ilish chizig'iga** quyiladi, yoki aksincha, bitta chiziqdan - **tarqalish chizig'idan** tarqaladi (60-rasm).



60-rasm. Yig'ilish va tarqalish nuqtalari (a) va chiziqlari (b).



59-rasm. Oqim chiziqlari.

Agar yig'iluvchi chizikli maydonga ko'chirma harakat qo'shilsa, oqim chiziqlari yig'ilish chizig'iga faqat bir tomondan quyiladigan va uning boshqa tomonidan chiqadigan holat yuzaga kelishi mumkin. Bu bir tomonlama yig'ilish chizig'i deb ataladi. Chiziqlarning yig'ilishi havoning yuqoriga harakati bilan, tarqalishi esa, aksincha, tarqalayotgan havoning pastga harakati bilan birga kuzatilishi kerakligini tushunish qiyin emas.

Ishqalanishning shamol tezligi va yo'nalishiga ta'siri

1. Yer sirti yaqinida ishqalanish va yopishish kuchlari ta'sirida shamol kuchli susayadi, ya'ni shamol tezligi yer sirti va z_0 qalinlikli ensiz qatlamda nolga aylanadi. Bu qatlam g'adir-budirlik qatlami deyiladi. G'adir-budir sirtida shamol tezligi quyidagi sababga ko'ra nolga aylanadi. Havo molekullari sirt notekisliklariga uriladi va ilgari harakat tezligini yo'qotadi. Ular boshqa molekullar bilan xaotik to'qnashib ularning harakat tezligini kamaytiradi. Molekulyar ishqalanish kuchi hosil bo'ladi.

Sirt notekisliklari bilan to'qnashuvda nafaqat molekullar, balki havoning turbulent harakatga ega bo'lgan alohida hajmlari ham tezligini yo'qotadi. Ularning

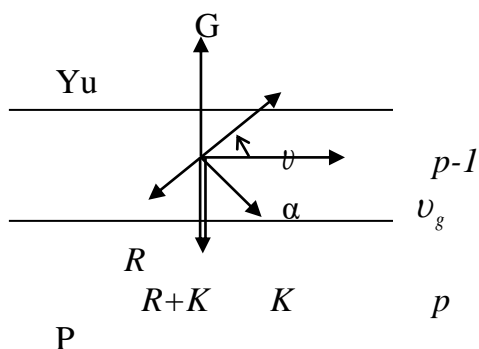
vertikal bo‘ylab xaotik harakati g‘adir-budirlik qatlamida ilgarilama harakat tezligining yo‘qotilishiga olib keladi.

Ishqalanish kuchi yer sirti yaqinida eng sezilarli ta’sir ko‘rsatadi. Balandlikning ortishi bilan uning ta’siri kamayib boradi va taxminan 1000 m sathda havo zarrasiga ta’sir etuvchi boshqa kuchlarga nisbatan ancha kam bo‘ladi. Ishqalanish kuchini e’tiborga olmasa ham bo‘ladigan balandlik **ishqalanish sathi** deyiladi.

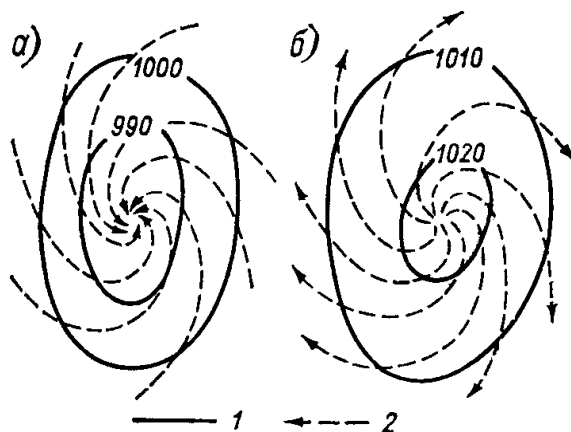
Ishqalanish qatlamining qalinligiga atmosfera stratifikatsiyasi ma’lum ta’sir ko‘rsatadi. Noturg‘un stratifikatsiyada ishqalanishning ta’siri turg‘un stratifikatsiyadagiga nisbatan atmosferaning kattaroq qatlamiga tarqaladi. Yer sirti yaqinida ishqalanishning shamol tezligi va yo‘nalishiga ta’siri noturg‘un stratifikatsiyada turg‘un stratifikatsiyadagiga nisbatan kamroq bo‘ladi.

Shamol tezligi balandlik bo‘ylab ortib boradi va yer sirtidan 1-1,5 km balandlikda geostrofik shamol tezligiga yaqinlashadi. Quruq befarq stratifikatsiyalangan quyi 50-100 m qatlamda shamol tezligining profili logarifmik ko‘rinishga ega. Turg‘un stratifikatsiyada shamol tezligi quruq befarq stratifikatsiyadagiga nisbatan tezroq ortadi, noturg‘un stratifikatsiyada esa, aksincha, shamol profili bir maromda o‘zgaradi.

Ishqalanish kuchi shamol yo‘nalishiga qanday ta’sir ko‘rsatishini ko‘rib chiqamiz. Ishqalanish kuchi mavjud bo‘lganda havoning to‘g‘ri chiziqli tekis harakatini faraz qilamiz. Bunday harakat uchta kuch: bosim gradiyenti, Koriolis va ishqalanish kuchlarining muvozanatida yuz beradi (38-rasm). Ishqalanish kuchi doim tezlik vektoriga qarama-qarshi bo‘lgani uchun bosim gradiyenti kuchi Koriolis va ishqalanish kuchlarining vektor yig‘indisi bilan muvozanatlanishi kerak. 65-rasmdan ko‘rinib turibdiki, shamol tezligi izobaralar bo‘ylab yo‘nalmaydi, balki ular bilan kyesishib, ulardan chapga past bosim tomonga buriladi. Siklonda havoning doiraviy izobaralar bo‘ylab harakatlanishida siklonning pastki qatlamlarida shamol soat miliga qarshi esadi va izobaralarni kesib o‘tib siklonning markaziga yo‘naladi. Oqim chiziqlari o‘tkazilsa, ular soat miliga qarshi buraluvchi va siklonning markazida yig‘iluvchi spirallardan iborat bo‘ladi. Ya’ni siklon markazi yig‘ilish nuqtasi hisoblanadi (66a-rasm).



65-rasm. Ishqalanish qatlamidagi shamol (ishqalanish kuchi mavjud bo‘lganda havoning to‘g‘ri chiziqli tekis harakati). G – bosimning gorizontal gradiyenti kuchi, K – Koriolis kuchi, R – ishqalanish kuchi, v_g – geostrofik shamol tezligi, v – shamol tezligi.



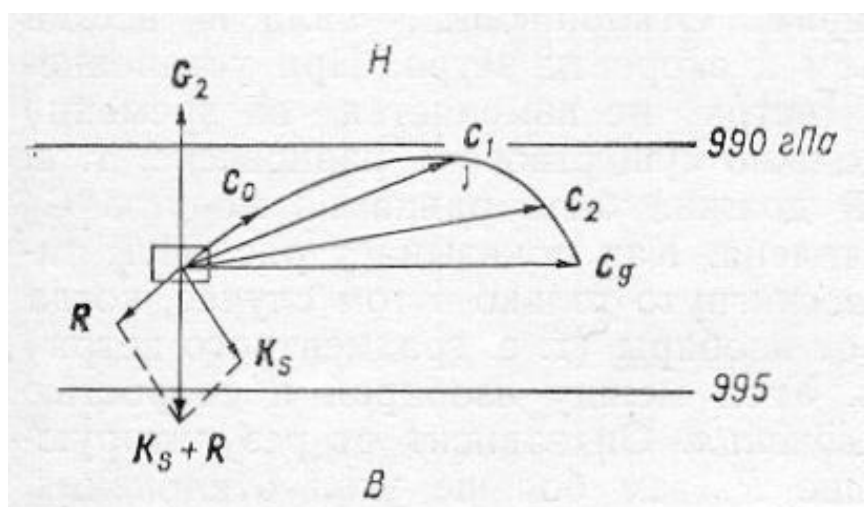
66-rasm. Siklon (a) va antisiklonning (b) quyi qismidagi izobaralar (1) va oqim chiziqlari (2).

Antisiklonda havo soat mili bo‘ylab aylanma harakatlanib, markazdan chetga yoyilishi, antisiklon markazi esa oqim chiziqlari uchun tarqalish nuqtasi bo‘lishini tushunish qiyin emas (66b-rasm).

Janubiy yarimsharda ham siklon yig‘ilish nuqtasi, antisiklon esa tarqalish nuqtasi bo‘lib qoladi.

Yer sirti yaqinida shamolning izobaralardan chetlanish burchagi quruqlikda o‘rtacha 30-40°, dengiz ustida 20-30° ni tashkil qiladi. Balandlik ortishi bilan ishqalanish kuchi susayadi. Natijada tezlik modulining ortishi bilan birga Koriolis kuchi ta‘sirida shamol o‘ngga burilib, geostrofik shamolga yaqinlashadi.

Agar turli balandliklardagi shamol tezliklarini bitta tekislikka proyeksiyalasak, yuqoriroq sathda tezlik moduli kattaroq va yo‘nalish geostrofik shamolga yaqinroq ekanligini ko‘rsatuvchi tezlik godografini hosil qilamiz (67-rasm). Hosil bo‘lgan bu egri chiziq **Ekman spirali** deyiladi.



67-rasm. Atmosferaning chegaraviy qatlamida shamol tezligi va yo‘nalishining balandlik bo‘yicha taqsimoti (shimoliy yarimshar).

2. Ishqalanish qatlamida shamol tezligining sutkalik o‘zgarishi kuzatiladi. Yer sirti yaqinida quruqlik ustida shamol tezligi maksimumi soat 14 atrofida, minimumi tunda yoki ertalab kuzatiladi. O‘rtacha 150-200 m balandlikdan boshlab sutkalik o‘zgarish aksincha: maksimum tunda, minimum kunduzi kuzatiladi.

Shamol tezligining sutkalik o‘zgarishiga asosiy sabab turbulent almashinuv intensivligining sutka davomidagi o‘zgarishi hisoblanadi. Turbulent almashinuv ta‘sirida atmosferaning chegaraviy qatlami ichida havoning turli qatlamlari orasida impulsning qayta taqsimlanishi yuz beradi. Kunduzi, termik noturg‘unlik kuchayganda, vertikal turbulent almashinuv va mos ravishda atmosferaning quyi va yuqori qatlamlarining o‘zaro ta‘siri ortadi. Shu sababli quyi qatlamda (yer sirtidan ma‘lum z^* balanlikkacha) shamol tezligi tundagiga nisbatan ortadi, yuqori qatlamda esa (z^* dan yuqorida) kamayadi. Shamol tezligi sutkalik o‘zgarishining **aylanish balandligi** deb ataluvchi z^* sathi asosan turbulentlik koeffitsiyentining o‘rtacha sutkalik qiymatiga bog‘liq. Turbulentlik koeffitsiyentining katta qiymatlarida (yozda) aylanish balandligi bir necha yuz (200-250 m), kichik qiymatlarida – bir necha o‘n metrni tashkil qiladi.

Turbulent almashinuv intensivligining sutkalik o‘zgarishi shamol yo‘nalishiga ham ta‘sir ko‘rsatadi. Almashinuvning kunduzgi kuchayishida yer yaqini qatlamida

shamol yoʻnalishi ishqalanish qatlamining yuqori qismidagi yoʻnalishga, yaʼni izobaralar yoʻnalishiga yaqinlashadi. Demak, kunduzi tezlikning ortishi bilan shamolning oʻngga burilishi yuz beradi. Tunda aksincha, quyi qatlamda shamolning chapga burilishi kuzatiladi. Turbulent almashinuv hisobiga yuqori qatlamda shamol yoʻnalishi quyi qatlamdagi yoʻnalishga yaqinlashadi. Shuning uchun kunduzi bu qatlamda tezlikning kamayishi bilan chapga burilishi, tunda tezlikning ortishi bilan oʻngga burilish yuz beradi.

Atmosferada boʻlinish sirtlari. Atmosfera frontlarining shakllanishi

1. Atmosferada doim turli fizikaviy xususiyatlarga ega boʻlgan ikki havo massalari bir-biriga yaqin joylashadigan sharoitlar mavjud boʻladi. Biroq ular oʻtish hududi – **front** bilan ajralib turadi.

Oʻtish hududining gorizontaal yoʻnalishdagi kengligi va vertikal qalinligi qoʻshni havo massalarining oʻlchamlaridan ancha kichik boʻlgani uchun frontni **boʻlinish sirti** sifatida tasavvur qilish mumkin.

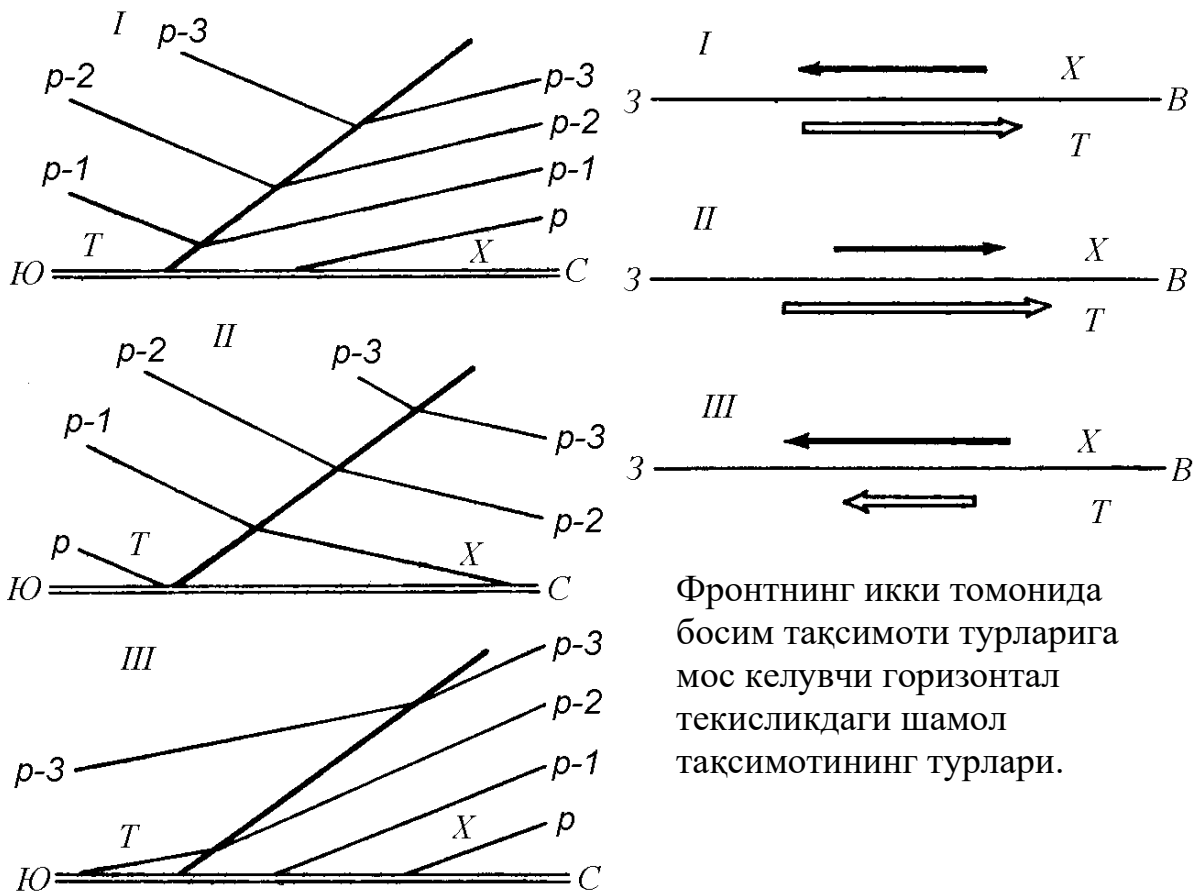
Ikki havo massalari orasidagi boʻlinish sirti doimo gorizontga nisbatan katta boʻlmagan burchak ostida sovuqroq havo tomonga ogʻadi. Havo massalarini ajratuvchi sirtning qiyalik burchagi bu massalarning muvozanatini belgilaydi. Front sirtining ixtiyoriy nuqtasida iliq va sovuq havo massalarining hosil qilgan bosimlari bir xil boʻladi. Qiyalik burchagi havo massasining harorati, ularning harakatlanish tezligi, shuningdek geografik kenglikka bogʻliq.

Front sirtlarining yer sirtiga nisbatan qiyalik burchaklari 0,01-0,001 tartibiga ega. Bu front chizigʻidan bir necha yuz kilometrga uzoqlashganda front sirti bir necha kilometr balandlikda joylashishini bildiradi.

Atmosfera fronti sohasida harorat shamol, namlikning gorizontaal va vertikal boʻylab shunchalik keskin oʻzgarishi kuzatiladiki, uni uzilish sirti deb qarash mumkin. Bir havo massasidan ikkinchisiga oʻtishda izobarik sirtlar oʻz yoʻnalishini oʻzgartiradi, yaʼni bosim gradiyentlarining uzilishi kuzatiladi. Bu iliq va sovuq havo massalarida balandlik boʻyicha bosimning bir xilda oʻzgarishiga bogʻliq. Bunda ishqalanish boʻlmaganida front sirti yaqinida bosim va shamol taqsimotining uchta asosiy variantlari mavjud boʻladi (68-rasm).

68-rasmdan koʻrinib turibdiki, front sirtini kesib oʻtishda izobarik sirtlar yuqoriga ochilgan tarnov koʻrinishida egiladi. Bosimning bunday taqsimoti bosim maydonidagi oshkor (I hol) yoki niqoblangan (II va III hollar) botiqlikni ifodalaydi. Bunda front chizigʻining ikki tomonidagi havo oqimlarining tezligi quyidagicha taqsimlanadi. Agar sovuq havo shimolda, iliq havo janubda joylashsa, front sirti janubga ogʻadi. Unda bosim taqsimotining uchta holiga shamol taqsimotining quyidagi uchta holi mos keladi: 1) iliq havodagi gʻarbiy va sovuq havodagi sharqiy oqim; 2) ikkala havo massasidagi gʻarbiy oqim, bunda iliq havodagi oqim kuchliroq; 3) ikkala havo massasidagi sharqiy oqim, bunda sovuq havodagi oqim kuchliroq.

Yer sirti yaqinida ishqalanish kuchining taʼsirida shamol izobaralar yoʻnalishidan chapga buriladi. Buning natijasida front chizigʻi yaqinida ishqalanish qatlamida yuqoriga yoʻnalgan harakatni yuzaga keltiruvchi havo oqimlarining konvergentsiyasi (yigʻilishi) paydo boʻladi. Bu harakatlar turgʻun stratifikatsiya sharoitida tumanlar va bulutlarning, noturgʻun stratifikatsiyada esa yomgʻirli toʻp-toʻp bulutlarning hosil boʻlishiga olib keladi.



Фронтнинг икки томонида босим тақсимоти турларига мос келувчи горизонтал текисликдаги шамол тақсимотининг турлари.

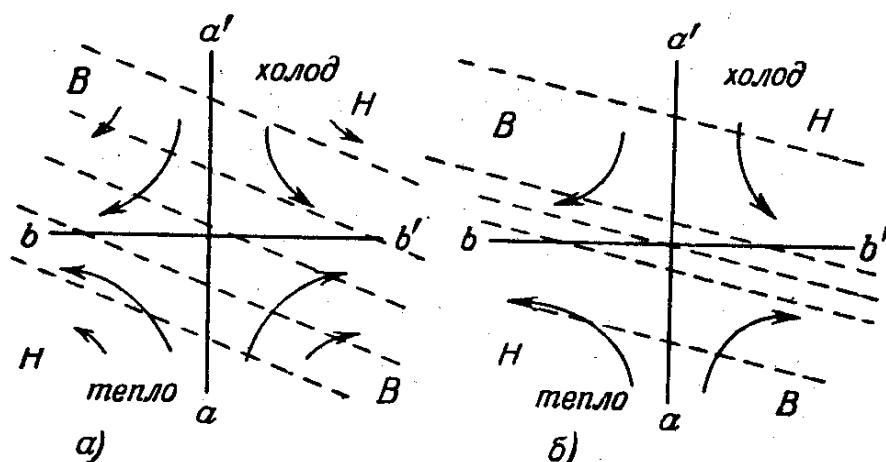
68-rasm. Frontal sirt yaqinida vertikal kesimdagi bosim taqsimotining turlari. Ingichka chiziqlar – izobarik sirtlar, qalin chiziq – frontal sirt.

2. Atmosfera frontlari atmosferada doim mavjud bo‘luvchi ob‘yektlar hisoblanadi. Bunda ular hosil bo‘ladi, kuchayadi, yemiriladi va yo‘qoladi. Frontlarning hosil bo‘lishi – **frontogenez** – ikki omilning ta‘sirida tushuntiriladi: kinematik va topografik (fizikaviy). Frontning hosil bo‘lishini kinematik yaqinlashish asosida ko‘rib chiqamiz.

Bitta havo massasining ichida doim harorat farqlari mavjud bo‘ladi. Havo oqimlarining **deformasion maydon** deb ataluvchi alohida shakli frontning shakllanishiga olib keladi (69-rasm). Bosim maydonida bunday sharoitlar egar va botiqlikda kuzatiladi. Deformasion maydonda uchrashma havo oqimlari yaqinlashadigan aa’ siqilish o‘qi va bb’ cho‘zilish o‘qi mavjud. Agar boshlang‘ich holatda izotermalar cho‘zilish o‘qi bilan ma’lum burchak hosil qilgan bo‘lsa (45° dan kichik), vaqt o‘tishi bilan ular shunday buriladiki, izotermalar cho‘zilish o‘qi yaqinida ikki tomondan yaqinlashadi. Bu o‘q bo‘ylab haroratning katta gorizontall gradiyentiga ega bo‘lgan front shakllanadi.

Topografik omil ta‘sirida front to‘shalgan sirtning bevosita issiqlik ta‘sirida, misol uchun, muzliklar yoki qor qoplami chegaralarida hosil bo‘lishi mumkin. Biroq, front hosil bo‘lishining bu mexanizmi kinematik frontogenezga nisbatan ancha kam ahamiyatga ega.

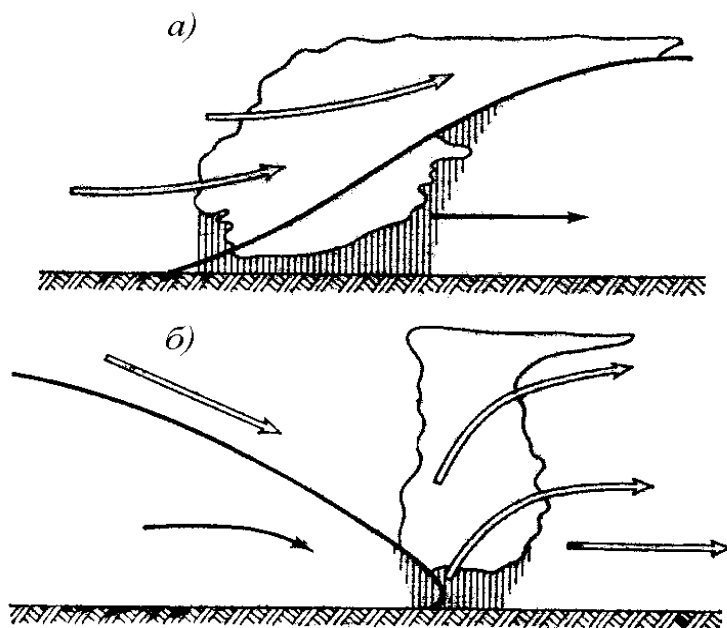
Frontning yemirilishi – **frontoliz** – asosan havo oqimlarining divergensiyasi (tarqalish) kuzatiladigan deformasion maydonlarda yuz beradi. Bu holda front deformasion maydonning siqilish o‘qi aa’ bo‘ylab yo‘naladi. Frontoliz to‘shalgan sirtning bevosita ta‘sirida ham kuzatilishi mumkin.



69-rasm. Oqimlarning deformatsion maydoni.

3. Real sharoitlarda frontning ikki tomonida ham shamolning frontga normal tashkil etuvchilari mavjud. Shu sababdan frontlar harakatlanadi. Agar front sovuqroq havo massasi tomonga harakatlansa, **iliq front**, iliqroq havo massasi tomonga harakatlansa, **sovuq front** deyiladi (70-rasm). Ikkala holda ham frontal sirtlarda vertikal harakatlar yuzaga keladi. Natijada bulut sistemalari hosil bo‘ladi (VI bobga qarang).

Siklonlarning evolyusiyasi jarayonida ikki yoki bir necha frontal sirtlarning birlashishidan iborat bo‘lgan murakkab frontlar hosil bo‘lishi mumkin. Bular **okklyuziya** va **sekklyuziya** frontlaridir.



70-rasm. Iliq (a) va sovuq (b) frontlar (vertikal qyesim).

Atmosferaning tropik kengliklardagi sirkulyasiyasi

Atmosfera o‘rtacha bosimining taqsimoti kartalarida ikkala yarimsharlarda subtropik kengliklarda yuqori bosimli mintaqalar doimo mavjud bo‘ladi. Ular alohida joylashgan yopiq o‘choqlarga - subtropik antisiklonlarga ajraladi. Umumqabul qilingan havoning sirkulyasion modeli bo‘yicha havo ekvatorial zonada balandliklarda tropiklar tomon harakatlanadi. Koriolis kuchi ta‘sirida havo oqimlari shimoliy yarimsharda o‘ng tomonga, janubiy yarimsharda – chap tomonga chetlanadi. 30° kengliklarda yuqorida havo harakati g‘arbiy yo‘nalishga ega. Subtropik kengliklarda havo massalarining

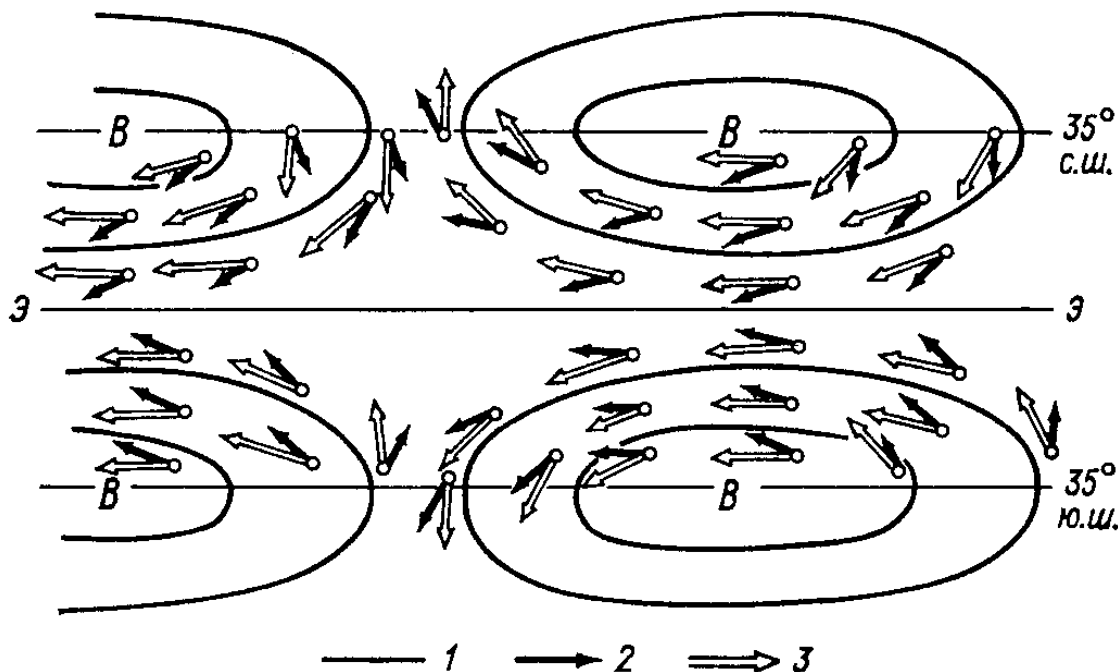
to'planishi kuzatiladi va Yer ustida yuqori bosimli mintaqalar yuzaga keladi. Antisiklonlar markazlarining joylashuvi mavsumga bog'liq ravishda o'zgaradi. Antisiklonal sirkulyasiyasiga mos antisiklonlarning markaziy qismlarida kuchsiz shamollar bilan ochiq yoki kambulutli ob-havo kuzatiladi. Bu kengliklarda, ayniqsa yoz oylarida yog'inlar kam kuzatiladi. Aynan bu kengliklarda ikkala yarimsharda sahrolar mintaqasi joylashgan: shimoliy yarimsharda – Sahroi Kabir, Arabiston sahrosi, Gobi, Janubiy Kaliforniyadagi O'lim vodiysi, Janubiy yarimsharda – Kalaxari, Katta Avstraliya sahrosi va boshqalar.

Subtropik antisiklonlarning ekvator tomondagi qismlarida turg'un sharqiy yo'nalishdagi shamollar – **passatlar** yuzaga keladi. Ishqalanish kuchlari ta'sir ko'rsatadigan Yer sirti yaqinida shamol izobaralardan past bosimlar tomoniga ma'lum burchakka og'adi (71-rasm). Bu shimoliy yarimsharda yer sirti yaqinida subtropik antisiklonning janubiy chetida sharqiy shamollar o'rniga shimoli-sharqiy yo'nalishdagi shamollar esishini bildiradi. Mos holda, janubiy yarimsharda subtropik antisiklonning shimoliy chetida yer sirti yaqinida – janubi-sharqiy shamollar yuzaga keladi. Shuning uchun ham passatlar shimoliy yarimsharda shimoli-sharqiy, janubiy yarimsharda janubi-sharqiy passatlar deb ataladi.

Shimoliy yarimsharda qishda passat zonasi ekvator dan 28° sh.k. gacha cho'ziladi. Yozda bu zona 18° sh.k. va 31° sh.k. oralig'ida joylashadi, ya'ni qishdan yozga passat sirkulyasiyasi egallangan maydon 2 barobarga kamayadi. Qishda passatning o'rtacha tezligi 4,2 m/sek.

Janubiy yarimsharda passat zonasining joylanishi turg'unroq bo'ladi, uning tuzulishi ham o'zgarmaydi. Janubiy yarimsharda janubi-sharqiy passatlarning o'rtacha tezligi yozda – 3,2 m/sek, qishda – 5,2 m/sek ga teng bo'ladi.

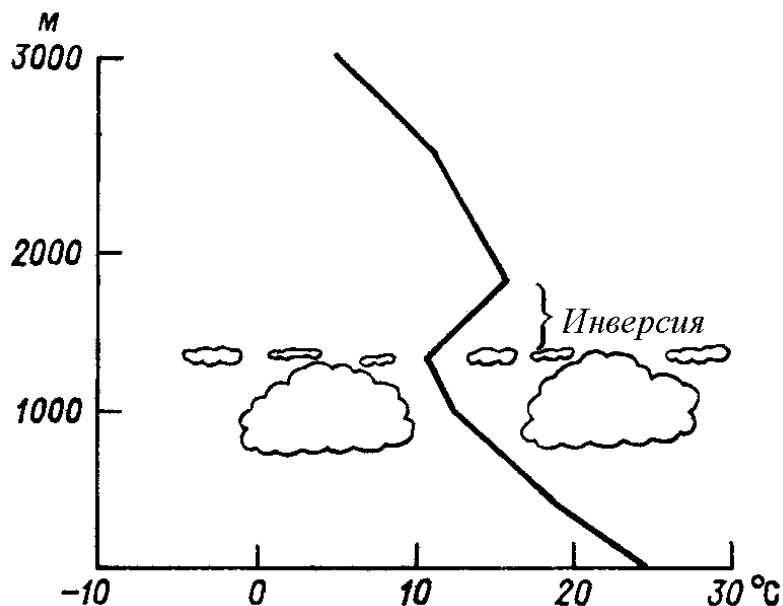
Havoning katta balandliklardan yirik masshtabli cho'kishi ta'sirida subtropik antisiklonlarda **passat inversiyasi** yuzaga keladi. Cho'kayotgan havo ma'lum balandlikda ekvator tomonga yo'nalgan dengiz havo oqimi bilan to'qnashadi.



71-rasm. Passatlar zonasidagi havo oqimlari sxemasi.

1 – subtropik antisiklonlar izobalari, 2 – yer sirti yaqinidagi shamollar, 3 – ishqalanish sathi ustidagi shamollar.

Shunday qilib, bu havo massalarining orasidagi ajratish sirti passat inversiyasining quyi chegarasi bo‘lib qoladi, inversiyaning o‘zi esa ko‘tarilgan inversiyasiga aylanadi. Nisbatan iliqroq dengiz sirtiga ko‘chgandan so‘ng, passat oqimining quyi qatlamlarida noturg‘un stratifikatsiya yuzaga keladi, shu sababli ko‘tariluvchi oqimlarning tezligi 2,5-4 m/sek ga teng bo‘lgan kuchli konveksiya rivojlanadi, to‘p-to‘p bulutlar hosil bo‘ladi (72-rasm).



72-rasm. Passatlar zonasida balandlik bo‘yicha haroratning tipik taqsimoti.

Lekin, quyi chegarasi dengiz sirtidan 1,0-1,2 km balandlikda joylashgan inversiya kuchli konveksiyaning rivojlanishiga yo‘l bermaydi va bulutlar vertikal bo‘yicha yaxshi rivojlanmaydi. Asosan, qatlamli to‘p-to‘p bulutlar (*Sc*) kuzatiladi. Bu bulutlardan yog‘inlar yog‘maydi yoki kuchsiz qisqa muddatli va mayda tomchili yomg‘irlar kuzatilishi mumkin.

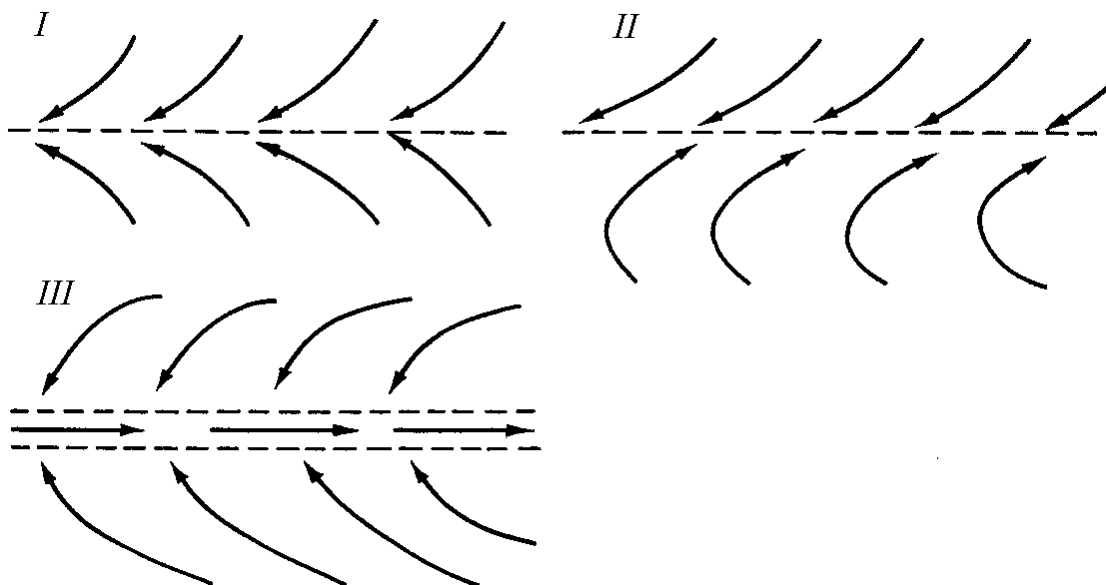
Ekvatorga yaqinlashgan sari passatlarning vertikal qalinligi ortadi, 20° sh.k. parallelida u 2-4 km ga yetadi. Ekvator yaqinida, ayniqsa janubiy yarimsharda, sharqiy shamollar butun troposferani va quyi stratosferani egallab oladi. Passatlar, butun troposferani egallamagan joylarda, ularning ustida g‘arbiy shamollar ustunlik qiladi (**antipassatlar**).

Ko‘tariluvchi havo harakatlarida havoning oqib ketishi hisobiga ekvatorial zonada past bosimli soha – *ekvatorial botiqlik* hosil bo‘ladi. Ekvatorial botiqlikdan shimol va janub tomon bosim ko‘tarilganligi uchun uning o‘qida ikkala yarimsharlarda havoning konvergentsiyasi (yaqinlashuvi) kuzatilishi kerak. Haqiqatda esa, ekvatorial botiqlik zonasining barcha joylarida konvergentsiya aniq ko‘rinmaydi. Bu botiqlikning oqimlar konvergentsiyasi yaqqol ko‘rinadigan qismlari **tropik ichi konvergentsiya zonasi** deb ataladi (73-rasm).

Havo oqimlarining yaqinlashuvi natijasida bu zonada konvektiv harakat keskin kuchayadi va u passat zonalaridagiga nisbatan katta balandliklargacha rivojlanadi. Bulutlar kuchli to‘p-to‘p va yomg‘irli to‘p-to‘p bulutlarga aylanadi, ulardan kuchli jala yog‘inlari yog‘adi. Tropik ichi konvergentsiya zonasi ayrim qismlarining joylanishi kundan kunga o‘zgaradi, ba’zida ancha kuchli o‘zgaradi.

Ko‘p hollarda tropik ichi konvergentsiya zonasi tor tropik frontga aylanadi, bu frontda ko‘rilayotgan yarimsharning passati boshqa yarimsharning passati bilan bevosita

almashadi. Bunday holatda tropik front ekvatorial botiqlik (depressiya) o‘qi bo‘ylab joylashgan bo‘ladi.



73-rasm. Tropik ichi konvergensiya zonasidagi havo oqimlarining asosiy tiplari.

I – ekvator yaqinidagi tropik front oldidagi yaqinlashuv,

II – ekvatoridan kattaroq uzoqlikdagi passat hududidagi yaqinlashuv (yozgi ekvatorial musson),

III – g‘arbiy shamollarning ekvatorial zonasi.

Havo oqimlarining yaqqol ifodalangan yaqinlashuvida harorat maydonida tropik frontlar yaxshi ifodalanmagan, chunki ikkala passatlardagi havo haroratlari bir biriga yaqin. Kattaroq farqlar namlik maydonida kuzatilishi mumkin.

Okeanlarning ba‘zi qismlarida (masalan, Hind okeanining sharqida va Tinch okeanining g‘arbida) tropik ichi konvergensiya zonasida passatlardan ikkita bir-biriga parallel tropik frontlar bilan ajralib turgan kuchli (5-10 m/sek) g‘arbiy shamollar esadi. Bu ekvatorial g‘arbiy shamollar yer sirtidan bir necha kilometr gacha cho‘zilgan atmosfera qatlamini egallaydi.

O‘tish mavsumlarida Hind okeani ustidagi eni bir necha kenglik graduslariga teng bo‘lgan g‘arbiy shamollarning ekvatorial zonasi ekvatorga nisbatan simmetrik joylashgan bo‘ladi.

Ko‘rilayotgan yarimsharning yozida g‘arbiy shamollarning ekvatorial zonasi kengayadi, yuqoriroq kengliklarni o‘z ichiga olib, u yerda kvazigeostrofik yozgi mussonni hosil qiladi. Bunda tropik frontlardan bittasi ekvator yaqinida qoladi, boshqasi esa musson bilan birga shimolga yoki janubga siljiydi.

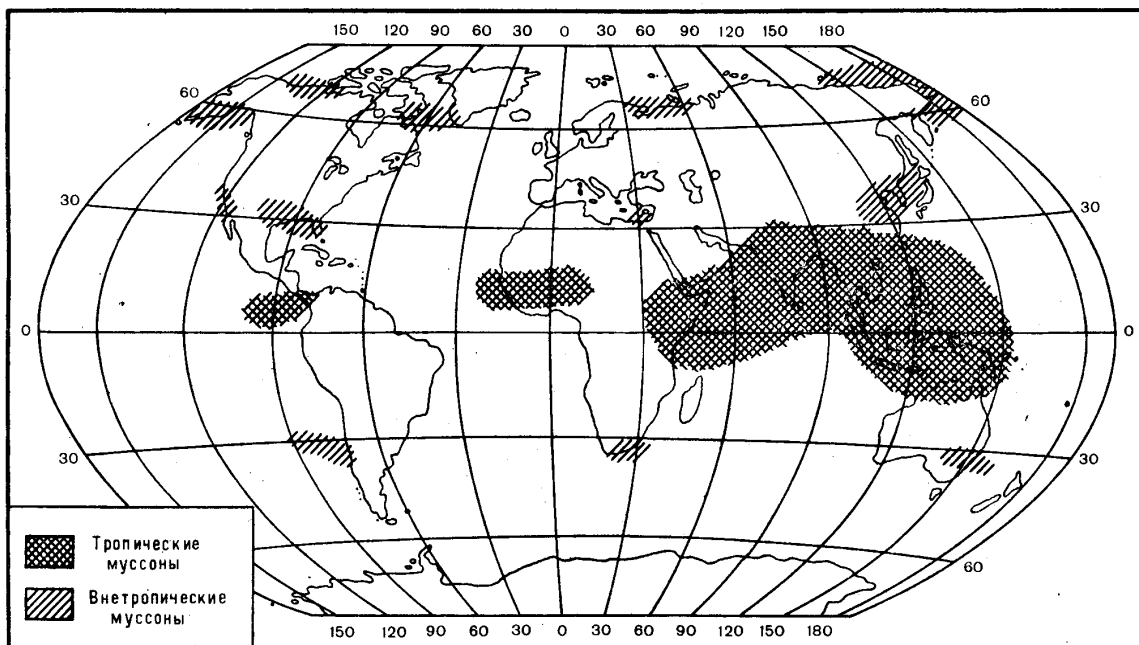
Mussonlar - qishki va yozgi mavsumlarda shamolning ustivor yo‘nalishi va yetarlicha turg‘un rejimi bilan xarakterlanuvchi shamollardir. Bir mavsumdan ikkinchi mavsumga o‘tishda shamolning ustivor yo‘nalishi qarama-qarshi yoki unga yaqin yo‘nalishga o‘zgaradi.

Mussonlarning hosil bo‘lish mexanizmi atmosfera umumiy sirkulyasiyasi elementlari – siklon va antisiklonlar bilan chambarchas bog‘liq. S.P.Xromov tuzgan kartada mussonli va “musson moyillik”ka ega bo‘lgan, ya’ni qishda va yozda qarama-qarshi yo‘nalishdagi shamollarning takrorlanuvchanligi 40% dan kam bo‘lmagan mintaqalar ko‘rsatilgan (74-rasm).

Shunga e‘tibor berish kerakki, musson mintaqalari bir necha kengliklar zonalariga birlashgan bo‘ladi. Bu zonalar Yevrosiyo qit‘asining chekka hududlarini shimoldan,

sharqdan va janubdan qamrab oladi. Ular Afrika va Amerika qit'alarining ayrim joylashgan hududlarida ham kuzatiladi.

Uchta musson zonalarini ajratish mumkin: 20° sh.k. va 20° j.k. orasidagi tropik zona; ikkala yarimsharlarda 30° va 40° kengliklar orasida joylashgan ikkita subtropik zonalar; o'rta kengliklar zonasi va qutbiy zona. Oxirgi ikkita zonalar faqat shimoliy yarimsharda mos ravishda 50°-60° va 70° sh.k larda kuzatiladi.



74-rasm. Yer shari bo'yicha musson sohalarining taqsimlanishi.

Musson mintaqalarining tuzilishi atmosfera ta'sir markazlarining intensivligi va joyining o'zgarishlari bilan bog'liq.

Tropik musson qishda Sibir antisikloni va ekvatorial botiqlikning, yozda – janubiy Hind antisikloni va Osiyo depressiyasi o'zaro ta'siri natijasida hosil bo'ladi. Subtropik musson yozda Osiyo depressiyasi va Tinch okean antisiklonining o'rkachi, qishda - Sibir antisikloni va Aleut depressiyasi botiqligining janubi-g'arbiy qismi ta'sirida shakllanadi.

Qishki va yozgi Osiyo mussonining ayrim xususiyatlarini ko'rib chiqamiz.

Qishki Osiyo mussoni Tibetni chetlab o'tib, Xitoy va Yaponiya orqali janub va janubi-g'arbga Sibir antisikloni mintaqalaridan sovuq quruq havoni olib keladi. Janubiy Xitoy dengizi ustida 15-20° shimoliy kengliklar orasida bu havo shimoli-sharqiy passatga yaqinlashib, u bilan Hindixitoy, Malayziya, Filippin orollari va xatto Avstraliyaning shimoliy qismigacha yetib boradi. Iliq Atlantika okeanining ustida u isiydi va namga boyiydi. Natijada Hindixitoy yarimoroli hududlariga bulutli, yog'in-sochinli ob-havo olib keladigan iliq dengiz massasi kirib keladi. Ekvator tomon harakatlangan sari qishki Osiyo mussonining havosi ekvatorial havo xususiyatlarini orttirib boradi.

Yozda ekvatorial botiqlik bilan qo'shilgan keng Osiyo depressiyasining va kuchayayotib, shimolga siljiyotgan janubiy yarimsharning okean antisiklonlarining o'zaro ta'siri natijasida suv sirtidan quruqlikka yo'nalgan havo oqimlari – yozgi musson yuzaga keladi. Bu mussonni faollashtirishda isigan qit'a va nisbatan salqin okean orasidagi haroratlar farqining ahamiyati katta. Yozgi mussonning subtropik va o'rta kengliklardagi qismlari Tinch okeani antisikloni mintaqasidan Xitoyning janubi-sharqiy qismiga, Koreya, Yaponiya va Primorega yo'nalgan nam havoning janubi-sharqiy oqimi ko'rinishda ifodalanadi.

Yozgi musson tropik qismining rivojlanishi ekvatorial botiqlikning Osiyo qit'asining janubiga siljishi bilan bog'liq. Dastlab janubi-g'arbiy musson oqimi Xitoyning janubiy qismini, keyin Hindixitoy, Birma va Hindistonni egallab oladi. Quruqlikka yetib kelgan yozgi Osiyo mussonining havosi nihoyatda nam bo'ladi va shu sababli Janubiy va Janubi-Sharqiy Osiyoda kuchli yog'inlar yog'adi. Shuni nazarda tutish kerakki, yog'inlar hosil bo'lishi uchun havoning katta namligi yetarli emas – atmosferada suv bug'ining kondensatsiyasi kuzatilishi uchun qulay sharoitlar bo'lishi kerak. Bu jarayon yuzaga kelishi uchun termik konveksiya va Janubiy Osiyodagi ko'p sonli tog' tizmalarining janubiy yonbag'irlari bo'ylab nam havo massalarining ko'tarilishida paydo bo'ladigan majburiy konveksiya yordam beradi.

Yozgi mussonlar davrida o'rta kengliklardagi jarayonlar bilan bog'liq bo'lgan yozgi Osiyo depressiyasi intensivligining tebranishlari va u bilan bog'liq mussonlarning kuchayishi va kuchsizlanishi kuzatiladi. Bu – bosim maydonining meridional o'zgarishlariga olib keladigan siklonal faoliyatdir.

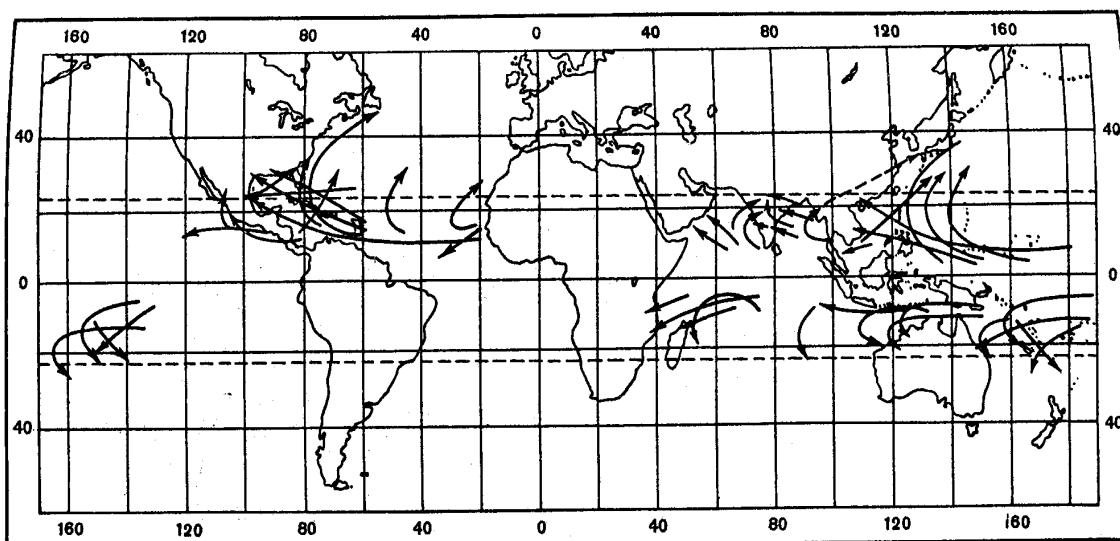
Ma'lum sharoitlarda tropik frontda past bosimli, siklonal sirkulyasiyaga ega bo'lgan atmosfera g'alayonlari – **tropik siklonlar** yuzaga keladi. Turli geografik hududlarda ular har xil ataladi: Janubi-Sharqiy Osiyoda – **tayfunlar**, Atlantika okeanida – **dovullar**, Hind okeanida – **siklonlar**.

Notropik siklonlarga nisbatan tropik siklonlar kichikroq, biroq, ulkan energiyaga ega bo'ladi. Ularning diametri bir necha yuz kilometrdan oshmaydi, lekin bosim va shamol tezligining gorizontal gradiyentlari yaxshi rivojlangan notropik siklonlardagilardan ancha katta bo'ladi. Tropik siklon markazida havo bosimi 885 gPa gacha pasayishi, shamol tezligi esa 70-90 m/sek, xatto 100 m/sek gacha yetishi mumkin.

Tropik siklonlar ikkala yarimsharlarning 10°-20° kengliklar zonasida suvning harorati 28°S gacha yetadigan okeanlarning iliq qismlari ustida yuzaga keladi (75-rasm).

Shimoliy yarimsharda tropik siklonlar Sariq dengiz, Filippin orollari va Tinch okeanning 170° sharqiy uzunlikkacha cho'zilgan qismida eng ko'p hosil bo'ladi. Bu siklonlar g'arbiy yo'nalishda harakatlanib, Osiyo qirg'oqlariga yetib keladi va qit'aga o'tib, tez to'lishadi yoki Tinch okeani antisiklonining g'arbiy chekkasidagi meridional oqim ta'sirida shimoli-sharqqa chetlanib Yapon orollariga siljiydi.

Atlantika okeanida – Karib dengizi, Kichik Antil orollari va Meksika ko'rfazi hududlarida yuzaga keladigan tropik siklonlar odatda Shimoliy Amerika qit'asining janubiga chiqadi yoki shimolga burilib, asta-sekin to'lishadi.



75-rasm. Tropik siklonlarning trayektoriyalari.

Meteorologik yo‘ldoshlarning ma’lumotlariga qaraganda tropik siklonlar yetarlicha tez-tez, bir yilda o‘rtacha 120 ta siklonlar hosil bo‘ladi. Shimoliy yarimsharda tropik siklonlarning takrorlanuvchanligi janubiy yarimshardagidan uch barobar ko‘p.

Aksariyat hududlarda tropik siklonlar ko‘pincha suv sirtining harorati eng baland bo‘lganida, yoz oxirida va kuzda yuzaga keladi. Kuzda ular yozdagiga qaraganda tahminan ikki barobar ko‘proq hosil bo‘ladi.

Tropik siklonlarning mavjud bo‘lishi davomiyligi o‘rtacha 6 sutkagacha yetadi. Bu vaqt siklonning paydo bo‘lishidan to uning quruqlikka chiqib o‘rta kengliklarga o‘tishigacha bo‘lgan vaqt hisoblanadi.

Tropik siklonning evolyusiyasi to‘rtta bosqichga bo‘linadi:

1. **Shakllanish bosqichi.** Bu bosqichda sinoptik masshtabga (xarakterli o‘lcham 3000 km yaqin, egallagan maydoni 3·10⁵ km²) ega bo‘lgan sharqiy oqimda to‘lqinli g‘alayonlar yuzaga keladi. Ularning chuqurlashuvi bir necha sutka davom etadi, ba’zi hollarda jarayon nihoyatda tez o‘tishi mumkin.

2. **Yosh siklon bosqichi.** Tropik siklonning rivojlanishi ikkita yo‘nalish bo‘yicha davom etishi mumkin. U chuqur bo‘lmagan depressiya ko‘rinishda katta masofaga harakatlanib to‘lishadi yoki faollashadi. Bunda uning markazida havo bosimi keskin, 1000 gPa va undan pastroqgacha kamayadi, markaz atrofida esa radiusi 30-50 km ga teng bo‘lgan dovul kuchiga yetadigan shamollarning aylanmasi hosil bo‘ladi.

3. **Maksimal rivojlanish bosqichi.** Siklon markazida bosimning pasayishi va shamolning kuchayishi to‘xtaydi, tropik siklonning diametri bir necha yuz kilometrgacha kattalashadi. Bu bosqich bir necha sutka davom etishi mumkin.

4. **So‘nish bosqichi.** Tropik siklon quruqlikka yoki sovuq okean oqimi ustiga chiqqanida so‘nish bosqichi boshlanadi. Shimoliy yarimsharda ayrim hollarda sharq yoki shimoli-sharqqa harakatlanib tropik siklon o‘rta kengliklar frontida regeneratsiya bo‘lib, intensiv notropik siklonga aylanadi.

Tropik siklonning bulutlilikgi uzluksiz ulkan momalqaldirroqli bulut bo‘lib, undan kuchli jala yog‘inlari yog‘adi, chaqmoq hodisalarining intensivligi nihoyatda katta bo‘ladi. Tropik siklonning markazida diametri bir necha o‘n kilometrli bulutsiz va kuchsiz shamollarga ega bo‘lgan zona – «**dovul ko‘zi**» mavjud bo‘ladi.

Tropik siklon dengizda kuchli to‘lqinlanishlarni yuzaga keltiradi. Yassi qirg‘oqlar 10-15 m gacha yetadigan ulkan to‘lqinlar ostida qolib, ularni suv bosadi. Hindistonda bunday hodisa katta talofat va odam qurbonlariga olib kelgan (1976 y. 1 yanvarda 250 ming kishi qurbon bo‘lgan).

Tropik siklonlar o‘tishi bilan bog‘liq bo‘lgan dovul shamollari va suv toshqinlari ko‘plab shahar va qishloqlarning vayron bo‘lishiga olib keladi.

Atmosferaning notropik kengliklardagi sirkulyasiyasi

1. **Siklonik faoliyat** notropik kengliklardagi atmosfera sirkulyasiyasining asosiy xususiyati hisoblanadi. Siklonik faoliyat deganda, atmosferada yirik masshtabli past va yuqori bosimli atmosferada g‘alayonlari – siklon va antisiklonlarning doimiy ravishda shakllanishi, rivojlanishi va harakatlanishi tushuniladi.

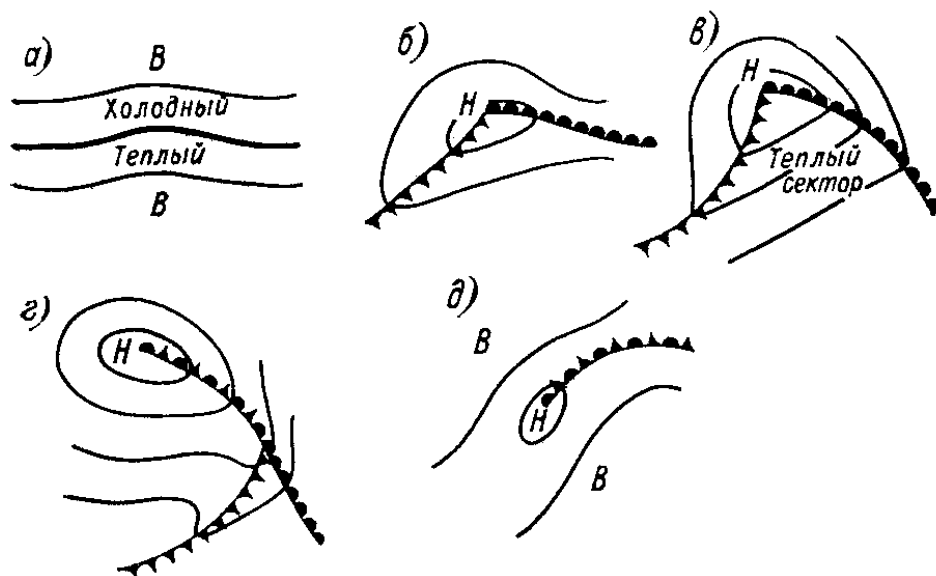
Notropik siklon evolyusiyasining asosiy bosqichlarini ko‘rib chiqamiz.

1. **To‘lqin bosqichi.** Siklon hosil bo‘lishini bosh frontda uzunligi 1000 km va undan katta bo‘lgan ulkan **to‘lqinlarning** hosil bo‘lishi deb qarash mumkin. Bunday to‘lqinlarning hosil bo‘lishida frontda harorat va shamolning uzilishlari bilan birga Yer aylanishining havo oqimlarini chetlantiruvchi ta’siri ham ma’lum o‘rin egallaydi. Frontning ikkala tomonidagi havo zarralari harakati front bo‘ylab to‘lqin ko‘rinishida

tarqaluvchi tebranma harakatga aylanadi. Bir necha ming kilometr ga cho‘zilgan asosiy frontda ko‘pincha front bo‘ylab g‘arbdan sharqqa harakatlanuvchi bir nychta to‘lqinlar hosil bo‘ladi. Bunda front sirti ham, yer sirtidagi front chizig‘i ham to‘lqinimon deformatsiyaga uchraydi. To‘lqinning qavariqliklarida front quyi kengliklarga, frontal to‘lqinning botiqliklarida esa yuqori kengliklarga siljiydi. Havo oqimlari front bo‘ylab zonalligini yo‘qotadi – sovuq va iliq havo tillari hosil bo‘ladi (76a-rasm).

2. **Yosh siklon bosqichi.** Frontal to‘lqinlarning botiqliklarida siklonal harakat rivojlanadi va bosim pasayadi – siklon shakllanadi. Har bir siklonning markazi frontda joylashadi, front chizig‘i esa siklonlarning ichki qismidan o‘tadi (76b-rasm). Siklonning old qismida front yuqori kengliklar tomonga harakatlanadi va iliq front xarakteriga ega bo‘ladi. Siklonning ortida front quyi kengliklar tomonga harakatlanadi va u sovuq front hisoblanadi. Ikkala front ham yagona bosh frontning qismlari hisoblanadi. Har bir frontga o‘zining bulut va yog‘inlar sistemasi mos keladi.

Havo oqimlarining siklondagi yig‘ilishi oqibatida frontlar kuchayadi. Siklondagi iliq va sovuq frontlar orasida joylashgan iliq havo tili **siklonning iliq sektori** deb ataladi. Bu sektorga yer sirti yaqinidagi eng yuqori haroratlar xos. Bu bosqichdagi siklon (76v-rasm) **yosh siklon** deb ataladi. Vaqt o‘tishi bilan u chuqurlashadi, ya‘ni uning markazida bosim pasayadi. Bunda siklon odatda sharqiy yo‘nalishda harakatlanadi.



76-rasm. Frontal siklonning rivojlanish sxemasi.

a, b – boshlang‘ich bosqichlar, *v* – yosh siklon, *d* – okklyuziyalangan siklon.

Siklon markazidagi bosim dengiz sathida 1000-900 gPa, ayrim hollarda – 960-950 gPa, kamdan-kam hollarda esa – 940-930 gPa gacha pasayishi mumkin. Siklonning chuqurlashishi bilan birga u egallagan maydon kattalashadi, bosim gradiyenti va shamol tezligi ortadi. Shamolning maksimal tezligi 30-40 m/s va hatto 60 m/s ga yetadi. Siklonlar yagona sistema sifatida o‘rta troposferadagi **yetakchi oqim** deb ataluvchi havoning umumiy ko‘chishi yo‘nalishida harakatlanadi. Siklonlar g‘arbdan sharqqa yuqori kengliklarga yo‘nalgan tashkil etuvchi bo‘ylab harakatlanadi.

Siklonning harakatlanish tezligi yetakchi oqim tezligidan 25-35% ga kichik. Uning tezligi 30-40 km/soat ga teng ayrim hollarda esa 80 km/soat ga yetishi mumkin.

3. **To‘lishish bosqichi.** Siklon sohasidagi sovuq front sekinroq harakatlanuvchi iliq frontga yetib ola boshlaydi va u bilan qo‘shilib ketadi. Siklonning okklyuziyasi yuz

beradi. **Okklyuziyalangan siklonda** (76g,d-rasm) yer sirti yaqinida iliq sektor bo'lmaydi. Sovuq havo iliq havoni troposferaning yuqori qismiga siqib chiqaradi. Iliq havo nurlanish yo'li bilan soviydi, siklon esa sovuq va baland siklonga aylanadi. Uning harakat tezligi kamayadi, markazdagi bosim ortadi – sikloning so'nishi yuz beradi.

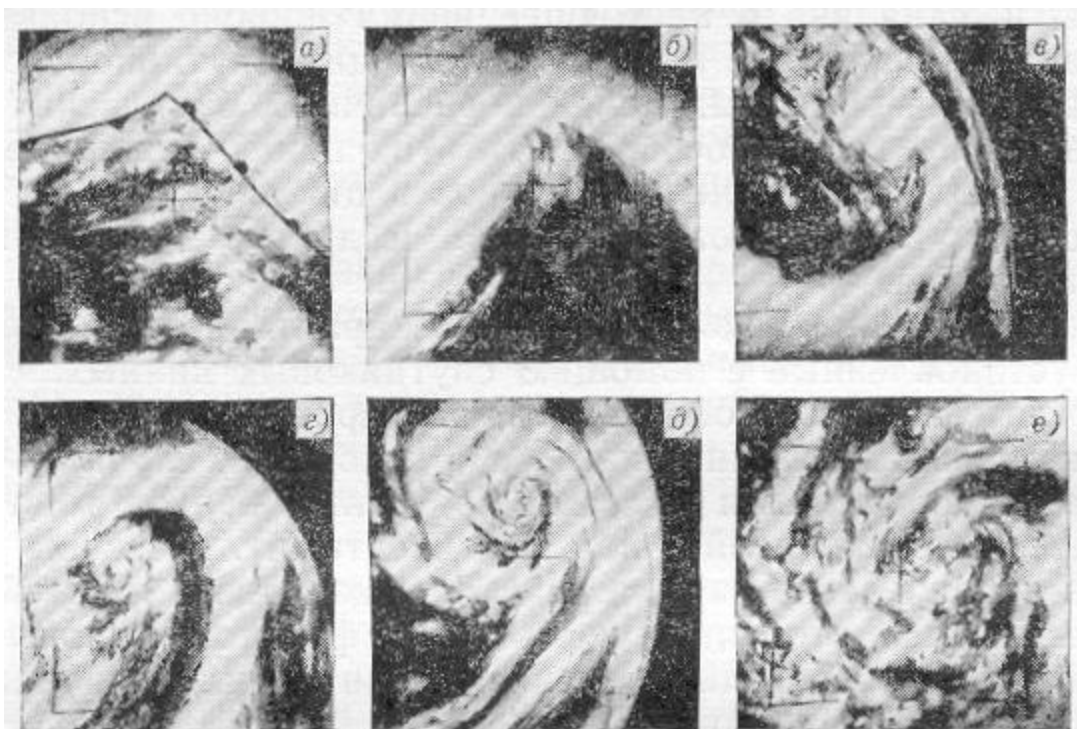
4. **Markaziy siklon.** Aksariyat siklonlar o'rta kengliklar frontida rivojlanadi. Bunda ko'pincha bitta emas, balki front bo'ylab ketma-ket harakatlanuvchi siklonlar seriyasi hosil bo'ladi.

Siklon harakatlanish tezligining okklyuziyalangandan keyin kamayishi oqibatida siklonlar bir-biriga yetib oladi va oxir-oqibat yagona yirik baland va kam harakatlanuvchi depressiya – markaziy siklonga birlashadilar. Siklonlar yuqori kengliklar tomon yo'nalgan tashkil etuvchi bo'ylab harakatlangani uchun markaziy siklon yetarlicha yuqori subqutbiy yoki unga yaqin kengliklarda hosil bo'ladi. Siklonlar seriyasining yashash vaqti odatda bir hafta atrofida, biroq markaziy siklon ancha ko'proq vaqt yashashi ham mumkin.

Siklondagi bulutlar evolyusiyasi yo'ldoshdan olingan suratlarda yaxshi kuzatiladi. Siklon rivojlanishining har bir bosqichiga xos bo'lgan xususiyatlar quyidagilardan iborat:

- to'liq bosqichi uchun (77a-rasm);
 - to'liq o'rkachi sohasida frontal bulut polosasi o'lchamlarining ortishi;
 - xarakteristikalari bo'yicha farqlanuvchi bir-biriga yondosh ikki bulut massivlari orasidagi chegaraning to'liqsimon egilishi;
 - to'liq o'rkachida bulutlarning qalinlashishi;
- yosh siklon bosqichi uchun (77b-rasm);
 - yaxlit bulutlar massivining yanada ortishi;
 - havoning uyurmaviy harakatlari oqibatida salmoqli yoki yaxlit bulutlilikning siklonning orqa qismiga tarqalishi;
 - siklon markaziy qismida bulutlilikning yanada ortishi;
- eng kuchli rivojlanish va okklyuziyaning boshlanishi bosqichidagi siklon uchun (77v-rasm);
 - havo oqimlariga jalb etiluvchi bulutlilik maydoni ulkan spiral ko'rinishiga keladi va siklon markaziga siljiydi;
 - okean ustida sovuq havo massasidagi vertikal rivojlangan bulutlar ayrim hollarda yacheykalar yoki qatorlar hosil qiladi;
 - okklyuziya boshlangandan so'ng 1-2 sutka davomida siklon intensivligi aksariyat hollarda saqlanadi, sovuq havo bulut uyurmasi markazini aylanib o'tishda davom etadi, bulut taqsimotining spiralsimon xarakteri tobora yaqqol ko'rinish kasb etadi (45g-rasm);
- to'lishishning boshlang'ich bosqichidagi okklyuziyalangan siklon uchun (77d-rasm);
 - siklonning markaziy qismida yirik va bir jinsli bulut massivlari o'rniga o'lchamlari kichikroq bulut polosalari shakllanadi;
 - frontal bulutlar siklonning chekkasiga siljiydi;
 - bulutlarning spiralsimon tuzilishi saqlanadi;
- to'lishishning oxirgi bosqichidagi okklyuziyalangan siklon uchun (77ye-rasm):
 - siklonning markaziy qismidagi yaxlit bulut maydoni alohida bulutlarga bo'linadi;
 - frontal bulutlar polosasining o'lchamlari kichrayadi va siklonning uzoq chekkasiga siljiydi;
 - bulut maydonining spiralsimon tuzilishi asta-sekin yemiriladi.

Siklondagi ulkan kinetik energiyaning asosiy manbai suv bug'ining kondensatsiyasida ajralib chiqadigan energiya hisoblanadi.



77-rasm. Notropik siklon rivojlanishining turli bosqichlaridagi bulut maydonlarining yo'ldoshdan olingan fototelevizion suratlari.

a – to'liq bosqichi, b – yosh siklon, v – eng kuchli rivojlanish bosqichi, g – okklyuziyalangan siklon (okklyuziya boshlangandan 1-2 sutka keyin), d, ye – to'lishishning boshlang'ich va oxirgi bosqichlaridagi okklyuziyalangan siklon.

Siklonning harakatlanishida ob-havo qanday o'zgarishini qarab chiqamiz. Siklon o'tganida shamol kuchayadi va yo'nalishi o'zgaradi. Siklonning old (sharqiy) qismida janubiy tashkil etuvchiga ega bo'lgan shamol, orqa (g'arbiy) qismida esa shimoliy tashkil etuvchiga ega bo'lgan shamollar kuzatiladi. Havo harorati shu shamollarga bog'liq. Eng yuqori harorat siklonning iliq sektorida, eng past harorat siklonning orqa qismida – sovuq atmosfera fronti ortida kuzatiladi.

Siklon sohalari katta bulutlilik va yog'inlar bilan xarakterlanadi. Siklonning old qismida havoning yuqoriga yo'nalgan harakati, iliq yoki okklyuziya frontlarining bulutlaridan yog'uvchi burkama yog'inlar kuzatiladi. Siklonning orqa qismida sovuq frontga, aniqrog'i, asosan siklonning orqa qismiga keluvchi sovuq havo massalariga xos bo'lgan yomg'irli to'p-to'p bulutlardan yog'uvchi jala yog'inlari kuzatiladi. Siklonning iliq havo massasi joylashgan janubiy qismida ayrim hollarda shivalama yog'inlar kuzatiladi.

Siklonning yaqinlashayotganini ko'pincha bosimning pasayishi va gorizontning g'arbiy tomonida paydo bo'luvchi dastlabki bulutlardan bilish mumkin. Bular parallel polosalar ko'rinishida harakatlanuvchi frontal patsimon bulutlardir. Bu bulut polosalari gorizontdan tarqalayotgandek tuyuladi. Ulardan keyin patsimon qatlamli bulutlar, so'ngra zichroq bo'lgan yuqori to'p-to'p bulutlar, va nihoyat, yomg'irli qatlamli bulutlar bilan birga uziq yomg'irli bulutlar keladi. Siklonning orqa qismida bosim ortadi, to'p-to'p va yomg'irli to'p-to'p bulutlar ko'pincha ochiq havo bilan almashadi.

2. Siklonlar oraliqlarida, frontal to'liqlar qavariqliklarida **harakatchan antisiklonlar** hosil bo'ladi va rivojlanadi.

Antisiklonning o'ldamlari va harakat tezligi siklonlar bilan deyarli bir xil, biroq rivojlanishning so'nggi bosqichida ular siklonlarga nisbatan ko'proq hollarda kamharakatli antisiklonga aylanadi va ko'p kunlar davomida shu ko'rinishda saqlanib qoladi. Ularning harakat yo'nalishi ham yetakchi oqim yo'nalishi bilan belgilanadi. Biroq, siklonlardan farqli antisiklonlar harakatida quyi kengliklarga yo'nalgan tashkil etuvchi ustunlik qiladi. Shu sababli iqlim kartalarida aks etuvchi antisiklonlarning subtropik va tropik kengliklardagi yig'ilishi yuz beradi (subtropik yuqori bosim hududlari). Shuningdek, qishda ham o'rta kengliklarda sovigan qit'ada, ayniqsa Osiyoda, antisiklonlarning rivojlanishi, yig'ilishi va kuchayishi yuz beradi.

Antisiklonlarda frontlar bo'lmaydi va havoning umumiy pastga, ishqalanish qatlamida esa markazdan chekkaga harakati mavjud bo'ladi. Antisiklonning rivojlanishida havoning ulkan qatlamlari unda asta-sekin "cho'kadi". Bu havoning dinamik isishi va harorat inversiyalarining hosil bo'lishiga olib keladi. Shu sababli havo to'yinish holatidan uzoqlashadi va antisiklonda kam bulutli quruq ob-havo shakllanadi. Sutkaning va yilning sovuq vaqtlaridagina quyi qatlamlarda yer sirti bilan o'zaro ta'sirda sovlsh bilan bog'liq bo'lgan tuman va past qatlamli bulutlar shakllanishi mumkin. Shuningdek, yuqoriroq qatlamlarda, inversiyalar ostida to'lqinsimon bulutlar shakllanishi ham mumkin. Biroq, burkama yog'inlar byeruvchi frontal kelib chiqishga ega bo'lgan bulutlar sistemalari antisiklonlarda bo'lmaydi.

Antisiklonning ichki qismlarida bosim gradiyentlari va shamollar kuchsiz, yer sirti yaqinida ko'pincha shtillar kuzatiladi. Biroq, antisiklon chekkasida shamol yetarlicha kuchli bo'lishi mumkin.

Mahalliy sirkulyasiyalar

1. To'shalgan sirtning xususiyatlari ta'sirida hosil bo'luvchi katta bo'lmagan gorizontall masshtabga ega bo'lgan havo oqimlari **mahalliy sirkulyasiyalar** yoki **mahalliy shamollar** deb ataladi.

Yer sirtining atmosferaga ikki turdagi ta'siri mavjud: termik va mexanik. Yer sirtining yondosh qismlaridagi issiqlik, radiasion va boshqa xossalarning farqi harorat gorizontall farqining hosil bo'lishiga olib kyeladi. O'z navbatida bu farqlanish shamolning hosil bo'lishiga olib keluvchi bosimning gorizontall gradiyentini paydo qiladi. Bunday shamollarga brizlar, tog'-vodiy va muzliklar shamollari kiradi. Yirikroq masshtabdagi havo oqimining tezligi qanchalik kichik bo'lsa, mahalliy shamollar shunchalik yaxshi ifodalangan bo'ladi.

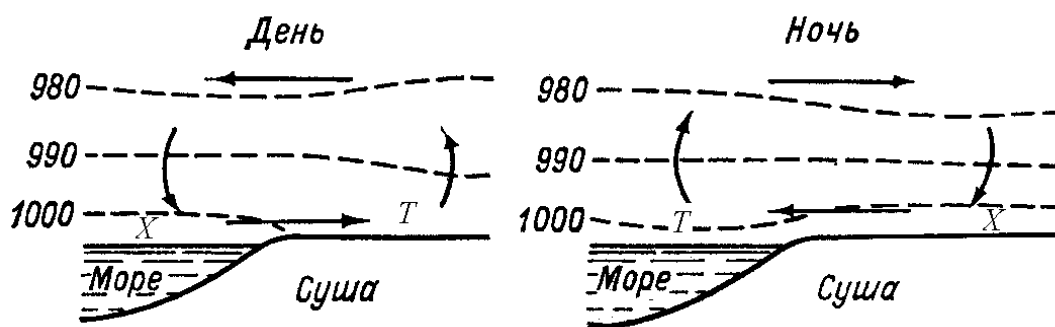
Mahalliy to'siqlar (tog'lar, balandliklar, o'rmonlar) tomonidan ko'rsatiladigan mexanik ta'sir ostida havo oqimi o'zgarishlarga uchraydi. Vodiylar, tog' daralarida oqim tezligi ularning ko'ndalang kyesimiga bog'liq ravishda o'zgaradi. Shamolga qaragan yonbag'irlarda havoning yuqoriga yo'nalgan harakati, shamolga teskari yonbag'irlarda pastga yo'nalgan harakati kuzatiladi. Bunday shamollarga fyonlar, bora, pastlama oqim shamollari va tog'lar orasidagi o'tish joylari shamollari kiradi.

Ayrim hududlardagi tabiatan umumiy sirkulyasiya oqimlari hisoblangan kuchli va o'ziga xos xususiyatlarga ega bo'lgan shamollar ham mahalliy shamollarga kiradi. Ularning namoyon bo'lish intensivligi va qaralayotgan geografik hududga xosligi umumiy sirkulyasiya mexanizmining o'zi va sinoptik jarayonlar geografik taqsimotining oqibati hisoblanadi. Bunday shamollarga O'rta Yer dengizidagi **Sirokko**, O'rta Osiyoning janubi-sharqidagi **Afg'on shamoli**, Farg'ona vodiysidagi **Qo'qon shamoli** va Yer sharining turli joylaridagi ko'p sonli boshqa shamollar kiradi.

Sanab o'tilgan guruhlarga kiruvchi asosiy mahalliy shamollarni ko'rib chiqamiz.

2. Termik kelib chiqishga ega bo'lgan mahalliy shamollar yaxshi ifodalangan sutkalik davriylikka ega.

2.1. **Brizlar** – bu quruqlik sirti haroratining sutkalik o'zgarishlari bilan bog'liq bo'lgan dengiz va katta ko'llarning sohil chizig'idagi shamollardir. Kunduzi quruqlik sirti isiydi va uning harorati dengiz sirti haroratiga nisbatan yuqoriroq bo'ladi. Shuning uchun quruqlik ustida izobarik sirtlar dengizga nisbatan balandroqqa ko'tariladi (78-rasm). Ma'lum balandlikda dengiz tomonga yo'nalgan bosim gorizontal gradiyenti hosil bo'ladi va havoning dengiz tomonga harakati boshlanadi. Balandlikda havoning bunday oqishi yer sirti yaqinida quruqlik ustida bosimning pasayishi va dengiz ustida uning ko'tarilishiga olib keladi. Natijada quyi izobarik sirtlar yuqoridagiga qarama-qarshi og'adi – quyi qatlamda dengizdan quruqlikka yo'nalgan bosim gradiyenti va unga mos havo oqimi hosil bo'ladi. Quyi qatlamdagi havoning bu oqimi kunduzgi **dengiz** brizidir.



78-rasm. Brizlar sxemasi.

Buning aksi bo'lgan sharoitlar tunda, quruqlik sovigan va dengizga nisbatan sovuqroq bo'lganda kuzatiladi. Bu holda quyi qatlamda havoning sohildan dengizga harakati – tungi **sohil** brizi, uning ustida esa qarama-qarshi oqim hosil bo'ladi. Kechki paytda dengiz brizining sohil briziga, ertalab esa aksincha almashish yuz beradi.

Brizlar ob-havo ochiq va havoning umumiy oqimi kuchsiz bo'lganda yaqqol ifodalanadi. Bunday sharoitlar kamgradiyentli barik maydonlarda, masalan, antisiklonlarning ichki qismida yuzaga keladi. Havoning umumiy oqimi brizlarning shakllanishini sezilarli buzishi mumkin. Brizlarda shamol tezligi 3-5 m/s ni, tropiklarda kattaroq qiymatlarni tashkil etadi.

Eng yaqqol ifodalangan briz sirkulyasiyasi subtropik antisiklonlarda, masalan, sutka davomida quruqlik ustida keskin harorat o'zgarishlari yuz beradigan, umumiy bosim gradiyentlari kam bo'lgan cho'l sohillarida kuzatiladi. To'la shakllangan brizlar yilning iliq oylarida (apreldan sentyabrgacha) Qora, Azov, Kaspiy kabi o'rta kengliklar dengizlarida kuzatiladi.

Brizlar bir necha yuz metr, ba'zida 1-2 km gacha bo'lgan qatlamni egallaydi. Kunduzgi briz tungi brizga nisbatan qalinroq bo'lgan qatlamda kuzatiladi. Tropiklarda brizlarning quvvati yuqori kenglikdagilarga nisbatan kattaroq. Brizlar sohil chizig'idan quruqlik yoki dengiz ichkarisiga o'nlab kilometrlargacha tarqaladi.

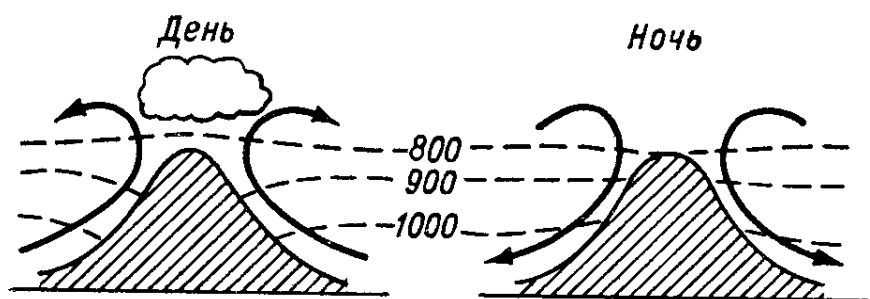
Dengiz brizi sovuq front bilan umumiylikka ega. Kunduzgi briz quruqlikdagi haroratni birmuncha pasaytiradi va nisbiy namlikni orttiradi. Bunday holat tropiklarda ayniqsa keskin yuz beradi. Madrasda (Hindiston) dengiz brizi sohildagi havo haroratini 2-3°S ga pasaytiradi, namlikni esa 10-20% ga orttiradi. G'arbiy Afrikada dengiz brizi qizigan qit'a havosining o'rniga kelib, haroratni 10°S va undan ko'proqqa pasaytirishi va nisbiy namlikni 40% va undan ko'proqqa orttirishi mumkin.

San-Fransisko ko'rfazida katta doimiylik bilan esuvchi dengiz brizi juda kuchli iqlimiy ta'sirga ega. Dengiz brizi quruqlikka sovuq Kaliforniya dengiz oqimi hududidan kelganligi uchun San-Fransiskodagi yoz oylarining o'rtacha harorati kenglik bo'yicha 4° janubda joylashgan Los-Anjelesdagi haroratga nisbatan $5-7^{\circ}$ ga pastroq, qishki haroratlar esa $2-3^{\circ}\text{S}$ ga pastroq bo'ladi.

Brizlar barcha ko'llar (Ladoga, Issiq-Ko'l, Baykal, Balxash, Sevan va boshqalar) va suv omborlari (Chorvoq, Chordara, Tuyamo'yin va boshqalar) sohillarida kuzatiladi.

2.2. **Tog'-vodiy shamollari** – bu tog' yonbag'irlari va shu balandlikda vodiy ustidagi atmosfera havosi o'rtasidagi harorat gorizontalar farqining ta'sirida hosil bo'luvchi shamollardir.

Kunduzi quyoshga qaragan tog' yonbag'irlari shu balandlikda vodiy ustidagi atmosfera havosiga nisbatan yuqoriroq haroratga ega bo'ladi, ya'ni tog' yonbag'ridan vodiyga yo'nalgan haroratning gorizontalar gradiyenti hosil bo'ladi. Bu gradiyentning ta'sirida havoning yopiq harakati yuzaga keladi. Quyi qatlamda shamol tog' yonbag'ri bo'ylab vodiydan toqqa, yuqori qatlamda tog' yonbag'ridan vodiyga yo'naladi. (79-rasm). Tunda tog' yonbag'irlari shu balandlikda vodiy ustidagi atmosfera havosiga nisbatan tezroq soviydi. Natijada havoning kunduzgi yo'nalishiga qarama-qarshi harakat paydo bo'ladi.



79-rasm. Tog'-vodiy shamollari sxemasi.

Yonbag'irlar shamollariga butun vodiy va unga tutash tekislik o'rtasidagi yirikroq masshtabdagi havo harakati qo'shiladi. Isigan tog' yonbag'irlari ta'sirida, kunduzi vodiydagi havo harorati shu balandlikda tekislik ustidagi havo haroratidan yuqoriroq bo'ladi. Shuning uchun dengiz brizi holida sohil ustida bo'lgani kabi vodiyda tog'ning cho'qqisigacha bo'lgan balandlikkacha bosim tekislikdagiga nisbatan past, undan yuqori balandliklarda esa yuqori bo'ladi. Bu holat 79-rasmdagi izobarik sirtlarning og'ishidan ko'rinib turibdi. Natijada kunduzi cho'qqidan pastdagi sathda tyekislikdan vodiyga yo'nalgan havo oqimi – **vodiy shamoli** shakllanadi, yuqorida esa aksincha jarayon sodir bo'ladi. Tunda vodiydagi havo tekislikdagiga nisbatan sovuqroq va vodiy ichida yuqoriroq bosim hosil bo'ladi. Havoning vodiy bo'ylab pastga, tekislikka ko'chishi – **tog' shamolini** yuzaga keltiruvchi bosim gradiyentlari hosil bo'ladi. Uning ustida toqqa yo'nalgan qarama-qarshi ko'chish shakllanadi.

Tog'-vodiy shamollari Alp, Kavkaz, Pomir, Tyan-Shan va boshqa tog'li o'lkalarning ko'plab vodiy va chuqurliklarida asosan yilning iliq yarmida yaxshi ifodalangan. Ularning vertikal qalinligi sezilarli bo'lib, kilometrlarda o'lchanadi, shamollar vodiyning tog' cho'qqilarigacha butun ko'ndalang kesimini egallaydi. Odatda bu shamollar kuchli emas, biroq, ayrim hollarda ularning tezligi 10 m/s va undan katta bo'lishi mumkin.

2.3. **Muzliklar shamollari** – bu tog'larda muzliklardan pastga tomon esadigan shamollardir. Tog' yonbag'irlari muzlik bilan qoplangan bu holda haroratning gorizontalar

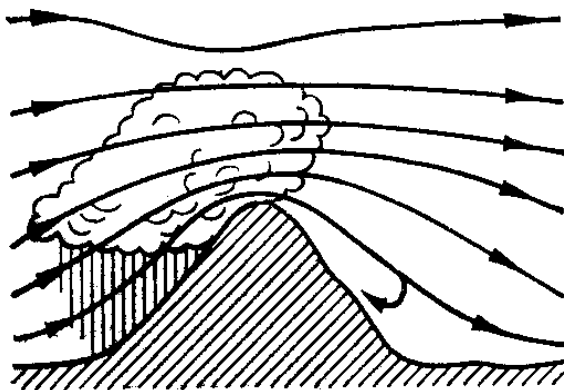
gradiyenti tunu-kun vodiyan muzlikka tomon yoʻnalgan. Shuning uchun muzlik shamoli quyi qatlamda doim muzlikdan vodiya, yuqori qatlamda esa vodiyan muzlikka esadi. Shu bilan birga havoning muzlik ustida pastga, vodiya ustida esa yuqoriga yoʻnalgan harakati kuzatiladi. Shamol tezligi tunda ortadi, kunduzi kamayadi. U 3-7 m/s ga yetishi mumkin. Muzlik shamolining vertikal qalinligi bir necha oʻn metr, ayrim hollarda esa bir necha yuz metrni tashkil etadi.

3. Mexanik kelib chiqishga ega boʻlgan mahalliy shamollarning hosil boʻlish mexanizmini koʻrib chiqamiz.

3.1. **Fyon** – iliq, quruq, birdan kuchayuvchi shamol boʻlib, togʻdan vodiylarga esadi. Fyon togʻ hududlarida yetarlicha koʻp tarqalgan hodisa hisoblanadi. Fyon hosil boʻlishining asosiy sabablarini koʻrib chiqamiz.

Havo oqimining togʻni oshib oʻtish jarayoni fyon shakllanishining klassik varianti hisoblanadi (80-rasm). Togʻning shamolga qaragan yonbagʻri boʻylab majburiy koʻtarilishda havo avval quruq adiabatik, soʻngra (kondensatsiya sathidan yuqorida) psevdoadiabatik soviydi. Togʻning bu yonbagʻrida shakllangan bulutdan yogʻinlar yogʻishi mumkin. Soʻngra togʻning shamolga teskari yonbagʻri boʻylab havoning tushishi quruq adiabatik qonuniyat bilan sodir boʻladi. Negaki, pastga harakatlanayotgan havoning isishi oqibatida u toʻyinish holatidan uzoqlashadi. Natijada togʻning shamolga teskari yonbagʻrining etagiga shamolga qaragan yonbagʻirdagiga nisbatan iliqroq va quruqroq havo keladi. Togʻning shamolga teskari yonbagʻridagi mana shu iliq va quruq havo oqimi fyon deb ataladi. Quyidagicha hisob-kitobni amalga oshiramiz. Faraz qilaylik tizma choʻqqisi vodiya tubi sathidan 3000 m balandlikda, fyon boshlanishiga qadar havoning harorati $+10^{\circ}\text{S}$, haroratning oʻrtacha vertikal gradiyenti $0,6^{\circ}\text{S}/100\text{ m}$ boʻlsin. Choʻqqi sathida harorat $+10-(0,6\cdot 30)=-8^{\circ}\text{S}$ boʻladi. Shamolga teskari yonbagʻir boʻylab dastlabki sathgacha quruq adiabatik tushgan havoning harorati 30°S ga koʻtariladi va $+22^{\circ}\text{S}$ ni tashkil etadi. Shunday qilib, togʻni oshib oʻtganda havoning harorati 12°S ga ortadi. Shu bilan birga havodagi namlik miqdori oʻzgarmas qolgani holda choʻqqi sathida 100% ga teng boʻlgan nisbiy namlik 17% gacha pasayadi.

Bunday turdagi fyonlar odatda togʻ tizmasining bir tomonida past bosim sohasi mavjud boʻlganda hosil boʻladi. Tizmaning shamolga teskari tomonida yaqqol quyi chegaraga ega boʻlgan bulut uyumining shakllanishi ularning oʻziga xos xususiyati hisoblanadi. Fyon buluti togʻ tizmasi ustida harakatsiz osilib turgandek tuyuladi. Aslida esa bu bulutning toʻxtovsiz yangilanib turishi yuz beradi. Fyon havosining shamolga teskari yonbagʻir boʻylab tushishida bulutlardagi tomchilar bugʻlanadi, shamolga qaragan yonbagʻirda esa, aksincha, ular hamma vaqt yangidan hosil boʻladi.



80-rasm. Fyon sxemasi.

Shuni hisobga olish kerakki, havoning tog' yonbag'ri bo'ylab ko'tarilishida kinetik energiyaning kamayishi hisobiga uning potensial energiyasi ortadi. Yuqoriga ko'tarilish bilan birga havoning harakat tezligi sekinlashadi va ma'lum balandlikda nolga aylanadi. Natijada tizmaning shamolga qaragan yonbag'rida havoning yig'ilishi va bosimning ortishi yuz beradi. Bu holda havo oqimining tog'ni oshib o'tishi bilan birga uning bir qismi tog' yonbag'ri bo'ylab havo massasining umumiy harakatiga qarshi orqaga oqib tusha boshlaydi. Bunda ham havo isiydi va quruqlashadi, shamol tezligi esa katta qiymatlarga erishishi mumkin (Almati hududidagi kuchli janubi-sharqiy shamol shunday tabiatga ega).

Fyonlarning yana boshqa bir turi antisiklonal fyonlardir. Ular Kavkaz, Alplar, Tyan-Shanda kuzatiladi. Masalan, Kavkaz ustida keng va baland antisiklon turganda, pastga tushayotgan havo Kavkazorti va Shimoliy Kavkazning barcha vodiylari bo'ylab hamma tomonga fyon ko'rinishida tarqaladi. Bunday fyonda shamol tezligi katta bo'lmaydi, haroratning ko'tarilishi esa bir vaqtda tizmaning har ikkala tomonida ham yuz berishi mumkin.

Fyonlar uzoq vaqtlardan buyon Alplarda ma'lum bo'lgan. Ular G'arbiy Kavkazning ham shimoliy, ham janubiy tog' yonbag'irlarida tez-tez uchrab turadi. Fyonlar Qrimning janubiy qirg'og'idagi Yayla tik dyevori ostida, O'rta Osiyo va Oltoy, Yakutiya va g'arbiy Grenlandiya tog'lari, Qoyali tog'larning sharqiy yonbag'irlarida va boshqa tog' tizmalarida kuzatiladi.

Fyonlarning davomiyligi ba'zi uzilishlar bilan bir necha soatdan bir necha sutkagacha bo'lishi mumkin.

Fyonlarning takrorlanuvchanligi to'g'risida o'rtacha iqlimiy ma'lumotlar asosida xulosa qilish mumkin. Masalan, Kutaisida yiliga o'rtacha 114, Tbilisida 45, Vladikavkazda 35, Telesk ko'lida 150, Insbrukda (Avstriya) 75, Toshkentda 49 kun davomida fyonlar kuzatiladi.

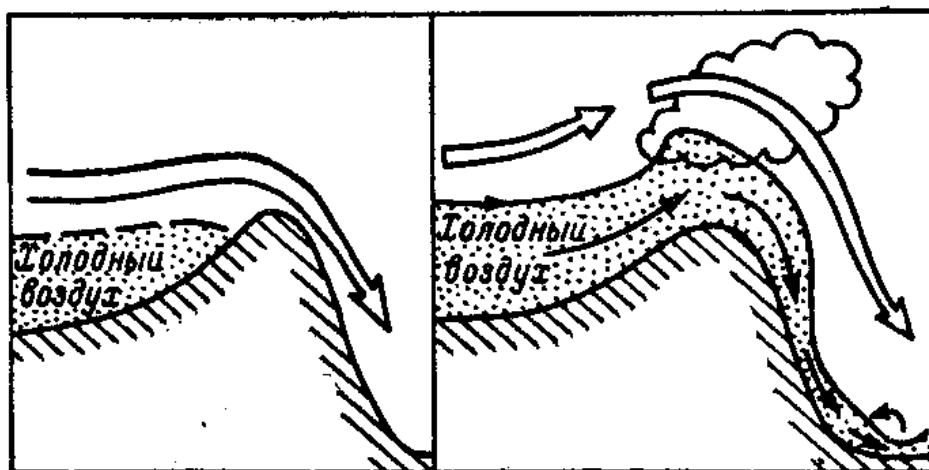
Haroratning eng kuchli ko'tarilishi tog' tizmasidan iliq front ortidan tropik havo oshib o'tgandagi fyonda kuzatiladi. Havoning yuqori harorati pastga yo'nalgan harakatda qo'shimcha ravishda adiabatik ko'tariladi. Masalan, 1935 yilda may oyining dastlabki sanalarida Kavkazning shimoliy tog'oldida kuzatilgan fyon Arman tog'laridan havo olib kelgan. Bunda harorat Nalchikda 32°S, Mozdokda 40°S gacha ko'tarilgan, nisbiy namlik esa 13% gacha pasaygan. Agar vodiydagi havo nurlanish oqibatida kuchli sovigan bo'lsa, haroratning ko'tarilish effekti o'ta kuchli bo'ladi. Masalan, Montanada (Qoyali tog'lar) dekabrda 7 soat davomida haroratning -40°S dan 4°S gacha ko'tarilishi kuzatilgan.

Davomiy va intensiv fyon tog'larda qorning tez erishiga, tog' daryolari sathining ko'tarilishi va ularning toshqiniga olib kelishi mumkin. Yozda fyon o'zining yuqori harorati va quruqligi oqibatida o'simliklarga qurituvchi ta'sir ko'rsatishi mumkin. Kavkazortida (Kutaisi hududida) yozgi fyonlar vaqtida daraxtlar barglarining qurishi va to'kilishi kuzatilib turadi.

Fyon arktik havoda ham, masalan u Alplar yoki Kavkaz orqali oqib o'tib, janubiy yonbag'irlar bo'ylab tushayotganida, kuzatilishi mumkin. Hatto Grenlandiyada ham havo 3 kilometrli balandlikdagi muz platosidan fьordlarga tushishda haroratning juda kuchli ko'tarilishini hosil qiladi. Islandiyada fyon vaqtida bir necha soat davomida havo haroratining deyarli 30°S ga ortgani kuzatilgan.

Tog'ni oshib o'tishda havo oqimida ba'zida yasmiqsimon bulutlarning shakllanishiga olib keluvchi amplitudasi bir necha kilometr bo'lgan fyon to'lqini deb ataluvchi turg'un to'lqinlar hosil bo'lishi mumkin. Bu to'lqinlar yuqoriga tog' cho'qqisi balandligidan bir necha marta katta balandliklargacha tarqaladi.

3.2. **Bora** – past tog‘ tizmalaridan yetarlicha iliq dengiz tomonga esuvchi sovuq va birdan kuchayuvchi kuchli shamol. Bu shamolning shakllanishida og‘irlik kuchi katta rol o‘ynaydi. Bora asosan qishda, sovuq qit‘a ustida antisiklon, iliq suv havzasi ustida past bosim sohasi turganida shakllanadi. U ustida zich sovuq havo to‘planuvchi qit‘a tog‘ini baland bo‘lmagan tizma (300-600 m) dengizdan ajratib turadigan joyda kuzatiladi. Tog‘ning shamolga qaragan tomonida yuqoriga yo‘nalgan harakat rivojlanadi, shamolga teskari tomonida esa havoning o‘pirilishi boshlanadi (81-rasm).



81-rasm. Borada sovuq havoning tog‘ tizmasining shamolga qaragan yonbag‘rida yig‘ilishi (chapda) va uning shamolga teskari yonbag‘irda o‘pirilishi (o‘ngda) sxemasi.

Bora qit‘a ichkarisida sovuq havoning baland bo‘lmagan va uzun tizmaning shamolga qaragan tomonida yig‘ilishi hamda tog‘ning iliqroq va pastroq bo‘lgan shamolga teskari tomonida o‘pirilishi uchun sharoitlar bajariladigan bir qator joylarda kuzatilishi mumkin. G‘arbiy Uralda hosil bo‘ladigan **Kizel** borasi shunday turga mansub.

Boraning birinchi turiga Qora dengizning Novorossiysk buxtasida hosil bo‘ladigan **Novorossiysk** borasi, Yugoslaviyaning Triyesta hududida Adriatika dengizi sohilidagi **Adriatika** borasi, **Yangi Yer** borasi kiradi. Baykal ko‘lidagi **Sarma**, Yaponiyaning okean sohillaridagi **Orosi**, Bokudagi **Nord**, Fransiyaning Monpelyedan Tulongacha bo‘lgan O‘rtayer dengizi sohilidagi **Mistral**, Meksika ko‘rfazidagi (Meksika, Texas) **Nortser** shamollari bora tabiatiga ega.

Borada shamol tezligi 30-40 m/s, ayrim hollarda 60 m/c ga yetadi. Odatda havo haroratining sezilarli pasayishi kuzatiladi. Fyonda bo‘lgani kabi bora havosi ham pastga o‘pirilishda adiabatik isiydi. Biroq, tizmalarning balandligi katta bo‘lmagani uchun harorat ko‘tarilishi tushayotgan sovuq havo haroratiga nisbatan sezilarsiz bo‘ladi.

Boraning davomiyligi odatda 1-3 sutka, ayrim hollarda bir haftani tashkil qiladi. Yil davomida, asosan noyabrdan martgacha, Novorossiyskda o‘rtacha 46 kun bora kuzatiladi.

3.3. Havo oqimi tor daralardan tekislikka chiqadigan joylarda o‘ziga xos shamollar hosil bo‘ladi. Bular **tog‘lar orasidagi o‘tish joylari shamollaridir**. Ular tekislik tomonga yo‘nalgan katta bosim gradiyentlari kuzatilganda hosil bo‘ladi. Bunday shamollarga Ebi-Nur ko‘lidan Jungar darvozasi (Sharqiy Qozog‘iston) orqali dovul kuchi bilan esuvchi sharqiy shamol – **Ebi** kiradi. Boom darasi orqali Issiq-ko‘l ko‘liga esuvchi **Ulan** shamoli, Farg‘ona vodiysining chiqishida hosil bo‘luvchi **Ursatev** shamoli va Yer sharining bir qator boshqa joylaridagi shamollar yuqorida ko‘rsatilgan shamollar qatoriga kiradi.

Bu shamollarning tezligi 30-40 m/s, ayrim hollarda esa 50-60 m/s ga yetadi va qatorasiga bir necha sutka davom etishi mumkin.

4. Uchinchi guruhga kiruvchi mahalliy shamollarga bir nechta misol keltiramiz.

Afg'on shamoli – sharqiy Qoraqum, O'zbekiston va Tojikistonning janubida kuzatiladigan g'arbiy yoki janubi-g'arbiy juda kuchli changli shamol. U Termizda yil davomida 70 kun kuzatiladi. Afg'on shamoli Turon pasttekisligiga shimoli-g'arbdan sovuq havoning kirib kyelishi bilan bog'liq ravishda hosil bo'ladi. Shamolning susayishida bosimning keskin ortishi va havoning biroz sovishi yuz beradi.

Qo'qon shamoli – Farg'ona vodiysining g'arbiy qismidagi kuchli (20-30 m/s gacha) g'arbiy yoki janubiy-g'arbiy shamol. U Qo'qonda yil davomida 85 kun kuzatiladi. Qo'qon shamoli siklon ortidan sovuq arktik havoning janubiy kengliklarga kirib kelishida hosil bo'ladi.

Samum – Kichik Osiyo, Arabiston, Sahroi Kabir cho'llarida, O'rtayer dengizining janubiy sohillari, Afrikaning shimoli-g'arbiy sohillari va Marokashda to'satdan boshlanuvchi issiq, quruq chang bo'ronidir. Samum O'rtayer dengizi bo'ylab sharqqa harakatlanuvchi siklonning iliq sektorida hosil bo'ladi va faol atmosfera frontiga bog'liq. Samumning hosil bo'lishi shuningdek termik depressiyada kuchli konveksiyaning rivojlanishi bilan ham bog'liq bo'ladi.

5. Qasirg'a va kichik masshtabli uyurmalar - quyun, tromb, tornadolarni mahalliy sirkulyasiyaning ko'rinishlari deb hisoblash mumkin.

5.1. **Qasirg'a** – qisqa vaqt davomida tezligi va yo'nalishi birdan keskin o'zgaruvchi shamol. Qasirg'ada shamol tezligi ko'pincha 20-30 m/s dan ortadi. Odatda qasirg'a bir necha minut davom etadi. Ba'zida shamol tezligi va yo'nalishining keskin o'zgarishi takrorlanadi. Qasirg'ada atmosfera bosimi (barogrammada o'ziga xos ko'ngura – momaqaldiroq burni hosil bo'ladi) va nisbiy namlikning sakrashi hamda haroratning tez pasayishi yuz beradi. Qasirg'a vaqtida ko'pincha jala va momaqaldiroq kuzatiladi.

Massa ichi va frontal qasirg'alar farqlanadi. Massa ichi qasirg'alari quruqlik ustidagi issiq yoz havosida yoki iliq to'shalgan sirt ustidagi noturg'un stratifikatsiyalangan sovuq havo massalarida hosil bo'luvchi kuchli konvektiv bulutlar – yomg'irli to'p-to'p bulutlar bilan bog'liq. Frontal qasirg'alar asosan sovuq atmosfera frontlaridagi frontoldi yomg'irli to'p-to'p bulutlari bilan bog'liq. Ikkala holda ham bulut va uning ostida havoning gorizontaal aylanish o'qi atrofidagi uyurmaviy harakati kuzatiladi.

MDHda kuzatiladigan qasirg'alarning atigi 10%i massa ichi qasirg'asi hisoblanadi, qolganlari asosan front bilan bog'liq bo'ladi. Qasirg'alarni 10-30 s davom etuvchi birdan kuchayadigan shamollardan farqlash kerak. Atmosferadagi asosiy havo oqimlariga orografiyaning ta'siri natijasida hosil bo'ladigan orografik qasirg'alar farqlanadi. Bular bora va fyondir.

Kuzatilayotgan ob-havoga bog'liq ravishda **oq qasirg'a** (to'shalgan sirt xususiyatlariga bog'liq holda havo oqimlarining o'zaro ta'sirida ularning deformatsiyasiga olib keluvchi dinamik sabablar asosida hosil bo'ladi), **qora qasirg'a** (yopiq ob-havo kuzatiladi), **quruq qasirg'a** (havoning quruqligi sababli yog'inlar yer sirtiga yetib kelmaydi), **momaqaldiroq qasirg'asi** (momaqaldiroq oldidan va uning o'tish vaqtida birdan kuchayadigan shamolning kuchli zarbasi kuzatiladi), **changli qasirg'a** va boshqalar farqlanadi. Yozda kuchli konveksiya bilan bog'liq bo'lgan qasirg'alar hatto nisbatan quruq havoda ham momaqaldiroq byerishi mumkin. Bu hollarda yog'inlar yer sirtiga yetib kelmaydi.

Janubiy kengliklar va tepaliklarda shimol va tekisliklarga nisbatan qasirg'alar ko'proq uchraydi. Masalan, Janubiy Ural, Volgabo'yi, O'rtarus, Volino-Podolsk tepaliklarida, Qrim yaylari va murakkab orografiyalik boshqa joylarda qasirg'alarning katta takrorlanuvchanligi kuzatiladi. Eng ko'p qasirg'alar tog' hududlarida – Kavkaz, Tyan-Shan, Yablon tog' tizmalarida hosil bo'ladi. Bu joylarda yil davomida 80 tagacha qasirg'a bo'ladi.

5.2. Kichik masshtabli uyurmalar - quyun, tromb, tornado – kuchli vayron qiluvchi uyurma bo'lib, bir necha metrdan bir necha yuz metrgacha (kam hollarda 1-3 km) diametrli deyarli vertikal (egilgan) o'qqa ega bo'lgan qora ustun ko'rinishidagi kuchli yomg'irli to'p-to'p (ona) bulutdan yergacha tushadi. Ba'zida deyarli gorizontall o'qli yoysimon qasirg'a hosil bo'ladi.

Quyun qutbiy kengliklardan boshqa hamma kengliklarda uchraydi. Quyunlar katta takrorlanishga ega bo'lgan hududlar ma'lum. Masalan, AQSHning markaziy shtatlari va Qozog'istondagi Markansu vodiysi (Quyunlar vodiysi).

Quyunning qayerda hosil bo'lishi va nimani so'rib olishiga (chang, qum yoki suv) bog'liq holda changli, qumli va suvli quyunlar farqlanadi.

Changli va qumli quyunlar asosan cho'l va dashtlarda kuzatiladi va ko'pincha yomg'irli qatlamli bulutlar bilan bog'liq bo'lmasligi bilan o'rta kengliklar quyunlaridan farq qiladi.

Quyunlarning shakli turli-tuman: xartumsimon, ustunsimon, ilonsimon, buqasimon, arqonsimon, konussimon, yoyilgan, yer bag'irlab yoyilgan va zich shakllari mavjud. Bu shakllar quyunning rivojlanishiga va ularni hosil qilgan bulut va havo oqimining tuzilishiga bog'liq ravishda o'zgaradi.

Quyunlar asosan quyi troposferadagi hukmron shamol yo'nalishida odatda 10-20 m/s tezlik bilan murakkab egri chiziq bo'ylab harakatlanadi. Ularning harakati to'lqinsimon bo'lib, goh ko'tariladi, goh tushadi. Yakka quyun yo'lining uzunligi o'rtacha 5-10 km ni, u vayron qilgan hududning eni bir necha o'n metr, uzunligi esa bir necha yuz metrni tashkil qiladi. Quyun ta'siriga tushgan jami hududning uzunligi yuzlab kilometrga yetishi mumkin.

Quyunning o'qi bo'ylab atmosfera bosimining tez, keskin va kuchli pasayishi (100-200 gPa dan ko'p) kuzatiladi. Natijada quyun daryo yoki cho'l suvini o'ziga so'rib oluvchi kuchli nasosga aylanadi. Quyunlarda uning voronkasi devorida shamolning katta tezligiga sabab bo'luvchi 10 gPa/100 km gacha bo'lgan bosim gradiyentlari hosil bo'ladi. Bu vaqtda quyun atrofida shtil kuzatilishi mumkin. Quyundagi aylanma harakat soat mili bo'ylab ham, unga qarama-qarshi yo'nalishda ham yuz berishi mumkin.

Quyun hosil bo'lishi issiq vaqtda tropik havodagi atmosferaning kuchli noturg'un stratifikatsiyasi bilan bog'liq. Bunday holat, masalan, AQSHning dasht hududlariga Meksika ko'rfazidan nam havo chiqqanida, shuningdek kuchli isigan Ukraina dashtlariga janubiy oqimlar bilan O'rtayer va Qora dengizlaridan nam havo kelganida kuzatiladi. Quyunlar odatda to'lqinsimon sovuq frontlarda yoki uning oldida, kuchli yomg'irli qatlamli bulutlar sistemasining janubi-sharqiy chekkasida rivojlanadi. Suvli quyunlar yomg'irli qatlamli bulutlar bilan bog'liq.

Quyun rivojlanishining quyidagi bosqichlari mavjud: termik, uyurmaning shakllanishi, rivojlangan quyunning hosil bo'lishi, so'nish.

Nazorat uchun savollar

1. Shamol nima sababdan sodir bo'ladi?
2. Shamolning qanday asosiy xarakteristikallari mavjud?

3. Ishqalanish shamol tezligi va yo'nalishiga qanday ta'sir ko'rsatadi?
4. Atmosferada bo'linish sirtlari deganda nimani tushunasiz?
5. Atmosfera frontlarining shakllanish jarayonini tushuntiring.
6. Atmosferaning tropik kengliklardagi sirkulyasiyasini tushuntiring.
7. Atmosferaning notropik kengliklardagi sirkulyasiyasini tushuntiring.
8. Mahalliy sirkulyasiyalarga nimalar kiradi?
9. Qasirg'a qanday jarayon?
10. Changli bo'ronlari qanday sodir bo'ladi?

25-Mavzu. Erkin atmosfera dinamikasi

Reja:

1. Geostrofik shamol, uning xossalari.
2. Geostrofik shamolning balandlik bo'yicha o'zgarishi.
3. Vertikal bo'yicha geostrofik shamolning o'zgarishi.
4. Termik shamollar va uning asosiy xususiyatlari.
5. Geostrofik shamolda haroratni lokal (mahalliy) o'zgarishi.

Tayanch iboralar. *Erkin atmosfera, geostrofik shamol, shamolning o'zgarishi, vertikal atmosfera kesmasi, geostrofik shamolning o'zgarishi, termik shamollar, shamolda haroratni lokal o'zgarishi. qasirg'a, changli bo'ronlar, turubulent atmosfera, harakat tenglamalari.*

Agar havo zarrasiga faqat bosim gorizontol gradiyenti kuchigina ta'sir etganida, Nyutonning 2-qonuniga muvofiq, uning harakati o'zgarmas tezlanishga ega bo'lardi. Son jihatdan birlik massaga nisbatan hisoblangan $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}$ gorizontol barik gradiyent kuchining

qiyamatiga teng bo'lgan bu tezlanishning tartibini aniqlaylik. Normal atmosfera sharoitida ($R_0=1000$ gPa, $T_0=273$ K) havo zichligi $1,273$ kg/m³ ga teng. Gorizontol barik gradiyentni 1 gPa/100 km ga teng deb olamiz. U holda, ρ va $\frac{\partial \rho}{\partial n}$ larning son qiyamatlarini $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}$

ifodaga qo'yib, tezlanish taxminan 10^{-3} m/s² ga teng ekanligini topamiz.

Havo zarrasi past bosim tomonga harakatlanishni boshlashi bilan, tezlikka normal bo'ylab o'ngga yo'nalgan (shimoliy yarimsharda) Koriolis kuchi paydo bo'ladi. Koriolis kuchining paydo bo'lishi havo zarrasining o'z o'qi atrofida aylanayotgan Yerga nisbatan, ya'ni noinersion sanoq sistemasiga nisbatan harakatlanishiga bog'liq. Bu holda yer sirti, ya'ni harakatlanayotgan havo zarrasi bilan bog'liq bo'lgan koordinatalar sistemasi Yerning sutkalik aylanishi jarayonida harakatlanayotgan havoda buriladi. Bunda hosil bo'ladigan birlik massaga to'g'ri keluvchi tezlanish $2\omega \sin\varphi \cdot v$ ga teng, bu yerda $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5}$ s⁻¹ ekanligini hisobga olsak, Koriolis tezlanishi $0,75 \cdot 10^{-3}$ m/s², ya'ni bosim gorizontol gradiyenti kuchining tezlanishi tartibida bo'ladi.

Havo zarrasi Koriolis kuchi ta'siri ostida bu kuch bosim gorizontol gradiyenti kuchi bilan muvozanatga kelguncha o'ngga buriladi. Bunday holat havo izobaralar bo'ylab harakatlanishni boshlaganda yuz beradi. Bunday to'g'ri chiziqli bir tekisdagi ishqalanishsiz harakat **geostrofik shamol** deyiladi (61-rasm). Geostrofik shamol tezligini zarraga ta'sir etuvchi kuchlarning muvozanati shartidan aniqlash mumkin:

$$\vec{G} = \vec{K} \quad \text{yoki} \quad -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} = 2\omega \sin\varphi \cdot v_g \quad (8.1)$$

(8.1) dan:

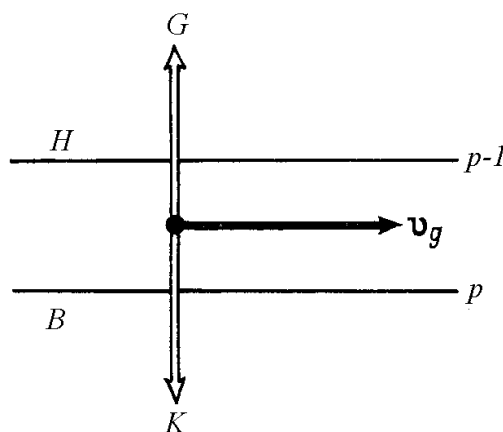
$$v_g = -\frac{1}{2\omega\rho \sin\varphi} \cdot \frac{\partial p}{\partial n} \quad (8.2)$$

yoki:

$$v_g = -\frac{1}{l\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial n} \quad (8.3)$$

ni hosil qilamiz, bu yerda $l=2\omega \sin\varphi$ – Koriolis parametri.

Yuqoridagi mulohazalardan geostrofik shamol yo‘nalishi izobaralar bilan mos tushishi kelib chiqadi. Shu bilan birga, agar shamol yo‘nalishi tomonga yuzlanib turilsa, **past bosimli soha shimoliy yarimsharda chapda, janubiy yarimsharda o‘ngda** joylashadi. Bu qoida **shamolning barik qonuni** deb yuritiladi.



61-rasm. Geostrofik shamolni aniqlashga doir.

p va $p-l$ – izobaralar, N – past atmosfera bosimi sohasi, V – yuqori atmosfera bosimi sohasi, G – bosim gorizontaal gradiyenti kuchi, K – Koriolis kuchi, v_g - geostrofik shamol tezligi.

Geostrofik shamol qiymatlarining tartibini aniqlaylik. Buning uchun (8.3) formulaga uning tarkibiga kiruvchi kattaliklarning son qiymatlarini qo‘yamiz. 55° kenglikda barik gradiyentni $1 \text{ gPa}/100 \text{ km}$ ga teng deb olsak, $v_g = 5,8 \text{ m/s}$ ni hosil qilamiz.

Ishqalanish kuchlarining ta‘sirini e‘tiborga olamasa ham bo‘ladigan erkin atmosferada haqiqiy shamol geostrofik shamolga yaqin, ya‘ni havo harakati izobaralar bo‘ylab yuz beradi.

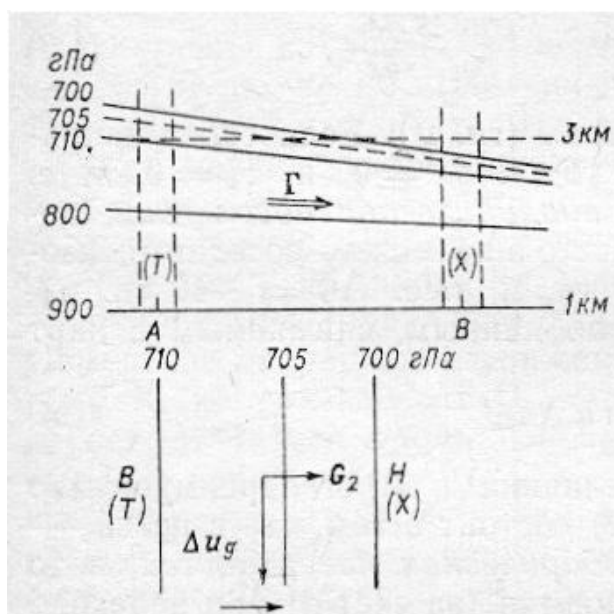
2. Erkin atmosferada bosimning gorizontaal gradiyenti ta‘sirida shamol tezligi va yo‘nalishi o‘zgarishi mumkin. Yuqorida (III bob) bosim gradiyenti o‘zgarishlari haroratning gorizontaal gradiyenti ta‘sirida yuz berishi ko‘rsatilgan edi. Quyidagi holni ko‘rib chiqaylik. $z_1=1 \text{ km}$ balandlikda bosimning gorizontaal gradiyenti nolga teng, demak $v_g=0$ bo‘lsin (62-rasm). A nuqta ustidagi havo ustunining harorati V nuqta ustidagi havo haroratidan yuqori. U holda z sathda A dan V ga yo‘nalgan bosimning gorizontaal gradiyenti \vec{F} paydo bo‘ladi. Bu iliq havo massasida bosim balandlik bo‘yicha sovuq havo massasidagiga nisbatan sekinroq kamayishi bilan bog‘liq.

Qo‘shimcha bosim gradiyenti ta‘sirida izobaralar bo‘ylab yo‘nalgan harakat vujudga keladi. 62-rasmning pastki qismida $z_2=3$ km sathda gorizontal tekislikdagi bosim taqsimoti ko‘rsatilgan. Keltirib o‘tilgan fikrlar va 62-rasmdan kelib chiqadiki, \bar{H} haroratning gorizontal gradiyenti hosil qiluvchi $\Delta\bar{C}_h$ geostrofik shamol orttirmasi $\bar{\Gamma}$ ga shunday perpendikulyar yo‘nalganki, shimoliy yarimsharda sovuq soha harakat yo‘nalishidan chapda, iliq soha esa o‘ngda joylashadi.

Shunday qilib, ixtiyoriy z balandlikdagi geostrofik shamolni boshlang‘ich sathdagi geostrofik shamol $\vec{v}_g^{(1)}$ va z_1 dan z gacha bo‘lgan qatlamdagi haroratning gorizontal gradiyentiga bog‘liq shamollardan iborat bo‘lgan vektor yig‘indi ko‘rinishida ifodalash mumkin:

$$\vec{v}_g = \vec{v}_g^{(1)} + \Delta\vec{C}_h. \quad (8.4)$$

$\Delta\vec{C}_h$ - qo‘shimcha **termik shamol** deb ataladi.



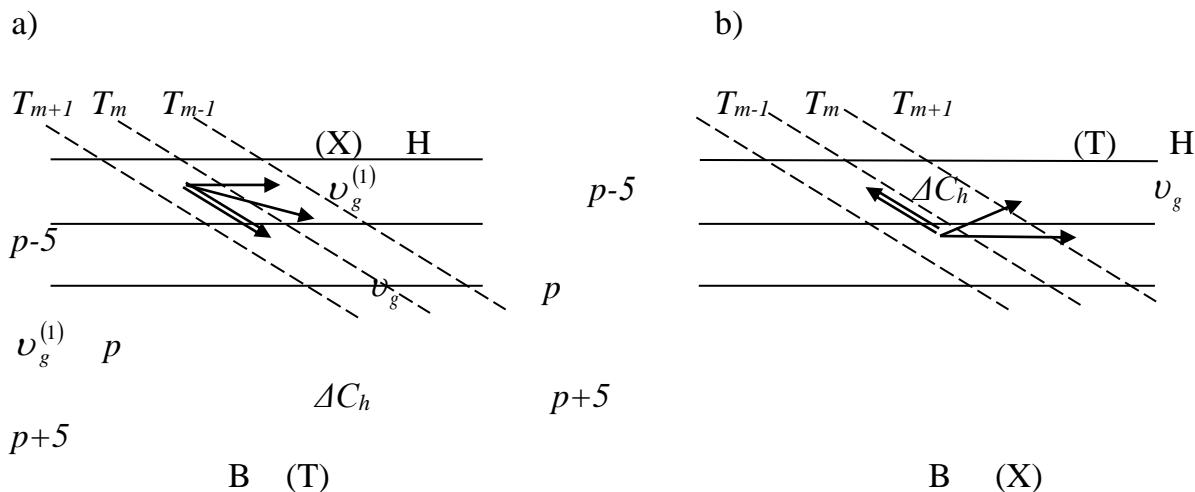
62-rasm. Haroratning gorizontal gradiyenti ta‘sirida geostrofik shamolning balandlik bo‘yicha o‘zgarishi sxemasi.

Termik shamol qatlamning o‘rtacha harorat izotermalari bo‘ylab yo‘nalgan, uning moduli esa qatlamdagi haroratning gorizontal gradiyenti va shu qatlamning qalinligiga proporsional. z_1 sathdagi gorizontal barik gradiyentning mutlaq qiymati va $z-z_1$ qatlamdagi o‘rtacha haroratning gorizontal gradiyenti, shuningdek bu gradiyentlar orasidagi burchakka bog‘liq holda geostrofik shamolning turli vertikal profillari kuzatiladi. Alohida qiziqish uyg‘otuvchi ikki holni ko‘rib chiqamiz (63-rasm).

Birinchi holda (a-rasm) iliq sohadan (I) sovuq sohaga (S) ko‘chish yuz beradi, ya‘ni **iliq adveksiya** kuzatiladi. Shamol tezligi vektori balandlik ortishi bilan o‘ngga buriladi va yo‘nalishi izotermalarga (uziq chiziqalar) yaqinlashadi.

Ikkinchi holda (b-rasm) sovuq sohadan (S) iliq sohaga (I) ko‘chish yuz beradi, ya‘ni **sovuq adveksiya** kuzatiladi. Bunda shamol tezligi vektori balandlik ortishi bilan chapga buriladi.

Shunday qilib, **erkin atmosferada shamolning o‘ngga burilishi bilan iliq adveksiya, chapga burilishi bilan sovuq adveksiya bog‘liq bo‘ladi.**



63-rasm. Geostrofik shamolning balandlik bo'yicha o'zgarishi.
 a) iliq adveksiyadagi o'ngga burilish, b) sovuq adveksiyadagi chapga burilish.

Erkin atmosferada shamol

Erkin atmosferada ishqalanishsiz va tezlanishsiz havo harakatiga geostrofik shamol deb aytiladi.

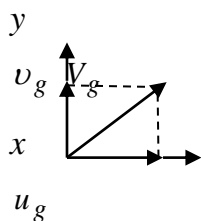
Erkin atmosfera uchun harakat tenglamalarida tezlanishlarni nolga tenglashtirib

($\frac{du}{dt} = 0; \frac{dv}{dt} = 0$) geostrofik shamol ifodasiga kyelamiz:

$$\left. \begin{aligned} \frac{du}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + 2\omega_z v \\ \frac{dv}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - 2\omega_z u \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

(11) dan kelib chiqadi:

$$\left. \begin{aligned} u_g &= -\frac{1}{2\omega_z \rho} \frac{\partial P}{\partial y} \\ v_g &= \frac{1}{2\omega_z \rho} \frac{\partial P}{\partial x} \end{aligned} \right\} \quad (12)$$



$$V_g = \sqrt{u_g^2 + v_g^2} = \frac{1}{2\omega_z \rho} \frac{\partial P}{\partial n}$$

$$V_g = \frac{1}{2\omega_z \rho} \frac{\partial P}{\partial n} \quad (13)$$

bu yerda $\omega_z = \omega \times \sin\varphi$, n - izobaraga perpendikulyar (normal) yo'nalish.

(13) ifodadan ko'rib turibmizki, geostrofik shamol tezligi bosimni gorizontall gradiyentiga ($\frac{\partial P}{\partial n}$) to'g'ri proporsional va havo zichligi (ρ) va geografik kenglikka (φ) teskari proporsional.

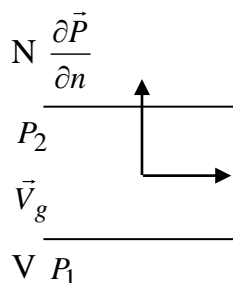
Geostrofik shamolning asosiy xususiyatlari.

1. (12) ifodadagi birinchi tenglamani $\frac{\partial P}{\partial x}$ ga, ikkinchisini $\frac{\partial P}{\partial y}$ ga ko'paytirib va bir-biriga qo'shsak quyidagiga kelamiz:

$$u_g \frac{\partial P}{\partial x} + v_g \frac{\partial P}{\partial y} = 0 \quad (14)$$

Bu ifodadan xulosa qilamizki, ikkita vektorlarni skalyar ko'paytmasi nolga teng, ya'ni geostrofik shamol vektori \vec{V}_g gorizontal barik gradiyenti vektori $\frac{\partial \bar{P}}{\partial n}$ ga perpendikulyar ($\vec{V}_g \perp \frac{\partial \bar{P}}{\partial n}$). Lekin barik gradiyent vektori o'z navbatida izobaralarga perpendikulyar bo'ladi, demak bundan kelib chiqadiki, geostrofik shamolni yo'nalishi doimo izobaralarga parallel bo'ladi.

2. Geostrofik shamolda $\frac{\partial P}{\partial n} = const$, ya'ni izobaralar bir-biriga parallel bo'ladi.



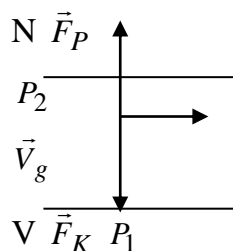
3. Geostrofik shamol yo'nalishini aniqlaylik. X koordinata o'qini shamol yo'nalishi bo'yicha yo'naltiramiz, unda $u_g = V_g, v_g = 0$.

(12) ifodadan kelib chiqadiki

$$V_g = -\frac{1}{2\omega_z \rho} \frac{\partial P}{\partial y} \quad (15)$$

Shamol tezligi va shimoliy yarimsharda ω_z musbat bo'lganligi tufayli (15) ifodadan $\frac{\partial P}{\partial y} < 0$ ligi kelib chiqadi, ya'ni shamol yo'nalishi bo'yicha chap tomonda bosim kamayib boradi. Bu xulosa shamolni barik qonunini ifodalaydi: geostrofik shamol yo'nalishiga nisbatan shimoliy yarimsharda past bosimli hudud chap tomonda, janubiy yarimsharda esa o'ng tomonda joylashadi.

4. Harakat ishqalanishsiz va tezlanishsiz bo'lganligi uchun barik gradiyent kuchi Koriolis kuchi bilan muvozanatlanishi kerak.



Koriolis kuchi geostrofik shamolga perpendikulyar bo'lib unga nisbatan shimoliy yarimsharda o'ngga, janubiy yarimsharda esa chapga yo'nalgan bo'ladi.

Keltirilgan formulalar bo'yicha geostrofik shamol tezligini aniqlash mumkin, lekin amaliy qo'llanilishi uchun ularni qulayroq ko'rinishga olib kelish lozim.

$$V_g = \frac{1}{2\omega \sin\varphi \rho} \frac{\partial P}{\partial n}$$

Agar $\rho = 1,27 \cdot 10^{-3} \text{ g/cm}^3 = 1,27 \text{ kg/m}^3$, $\omega = 7,3 \cdot 10^{-5} \text{ 1/c}$, $\varphi = 55^\circ$, $\Delta n = 100 \text{ km}$ ga teng bo'lsa, unda

$$V_g = \frac{5.4}{\sin\varphi} \times \frac{\Delta P}{\Delta n}$$

Agar $\Delta R = 5 \text{ gPa}$ teng qilib olsak, unda

$$V_g = \frac{27}{\sin\varphi \Delta n} \quad (16)$$

bu yerda Δn - xaritada izobaralar orasidagi sm da o'lchangan masofa.

Balandliklarda geostrofik shamolni barik topografiya xaritalar yordamida aniqlash qulay. Barik topografiya xaritalarda izogipsa chiziqlari har 4gp.dkm yoki 40 gp.m larda o'tkaziladi. Balandliklarda geostrofik shamol quyidagi formula bo'yicha aniqlanadi:

$$V_g = \frac{9.8}{2\omega \sin\varphi} \frac{\Delta H}{\Delta n}$$

Agar $\Delta N = 40 \text{ gp.m}$ va $\Delta p = 200 \text{ km}$ teng bo'lsa, unda

$$V_g = \frac{13.4}{\sin\varphi \times \Delta n} \left(\frac{m}{c}\right) \quad (17)$$

Geostrofik shamolning balandlik bo'yicha o'zgarishi. Termik shamol

Geostrofik shamol formulasi va statika tenglamasini ko'raylik.

$$\left. \begin{aligned} u_g &= -\frac{1}{2\omega_z \rho} \frac{\partial P}{\partial y} \\ v_g &= \frac{1}{2\omega_z \rho} \frac{\partial P}{\partial x} \\ g &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} \end{aligned} \right\}$$

Zichlikni o'rniga holat tenglamasidan kelib chiqadigan uni ifodasini qo'yib chiqamiz ($\rho = \frac{P}{RT}$).

$$\left. \begin{aligned} u_g &= -\frac{RT}{2\omega_z} \frac{1}{P} \frac{\partial P}{\partial y} = -\frac{RT}{2\omega_z} \frac{\partial \ln P}{\partial y} \\ v_g &= \frac{RT}{2\omega_z} \frac{\partial \ln P}{\partial x} \\ g &= -\frac{RT}{P} \frac{\partial P}{\partial z} = -RT \frac{\partial \ln P}{\partial z} \end{aligned} \right\}$$

Bu tenglamalarni T ga bo'lamiz:

$$\frac{u_g}{T} = -\frac{R}{2\omega_z} \frac{\partial \ln P}{\partial y} \quad (18)$$

$$\frac{v_g}{T} = \frac{R}{2\omega_z} \frac{\partial \ln P}{\partial x} \quad (19)$$

$$\frac{g}{2\omega_z T} = -\frac{R}{2\omega_z} \frac{\partial \ln P}{\partial z} \quad (20)$$

(18) va (19) tenglamalarni z bo'yicha, (20) ni - x va u bo'yicha hosila olib, kelib chiqqan tenglamalarni o'ng tomonlarini bir xilligidan chap tomonlarni tenglashtirish mumkin:

$$\frac{g}{2\omega_z} \frac{1}{T^2} \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{R}{2\omega_z} \frac{\partial^2 \ln P}{\partial x \partial z} \quad (21)$$

$$\frac{g}{2\omega_z} \frac{1}{T^2} \frac{\partial T}{\partial y} = \frac{R}{2\omega_z} \frac{\partial^2 \ln P}{\partial y \partial z} \quad (22)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{u_g}{T} \right) = -\frac{R}{2\omega_z} \frac{\partial^2 \ln P}{\partial y \partial z} = -\frac{g}{2\omega_z} \frac{1}{T^2} \frac{\partial T}{\partial y} \quad (23)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{v_g}{T} \right) = \frac{R}{2\omega_z} \frac{\partial^2 \ln P}{\partial x \partial z} = \frac{g}{2\omega_z} \frac{1}{T^2} \frac{\partial T}{\partial x} \quad (24)$$

(23) va (24) tenglamalarni z_0 dan z gacha integrallaymiz:

$$\left. \begin{aligned} \frac{u_g}{T} - \frac{u_{g_0}}{T_0} &= -\frac{g}{2\omega_z} \int_{z_0}^z \frac{1}{T^2} \frac{\partial T}{\partial y} dz \\ \frac{v_g}{T} - \frac{v_{g_0}}{T_0} &= \frac{g}{2\omega_z} \int_{z_0}^z \frac{1}{T^2} \frac{\partial T}{\partial x} dz \end{aligned} \right\} \quad (25)$$

(25) chi tenglamalar sistemasi geostrofik shamolning vertikal bo'yicha o'zgarishini belgilaydi, lekin integrallar borligi uchun ular bilan foydalanish noqulay. Bu integrallar haroratni vertikal bo'yicha ma'lum bo'lgan o'zgarishlari uchun yechilishi mumkin. Masalan politropik atmosfera uchun

$$T(x, u, z) = T_0(x, u) - \gamma(z - z_0) \quad (26)$$

bu yerda $\gamma = \frac{\partial T}{\partial z} = \text{sonst}$

Bu hol uchun $\frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial T_0}{\partial x}$, $\frac{\partial T}{\partial y} = \frac{\partial T_0}{\partial y}$ va integral quyidagicha yechiladi:

$$\int_{z_0}^z \frac{dz}{T^2} = \int_{z_0}^z \frac{dz}{[T_0 - \gamma(z - z_0)]^2} = \frac{1}{\gamma} \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_0} \right) = \frac{T_0 - T}{\gamma T_0 T} = \frac{T_0 - T_0 + \gamma(z - z_0)}{\gamma T_0 T} = \frac{z - z_0}{T_0 T}$$

Demak (25) tenglamalar sistemasi quyidagi ko'rinishda yoziladi:

$$\left. \begin{aligned} u_g &= \frac{T}{T_0} u_{g_0} - \frac{g(z - z_0)}{2\omega_z T_0} \frac{\partial T_0}{\partial y} \\ v_g &= \frac{T}{T_0} v_{g_0} + \frac{g(z - z_0)}{2\omega_z T_0} \frac{\partial T_0}{\partial x} \end{aligned} \right\} \quad (27)$$

(27) tenglamalar sistemasi faqat (26) chi shart uchun aniq bajariladi, lekin umumiy hol uchun ham taxminan bajariladi.

Agar $z_0 \div z$ qatlamda \bar{T} -o'rtacha harorati bo'lsa, unda umumiy hol uchun quyidagi munosabatlar to'g'ri bo'ladi:

$$\frac{\partial T_0}{\partial x} \approx \frac{\partial \bar{T}}{\partial x}, \quad \frac{\partial T_0}{\partial y} \approx \frac{\partial \bar{T}}{\partial y}$$

Bu holda (27) chi tenglamalar quyidagicha yoziladi:

$$\left. \begin{aligned} u_g &= u_{g0} - \frac{T_0 - T}{T_0} u_{g0} - \frac{g(z - z_0)}{2\omega_z T_0} \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} \\ v_g &= v_{g0} - \frac{T_0 - T}{T_0} v_{g0} + \frac{g(z - z_0)}{2\omega_z T_0} \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} \end{aligned} \right\} (27^1)$$

Odatda, o'ng tomondagi ikkinchi hadlar uchinchilardan ancha kichik bo'lib e'tiborga olinmaydi va unda (27) tenglamalar quyidagidek yoziladi:

$$\left. \begin{aligned} u_T &= u_g - u_{g0} = - \frac{g(z - z_0)}{2\omega_z T_0} \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} \\ v_T &= v_g - v_{g0} = \frac{g(z - z_0)}{2\omega_z T_0} \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} \end{aligned} \right\} (28)$$

(28) ifodalardan kelib chiqadiki, ko'rilayotgan ikki sathda geostrofik shamol tezliklarini ayirmasi shu sathlar orasidagi o'rtacha haroratning gorizontaal gradiyentiga bog'liq. Shuning uchun ham bu shamol vektori termik shamol deb ataladi:

$$\vec{V}_T = \vec{V}_g - \vec{V}_{g0} \quad (29)$$

Termik shamol deb, ko'rilayotgan ikki sathdagi geostrofik shamolning vektor ayirmasiga aytiladi.

Termik shamolning asosiy xususiyatlari.

- (28) tenglamalar sistemasidagi birinchi tenglamani $\frac{\partial \bar{T}}{\partial x}$, ikkinchisini $\frac{\partial \bar{T}}{\partial y}$ ga

ko'paytirib bir-biriga qo'shamiz. Unda quyidagiga kelamiz:

$$u_T \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} + v_T \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} = 0$$

Bu tenglamadan termik shamol vektori o'rtacha haroratni gorizontaal gradiyenti vektoriga perpendikulyarligi ($\vec{V}_T \perp \frac{\partial \bar{T}}{\partial \vartheta}$) va demak, termik shamol vektori izotermalarga paralleligi kelib chiqadi.

$$V_T = \frac{g(z - z_0)}{2\omega_z T_0} \frac{\partial \bar{T}}{\partial \nu} \quad (30)$$

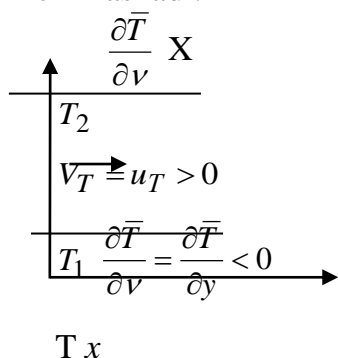
(30) ifoda termik shamol qiymatini o'rtacha haroratni gorizontaal gradiyentiga, qatlam qalinligiga va geografik kenglikka bog'liqligini ko'rsatadi.

- Termik shamol vektorini x o'qi yo'nalishi bo'yicha yo'naltiramiz. Unda

$V_T \cos \alpha > 0$ va $\frac{\partial \bar{T}}{\partial \nu} = \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} < 0$, ya'ni termik shamol izotermal bo'ylab shunday yo'nalganki,

shimoliy yarimsharda past haroratli hudud chap tomonda, janubiy yarimsharda esa - o'ng tomonda qoladi.

(27) tenglamalar sistemasidan muhim bir xulosa kelib chiqadi. O'ng tomondagi birinchi hadlar deyarli z balandlikka bog'liq emas, aniqroq balandlik sayin ular asta-sekin kichiklashadi.



Ikkinchi hadlar esa aksincha, balandlik ortishi bilan tez oshadi. Dyemak, yuqoriga ko'tarilgan sari birinchi hadlarning ta'siri kamayadi. Bu esa balandlik ortishi bilan geostrofik shamolning yo'nalishini izotermalar yo'nalishiga yaqinlashtiradi. Geostrofik shamol esa izobaralar bo'ylab esadi, demak balandlik ortishi bilan izobaralar va izotermalar orasidagi burchak kamayib nolga intiladi. Ustma-ust joylashgan izobara va izotermalar maydonida past bosimli va past haroratli hududlar izochiziq'larga nisbatan bir tomonda joylashgan bo'ladi.

3. Sinoptik xaritalardan termik shamolni atmosferani nisbatan yupqa (≈ 1 km) qatlami uchun hisoblash mumkin, bunda ko'rilayotgan qatlamdagi o'rtacha haroratni gorizontaal gradiyenti o'rniga uning ob-havo xaritada qiymati qo'llaniladi. Yer sirti yaqinidagi mutloq haroratni o'zgarishlari katta bo'lmaganligi uchun, katta xato kiritmasdan uning qiymatini $T_0=273K$ teng qilib olsa bo'ladi. (30) ifodaga kirgan qolgan kattaliklarni qiymatlari quyidagicha: $g = 9.8 m/c$; $z - z_0 = 10^3$; $\omega = 7.3 \times 10^{-5} 1/c$; $\Delta V = 10^5$ m. Natijada amalda ishlatiladigan termik shamolni hisoblash uchun formulaga kelamiz:

$$V_T = \frac{2,5}{\sin \varphi} \frac{\Delta T_0}{\Delta v} \Delta z \quad (31)$$

bu ifodada ΔT -gradusda, Δz - kilometrda, ΔV -izotermalar orasidagi masofa, santimetrda.

Balandliklarda termik shamol barik topografiya xaritalaridan aniqlanadi. Nisbiy geopotensial balandlik uchun ifodani

$$H_u = H_{P_1}^{P_2} = \frac{R}{9,8} \bar{T} \ln \frac{P_1}{P_2}$$

logarifmlab undan hosila olamiz. Kelib chiqqan ifodani (30) formulaga qo'yib chiqamiz:

$$V_T = \frac{9,8}{2\omega \sin \varphi} \frac{\Delta H_{P_1}^{P_2}}{\Delta v} \quad (32)$$

Ko'rib turibmizki, nisbiy topografiya xaritalaridan termik shamolni aniqlash formulasi mutloq topografiya xaritalaridan geostrofik shamolni aniqlash uchun bir xil ko'rinishda ekan:

$$V_T = \frac{9,8}{2\omega \sin \varphi} \frac{\partial H_{omH}}{\partial v}, \quad V_g = \frac{9,8}{2\omega \sin \varphi} \frac{\partial H_{a\delta c}}{\partial n}$$

Demak, hisoblashlar uchun formula ham bir xil bo'ladi:

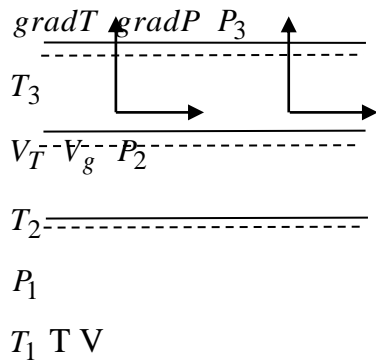
$$V_g = \frac{13,4}{\sin \varphi \Delta v} \quad (33)$$

Geostrofik shamolni vertikal bo'yicha o'zgarishi.

Termik shamolni mavjudligi geostrofik shamolning turli balandliklarda nafaqat tezligini, balki yo'nalishini o'zgarishiga ham olib kiyeladi.

1. Boshlang'ich sathda harorat va bosimlarni gorizontallari bir-biriga parallel bo'lsin.

X N



$$P_1 > P_2 > P_3, T_1 > T_2 > T_3$$

$$\vec{V}_{gz} = \vec{V}_{gz_0} + \vec{V}_T$$

$$V_{gz} = V_{gz_0} + \frac{g(z - z_0)}{2\omega_z T_0} \frac{\partial \bar{T}}{\partial v}$$

$$\vec{V}_{gz_2} \rightarrow$$

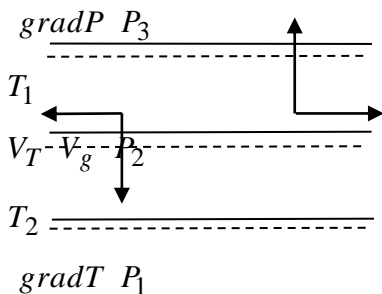
$$\vec{V}_{gz_1} \rightarrow$$

$$\vec{V}_{gz_0}$$

Agar haroratni gorizontallari balandlik bo'yicha o'zgarmas bo'lsa, u holda geostrofik shamolni tezligi to'g'ri chiziqli qonun bo'yicha ortadi, yo'nalishi esa o'zgarmas bo'ladi.

2. Boshlang'ich sathda harorat va bosimlarni gorizontallari bir-biriga antiparallel bo'lsin.

T N



$$P_1 > P_2 > P_3, T_1 > T_2 > T_3$$

$$\vec{V}_{gz} = \vec{V}_{gz_0} - \vec{V}_T$$

$$V_{gz} = V_{gz_0} - \frac{g(z - z_0)}{2\omega_z T_0} \frac{\partial \bar{T}}{\partial v}$$

$$V_{gz_4} \quad V_{gz_2} \leftarrow 0$$

$$V_{gz_3} \bullet V_{gz_1} \rightarrow$$

$$V_{gz_0}$$

X V

Gradiyentlarni shunday yo'nalishlarda geostrofik shamol yuqoriga ko'tarilgan sari kamayadi, yo'nalishi o'zgarmaydi, ma'lum balandlikda nolga aylanadi, keyin o'z yo'nalishini 180° ga o'zgartirib orta boshlaydi. Bu hol shamolni balandlik bo'yicha aylanishi deb ataladi, geostrofik shamol nolga aylangan sath - aylanish balandligi deyiladi:

$$V_{gz} = 0, V_{gz_0} = \frac{g(z - z_0)}{2\omega_z T_0} \frac{\partial T_0}{\partial v}$$

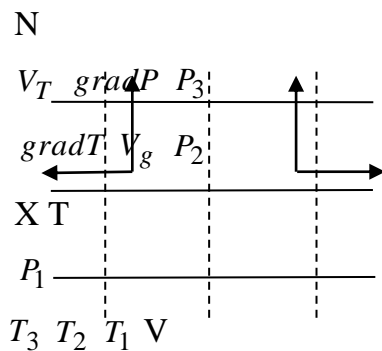
Bu ifodaga geostrofik shamolni formulasi kiritilsa, geostrofik shamol aylanishi balandligini aniqlaymiz:

$$z = z_0 + \frac{T_0}{g\rho_0} \frac{\partial n}{\partial T_0} \frac{\partial P_0}{\partial v} \quad (34)$$

Ko'rib turibmizki, aylanish balandligi geografik kenglikka bog'liq bo'lmay termobarik maydonga bog'liq.

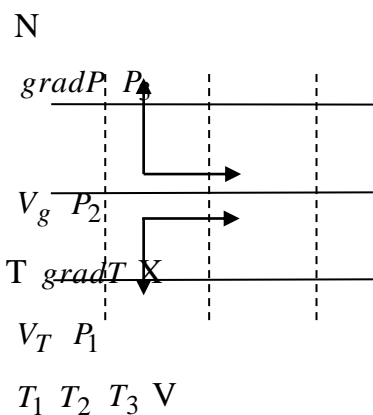
3. Boshlang'ich sathda harorat va bosimlarni gorizontallari bir-biriga perpendikulyar va ular orasidagi burchak $+\frac{\pi}{2}$ ga teng

Bu holda geostrofik shamolni yo'nalishi yuqoriga ko'tarilgan sari chap tomonga buriladi va tezligi orta boradi.



$$V_{gz} = \sqrt{V_{gz_0}^2 + V_T^2}$$

4. Boshlang'ich sathda harorat va bosimlarni gorizontallari bir-biriga perpendikulyar va ular orasidagi burchak $-\frac{\pi}{2}$ teng



$$V_{gz} = \sqrt{V_{gz_0}^2 + V_T^2}$$

Bu holda geostrofik shamolni yo'nalishi yuqoriga ko'tarilgan sari o'ng tomonga buriladi va tezligi orta boradi.

Oxirgi ikki hol shuni ko'rsatadiki, geostrofik shamolni balandlik bilan burilishi dastlabki sathda bosim gradiyentidan harorat gradiyentiga eng qisqa bo'lgan burilish tomoniga kuzatiladi.

Izobara va izotermalarning ixtiyoriy o'zaro joylanishini ko'raylik. Bosim va harorat gradiyentlari orasidagi burchak 90^0 dan katta bo'lsin. Unda geostrofik shamol yuqoriga ko'tarilgan sari kamayadi va o'ng tomonga buriladi. Ma'lum balandlikda (grad P va grad T bir-biriga nisbatan perpendikulyar bo'lganda) geostrofik shamolning tezligi

minimal bo'lad, keyin o'ng tomonga burilish davom etadi va tezlik asta-sekin orta boradi. Bu hol shamolni yashirin aylanishi deb ataladi.

Umuman, geostrofik shamol balandlik ortishi bilan termik shamol yo'nalishiga yaqinlashadi, ya'ni barik maydon termik maydoni bilan ustma-ust bo'lishiga intiladi.

Geostrofik shamolda haroratning lokal (mahalliy) o'zgarishi

Izotermik geostrofik harakat uchun:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = 0$$

Ifodaga kirgan hadlarni baholashi o'ng tomondagi ikkinchi va uchinchi hadlar to'rtinchidan kattaligini ko'rsatadi, ya'ni bu ifodani quyidagi ko'rinishda yozish mumkin:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} \quad (35)$$

(35) chi ifodadan kelib chiqadiki, haroratni lokal o'zgarishlari havoning gorizontol harakati bilan bog'liq va bu o'zgarishlar haroratni advektiv o'zgarishlari yoki harorat adveksiyasi deb ataladi.

Umumiy holda

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} - w \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{dT}{dt} \neq 0$$

va haroratni lokal o'zgarishi advektiv (1), konvektiv(2) va transformasion (3) o'zgarishlardan tashkil topadi.

Geostrofik shamoldagi haroratni advektiv o'zgarishi haroratni geostrofik adveksiyasi deb ataladi.

Geostrofik shamolni ifodalarini

$$\left. \begin{aligned} u_g &= -\frac{1}{2\omega_z \rho} \frac{\partial P}{\partial y} \\ v_g &= \frac{1}{2\omega_z \rho} \frac{\partial P}{\partial x} \end{aligned} \right\}$$

(35) chi ifodaga qo'yib chiqamiz. Unda:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{1}{2\omega_z \rho} \left(\frac{\partial P}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial y} - \frac{\partial P}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial x} \right) \quad (36)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{1}{2\omega_z \rho} \frac{\partial P}{\partial n} \frac{\partial T}{\partial v} \sin \alpha$$

bu yerda $\alpha = \frac{\partial P}{\partial n}$ va $\frac{\partial T}{\partial v}$ oarsidagi burchak, $\alpha < 0$ agar shamol chapga burilsa va $\alpha > 0$ agar burilish o'ngga bo'lsa.

Shamolni chap tomonga burilishiga ($\alpha > 0$) haroratni manfiy adveksiyasi (sovuqlik adveksiyasi), o'ng tomonga burilishga ($\alpha < 0$)-haroratni musbat adveksiyasi (iliqlik adveksiyasi) to'g'ri keladi (36 ifodaga qarang).

Vertikal bo'yicha geostrofik shamolni burilishi kuzatilmasa haroratni geostrofik adveksiyasi ham nolga teng bo'ladi.

Geostrofik adveksiyani absolyut qiymati bosim va harorat gradiyentlariga va ular orasidagi α ga bog'liq. Adveksiyani maksimal qiymatlari $\alpha = \frac{\pi}{2}$ teng bo'lganida kuzatiladi, ya'ni izobaralar va izotermalar bir biriga nisbatan perpendikulyar bo'lganida.

Geostrofik adveksiya kuzatilmaydi qachonki $\alpha=0$, ya'ni izobaralar va izotermalar bir biriga parallel bo'lganda.

Nazorat uchun savollar

1. Erkin atmosferada qaysi kuchlar tartib jihatdan bir-biriga yaqin?
2. Erkin atmosferada siklon va antisiklon sohasida shakllangan havo oqimlari holatida kuchlar qanday yo'nalgan?
3. Geostrofik shamol deb nimaga aytiladi?
4. Geostrofik shamolning qanday xossalari mavjud?
5. Geostrofik shamolning balandlik bo'yicha o'zgarishini tushuntiring.
6. Vertikal bo'yicha geostrofik shamolning o'zgarishini tushuntiring.
7. Termik shamollar deb nimaga aytiladi?
8. Geostrofik shamolda haroratni lokal o'zgarishini sabablarini tushuntiring.

26-Mavzu. Nogeostrofik harakat

Reja:

1. Nogeostrofik harakat.
2. Haqiqiy shamolning geostrofik shamoldan og'ishlari.
3. Erkin atmosferada vertikal oqimlar.

Tayanch iboralar. *Nogeostrofik harakat, nogeostrofik shamol, haqiqiy shamol, geostrofik shamol, erkin atmosfera, atmosferada vertikal oqimlar, shamolning o'zgarishi, shamolda haroratni lokal o'zgarishi.*

Nogeostrofik harakat. Haqiqiy shamolning geostrofik shamoldan og'ishlari.

Geostrofik munosabatlarga bo'ysinmaydigan havo harakati nogeostrofik harakat deb ataladi. Geostrofik harakat uchun tezlanish nolga teng, nogeostrofik harakatda esa tezlanish mavjud. Haqiqiy shamolni geostrofik shamoldan og'ishlarini u' va v' orqali belgilaylik:

$$u' = u - u_g, v' = v - v_g \quad (37)$$

Geostrofik munosabatlardan

$$u_g = -\frac{1}{2\omega_z \rho} \frac{\partial P}{\partial y}, v_g = \frac{1}{2\omega_z \rho} \frac{\partial P}{\partial x}$$

$\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x}$ va $\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y}$ larni ifodalab erkin atmosfera uchun harakat tenglamalariga

$$\left. \begin{aligned} \frac{du}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + 2\omega_z v \\ \frac{dv}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - 2\omega_z u \end{aligned} \right\} \quad (38)$$

kiritamiz. Unda:

$$\left. \begin{aligned} \frac{du}{dt} &= -2\omega_z v_g + 2\omega_z v = 2\omega_z (v - v_g) = 2\omega_z v' \\ \frac{dv}{dt} &= 2\omega_z u_g - 2\omega_z u = -2\omega_z (u - u_g) = -2\omega_z u' \end{aligned} \right\}$$

tenglamalaridan u' va v' larni aniqlaymiz:

$$\left. \begin{aligned} u' &= -\frac{1}{2\omega_z} \frac{dv}{dt} \\ v' &= \frac{1}{2\omega_z} \frac{du}{dt} \end{aligned} \right\} \quad (39)$$

(39) dan haqiqiy shamoldan geostrofik shamol og'ishlarining harakatlanayotgan havo zarralarni tezlanishlari bilan bog'liqligi kelib chiqadi. Bu og'ishlar nogestrofik tuzatmalar deb ataladi.

Nogestrofik harakat uchun og'ishlarni umumiy tezligi quyidagiga teng bo'ladi:

$$V' = \sqrt{(u')^2 + (v')^2} = \frac{1}{2\omega_z} \frac{dV}{dt}$$

$$V' = \frac{1}{2\omega_z} \left| \frac{dV}{dt} \right|$$

Ya'ni, haqiqiy shamolni geostrofik shamoldan og'ishi tezlanishni absolyut qiymatiga to'g'ri proporsional.

(39) ifodadagi birinchi tenglamani $\frac{du}{dt}$, ikkinchisini $\frac{dv}{dt}$ ga ko'paytirib bir biriga qo'shamiz:

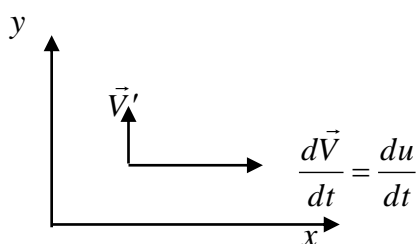
$$u' \frac{du}{dt} + v' \frac{dv}{dt} = 0 \quad (40)$$

Bu tenglama tezlanish vektori $\frac{d\vec{V}}{dt}$, og'ish vektori \vec{V} ga perpendikulyarligini bildiradi.

Koordinata o'qini X tezlanish vektori bo'yicha yo'naltiramiz, unda $\frac{dv}{dt} = 0$, $u' = 0$

va $V = \frac{1}{2\omega_z} \frac{du}{dt}$. Demak, shimoliy yarimsharda haqiqiy shamolni geostrofik shamoldan og'ishi tezlanish vektoridan chap tomonga, janubiy yarimsharda esa o'ng tomonga yo'nalgan bo'ladi.

Havo zarralarning tezlanishi va, demak, haqiqiy shamolning geostrofik shamoldan og'ishlari harakat trayektoriyasi bo'ylab barik gradiyenti o'zgarishidan paydo bo'ladi. Bosim maydoni shamolni yangi tezligiga moslanadi, bu esa shamolni geostrofik shamoldan og'ishiga olib keladi va h.k. Shunday qilib erkin atmosferada haqiqiy shamolni geostrofik shamoldan og'ishi havo oqimlarining inersiyasidan vujudga keladi.



Kuzatishlarga asosan haqiqiy shamolni geostrofik shamoldan og'ishlari kichik $\frac{V'}{V_g} \approx 0,2$. Bu nisbat ko'rilayotgan hodisani masshtabi kichiklashgan sari kattalashadi va aksincha, lekin og'ishlar kichik bo'lganlariga qaramay ular muhim hodisalar vujudga kelishiga olib kyeladi.

Geostrofik harakatda barik gradiyent kuchi hech qanday ish bajarmaydi, chunki u harakat yo'nalishiga perpendikulyar bo'ladi. Haqiqiy shamol uchun unday emas.

Birlik vaqt davomida birlik havo massasiga nisbatan barik gradiyent kuchi orqali bajarilgan ishni aniqlaylik. Bu ish barik gradiyent kuchi $\left(-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n}\right)$ va tezlikni \vec{V}

skalyar ko'paytmasiga teng bo'ladi:

$$W = \left(\vec{V}, -\frac{1}{\rho} \text{grad}P\right) = -\frac{1}{\rho} \left(u \frac{\partial P}{\partial x} + v \frac{\partial P}{\partial y}\right)$$

Bunga (37) dan u va v ifodalarini kiritamiz:

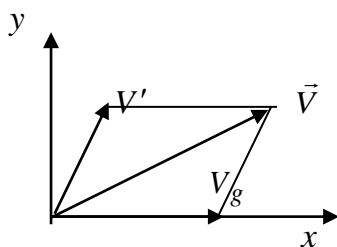
$$W = -\frac{1}{\rho} \left(u_g \frac{\partial P}{\partial x} + v_g \frac{\partial P}{\partial y}\right) - \frac{1}{\rho} \left(u' \frac{\partial P}{\partial x} + v' \frac{\partial P}{\partial y}\right)$$

$$W = -\frac{1}{\rho} \left(u' \frac{\partial P}{\partial x} + v' \frac{\partial P}{\partial y}\right) \quad (41)$$

X koordinata o'qini geostrofik shamol bo'ylab yo'naltiramiz. Unda $v_g = 0$, $\frac{\partial P}{\partial x} = 0$.

Geostrofik munosabatlardan $\frac{\partial P}{\partial y}$ ifodasini (41) ga kiritib quyidagiga kelamiz:

$$W = 2\omega_z u_g v' \\ W = 2\omega_z V_g V' \sin(\vec{V}_g, \vec{V}') \quad (42)$$



Barik gradiyent kuchini ishi W geostrofik shamol \vec{V}_g va nogeostrofik og'ishlar \vec{V}' vektorlarda tuzilgan parallelogramning yuzasiga teng bo'ladi.

Erkin atmosferada vertikal oqimlar

Geostrofik shamol uchun vertikal tezliklar nihoyatda kichik. Shu sababli uzluksizlik tenglamasida

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} = 0$$

Vertikal tezlikka zichlikning nostasionarligini ifodalovchi hadning $\frac{\partial \rho}{\partial t}$ va Koriolis kuchining meridional gradiyentining kichik ta'sirlarini hisobga olmaslik mumkin. Uzlüksizlik tenglamasini z_1 dan z_2 gacha intyegrallasak, quyidagiga kelamiz:

$$\rho_2 w_2 - \rho_1 w_1 = - \int_{z_1}^{z_2} \left[\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} \right] dz \quad (43)$$

$u = u_g + u', v = v_g + v'$ ifodalarni (43) kiritamiz:

$$\rho_2 w_2 - \rho_1 w_1 = - \int_{z_1}^{z_2} \left[\frac{\partial \rho u'}{\partial x} + \frac{\partial \rho v'}{\partial y} \right] dz \quad (44)$$

Bu yerdan ko'rib turibmizki, vertikal tezliklar shamolni geostrofik shamoldan og'ishlariga bog'liq, ya'ni $z_1 \div z_2$ qatlamda shu og'ishlarni taqsimoti ma'lum bo'lsa, qatlamni chegaralarida vertikal harakat miqdori ayirmalarini aniqlash mumkin.

Haqiqiy shamolni geostrofik shamoldan og'ishlarini bevosita kuzatishlardan ham aniqlash mumkin. Bu uchun haqiqiy shamolni o'lchab, bosim maydonidan geostrofik shamolni hisoblab ularning ayirmasini topish kifoya. Lekin haqiqiy shamolni o'lchash aniqligi bosim o'lchash aniqligidan ancha past. Demak, agar shamol og'ishlarni barik maydon xarakteristikalarini orqali ifodalasak, vertikal oqim tezliklari yuqoriroq aniqligi bilan topiladi. Shuni ko'rsatamiz.

Eslatish lozimki, uzluksizlik tenglamasida vertikal tezlikni o'z ichiga olgan had qolgan gorizontallardan ancha kichik. Haqiqatdan ham, $\frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y}$ yig'indi

tuzilganda asosiy, geostrofik hadlar qisqaradi. Shuning uchun ham $\frac{\partial(\rho w)}{\partial z}$ hadning

miqdor tartibi $\frac{\partial(\rho u)}{\partial x}$ hadning miqdor tartibiga emas, balki undan ancha kichik $\frac{\partial(\rho u')}{\partial x}$

miqdor tartibiga teng bo'ladi. Boshqacha aytilganda, agar U, W, Z va L xarakterli masshtablar kiritilsa, quyidagi notenglama yozilishi mumkin:

$$\frac{W}{Z} \ll \frac{V}{L} \text{ yoki } \frac{W}{U} \frac{L}{Z} \ll 1.$$

Bu tenglamalar sistemasidan ma'lum bo'lgan bosim maydonidan tezliklarni u va v larni topib, keyin haqiqiy shamolni geostrofik shamoldan og'ishlari aniqlanadi. Lekin tenglamalar sistemasi u va v larga nisbatan chiziqli emas, shuning uchun ham aniq analitik yo'li bilan yechilmaydi – u faqat $P(x,y,z,t)$ funksiyasi ma'lum bo'lsa yoki taxminiy yo'l bilan yechiladi. Taxminiy yechish usullari Fillips va Kibel orqali taklif qilingan edi.

Kibel taklif qilgan yechish yo'lini ko'raylik. Oxirgi tenglamalar sistemasiga (37) ifodani kiritamiz:

$$\left. \begin{aligned} u' &= -\frac{1}{2\omega_z} \frac{dv}{dt} = -\frac{1}{2\omega_z} \left(\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \right) \\ v' &= \frac{1}{2\omega_z} \frac{du}{dt} = \frac{1}{2\omega_z} \left(\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \right) \end{aligned} \right\} \quad (45)$$

yoki

$$\left. \begin{aligned} u' &= -\frac{1}{2\omega_z} \left[\left(\frac{\partial v_g}{\partial t} + \frac{\partial v'}{\partial t} \right) + (u_g + u') \left(\frac{\partial v_g}{\partial x} + \frac{\partial v'}{\partial x} \right) + (v_g + v') \left(\frac{\partial v_g}{\partial y} + \frac{\partial v'}{\partial y} \right) \right] \\ v' &= \frac{1}{2\omega_z} \left[\left(\frac{\partial u_g}{\partial t} + \frac{\partial u'}{\partial t} \right) + (u_g + u') \left(\frac{\partial u_g}{\partial x} + \frac{\partial u'}{\partial x} \right) + (v_g + v') \left(\frac{\partial u_g}{\partial y} + \frac{\partial u'}{\partial y} \right) \right] \end{aligned} \right\}$$

O'ng tomondagi kichik hadlar ko'rilmasa quyidagiga kelamiz:

$$\left. \begin{aligned} u' &= -\frac{1}{2\omega_z} \left(\frac{\partial v_g}{\partial t} + u_g \frac{\partial v_g}{\partial x} + v_g \frac{\partial v_g}{\partial y} \right) \\ v' &= \frac{1}{2\omega_z} \left(\frac{\partial u_g}{\partial t} + u_g \frac{\partial u_g}{\partial x} + v_g \frac{\partial u_g}{\partial y} \right) \end{aligned} \right\} \quad (46)$$

(46) tenglamalar sistemasiga geostrofik munosabatlar kiritilsa, bosim maydoni orqali ifodalangan u' va v' larni aniqlaymiz. Kelib chiqqan ifodalar (44) formulaga kiritilsa quyidagiga kelamiz:

$$\begin{aligned} \rho_2 w_2 - \rho_1 w_1 &= \int_{z_1}^{z_2} \left[\rho \left(\frac{\partial^2 v_g}{\partial x \partial t} - \frac{\partial^2 u_g}{\partial y \partial t} \right) + u_g \left(\frac{\partial^2 v_g}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 u_g}{\partial x \partial y} \right) + \right. \\ &\left. + v_g \left(\frac{\partial^2 v_g}{\partial x \partial y} - \frac{\partial^2 u_g}{\partial y^2} \right) + \underbrace{\left(\frac{\partial u_g}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial y} \right)}_{=0} \underbrace{\left(\frac{\partial v_g}{\partial x} - \frac{\partial u_g}{\partial y} \right)}_{\Omega_g} \right] dz \end{aligned}$$

Geostrofik uyurma ifodasini kiritaylik:

$$\Omega_g = \frac{\partial v_g}{\partial x} - \frac{\partial u_g}{\partial y} = \frac{1}{2\omega_z \rho} \left(\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 P}{\partial y^2} \right) = \frac{1}{2\omega_z \rho} \Delta P$$

Unda oxirgi tenglama quyidagicha yoziladi:

$$\rho_2 w_2 - \rho_1 w_1 = \frac{1}{2\omega_z} \int_{z_1}^{z_2} \rho \left(\frac{\partial \Omega_g}{\partial t} + u_g \frac{\partial \Omega_g}{\partial x} + v_g \frac{\partial \Omega_g}{\partial y} \right) dz \quad (47)$$

$$\rho_2 w_2 - \rho_1 w_1 = \frac{1}{2\omega_z} \int_{z_1}^{z_2} \rho \frac{d\Omega_g}{dt} dz \quad (48)$$

$\Omega_g = \frac{1}{2\omega_z \rho} \Delta P$ ifodani qo'llasak (48) tenglama quyidagi ko'rinishda bo'ladi:

$$\rho_2 w_2 - \rho_1 w_1 = \frac{1}{4\omega_z^2} \int_{z_1}^{z_2} \frac{\partial \Delta P}{\partial t} dz + \frac{1}{8\omega_z^3} \int_{z_1}^{z_2} \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial P}{\partial x} \frac{\partial \Delta P}{\partial y} - \frac{\partial P}{\partial y} \frac{\partial \Delta P}{\partial x} \right) dz \quad (49)$$

(49) ifoda faqat bosim maydoni yordamida vertikal tezlikni balandlik bilan o'zgarishini aniqlashga imkon byeradi.

Integral ostidagi kattaliklarni o'rtacha qiymatlarini tashqariga chiqarib $\rho_2 = \rho_1 = \rho$ ga teng qilib olsak, topamiz:

$$w_2 - w_1 = \frac{1}{4\omega_z^2 \rho} \frac{\partial \Delta \bar{P}}{\partial t} (z_2 - z_1) + \frac{1}{8\omega_z^3 \rho^2} \left(\frac{\partial \bar{P}}{\partial x} \frac{\partial \Delta \bar{P}}{\partial y} - \frac{\partial \bar{P}}{\partial y} \frac{\partial \Delta \bar{P}}{\partial x} \right) (z_2 - z_1)$$

Miqdor tartiblari jadvali bilan foydalanib qo'shiluvchilarni baholab quyidagi ifodaga kelamiz:

$$w_2 - w_1 = 4 \cdot 10^{-6} (z_2 - z_1) + 3,2 \cdot 10^{-6} (z_2 - z_1)$$

Bu yerdan hulosa qilamizki, haqiqiy shamolni geostrofik shamoldan og'ishlari tufayli vertikal tezliklarni o'zgarishi geostrofik shamoldagi vertikal tezliklarni o'zgarishlaridan taxminan 10 baravar ortiqdir.

Nazorat uchun savollar

1. Nogeostrofik shamol deb nimaga aytiladi?
2. Nogeostrofik shamolning qanday xossalari mavjud?
3. Nogeostrofik harakatga ta'rif bering.
4. Haqiqiy shamolning geostrofik shamoldan og'ishlarini tushuntiring.
5. Erkin atmosferada vertikal oqimlarni hosil bo'lishini tushuntiring?

27-Mavzu. Natural koordinatalar sistemasi

Reja:

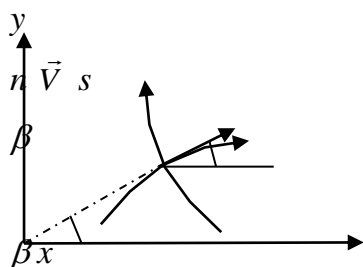
1. Koordinatalarni almashtirishning asosiy formulalari.
2. Natural koordinatalar sistemasida harakat tenglamalari.

Tayanch iboralar. *Natural koordinatalar sistemasi, koordinatalar, koordinatalarni almashtirishning asosiy formulalari, harakat tenglamalari.*

Koordinata almashishining asosiy formulalari

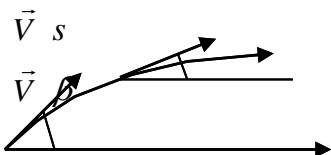
Natural koordinata sistemasi – oqim chiziqlari «S» va ularga normal «n» koordinata chiziqlari bo'lgan ortogonal egri chiziqli sistemasidan iborat bo'ladi.

X o'qi va oqim chizig'iga S urinma orasidagi soat strelkasiga teskari burchakni β deb belgilaymiz. Bu burchak shamol yo'nalishini ifodalaydi, shu bilan birgalikda nuqtadan nuqttagacha va vaqt bo'yicha o'zgaradi: $\beta = \beta(s, n, t)$

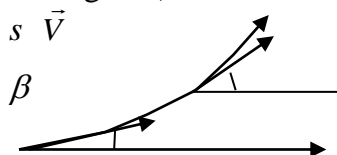


$$k_s = \frac{\partial \beta}{\partial s} \quad (1)$$

k_s oqim chiziqlari egriligi deb ataladi va agar oqim chiziqlari o'ng tomonga burilsa (antisiklonik egrilik) - $k_s < 0$. Agarda oqim chiziqlari chapga burilsa (siklonik egrilik), u holda $k_s > 0$.



$$\beta x \frac{\partial \beta}{\partial s} < 0$$



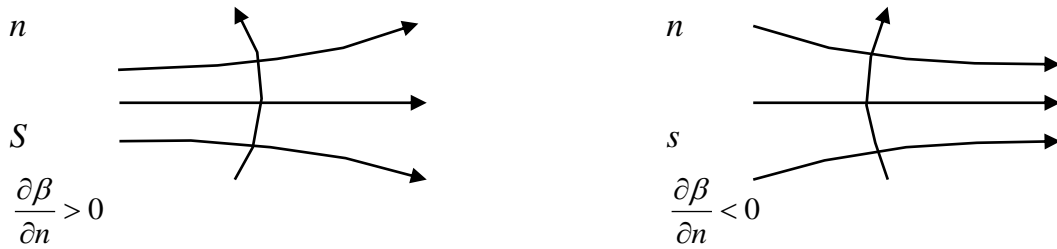
$$\beta \vec{V}_x \frac{\partial \beta}{\partial s} > 0$$

$\frac{\partial \beta}{\partial S}$ hosila oqim chiziqlariga perpendikulyar bo'lgan normal yoyini (dugasini)

birlik masofasiga oqim chiziqlari burilishini belgilaydi:

$$k_n = \frac{\partial \beta}{\partial n} \quad (2)$$

K_p normal egriligi deb ataladi. Musbat (siklonik) normal egriligida ($k_p > 0$) oqim bo‘ylab oqim chiziqlari bir biridan uzoqlashadi (oqim divergensiyasi), manfiy (antisiklonik) normal egriligida ($k_p < 0$) oqim bo‘ylab oqim chiziqlari bir biriga yaqinlashadi (oqim konvergentsiyasi).



Zarra harakat yo‘lini egriligini – trayektoriya egriligini ko‘raylik. Buning uchun harakatlanayotgan zarrani β burchagini vaqt bo‘yicha o‘zgarishi $\frac{d\beta}{dt}$ va harakat tezligi

\vec{V} orasidagi munosabatni yozaylik:

$$\frac{d\beta}{dt} = \frac{d\beta}{ds} \frac{ds}{dt} = \frac{d\beta}{ds} V = k_T V \quad (3)$$

$k_T = \frac{d\beta}{ds}$ trayektoriya egriligi deyiladi, ya’ni harakatlanayotgan zarrani harakat

yo‘lini birlik masofasiga burilishini bildiradi.

Endi
$$k_T = \frac{1}{V} \frac{d\beta}{dt} \quad (4)$$

Egriliklardan tashqari yana egrilik radiuslarini kiritishadi:

$R_s = \frac{1}{k_s}$ - oqim chiziqlarni egrilik radiusi;

$R_n = \frac{1}{k_n}$ - oqim chiziqlariga perpendikulyar bo‘lgan normal yoyini egrilik

radiusi;

$R_T = \frac{1}{k_T}$ - trayektoriya egrilik radiusi.

Agar oqim chiziqlari va ularga normallar chapga burilsa (β - kattalashadi), u holda egrilik va egrilik radiusi musbat bo‘ladi va buni siklonik egrilik deb atashadi, agar oqim chiziqlari va ularga normallar o‘ngga burilsa (β - kichiklashadi) - egrilik va egrilik radiusi manfiy bo‘ladi va buni antisiklonik egrilik deb nomlashadi.

Yuqorida keltirilgan rasmlardan quyidagi munosabatlar kelib chiqadi.

$$\left. \begin{array}{l} u = V \cos \beta \\ v = V \sin \beta \end{array} \right\} \begin{array}{l} \times \cos \beta \\ + \\ \times \sin \beta \end{array} \left| \begin{array}{l} \times \sin \beta \\ - \\ \times \cos \beta \end{array} \right. \quad (6)$$

$$V = u \cos \beta + v \sin \beta \quad (7)$$

$$u \sin \beta - v \cos \beta = 0 \quad (8)$$

$$\left. \begin{array}{l} \frac{\partial}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial s} \frac{\partial s}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial n} \frac{\partial n}{\partial x} \\ \frac{\partial}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial s} \frac{\partial s}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial n} \frac{\partial n}{\partial y} \end{array} \right\} \quad (a)$$

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial s}{\partial x} = \frac{\partial n}{\partial y} = \cos \beta \\ \frac{\partial s}{\partial y} = -\frac{\partial n}{\partial x} = \sin \beta \end{aligned} \right\} \text{Bu munosabatlarni (a) ga kiritamiz.}$$

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x} = \cos \beta \frac{\partial}{\partial s} - \sin \beta \frac{\partial}{\partial n} \\ \frac{\partial}{\partial y} = \sin \beta \frac{\partial}{\partial s} + \cos \beta \frac{\partial}{\partial n} \end{aligned} \right\} \begin{array}{l} \times \cos \beta \quad \times -\sin \beta \\ + \quad \quad \quad + \\ \times \sin \beta \quad \times \cos \beta \end{array} \quad (9)$$

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial}{\partial s} = \cos \beta \frac{\partial}{\partial x} + \sin \beta \frac{\partial}{\partial y} \\ \frac{\partial}{\partial n} = -\sin \beta \frac{\partial}{\partial x} + \cos \beta \frac{\partial}{\partial y} \end{aligned} \right\} (10)$$

$u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y}$ kombinatsiyani ko'raylik. (6) va (9) larni hisobga olsak, quyidagiga

kelamiz:

$$u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} = V \cos \beta \left(\cos \beta \frac{\partial}{\partial s} - \sin \beta \frac{\partial}{\partial n} \right) + V \sin \beta \left(\sin \beta \frac{\partial}{\partial s} + \cos \beta \frac{\partial}{\partial n} \right) = V \frac{\partial}{\partial s}$$

$$u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} = V \frac{\partial}{\partial s} \quad (11)$$

Natural koordinata sistemasida harakat tenglamalari

Harakat tenglamalarini quyidagi ko'rinishda yozaylik:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + 2\omega_z v \quad (12)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - 2\omega_z u \quad (13)$$

(12) ni $\cos \beta$ ga, (13) ni $\sin \beta$ ko'paytirib bir-biriga qo'shamiz:

$$\begin{aligned} & \left(\frac{\partial u}{\partial t} \cos \beta + \frac{\partial v}{\partial t} \sin \beta \right) + u \left(\frac{\partial u}{\partial x} \cos \beta + \frac{\partial v}{\partial x} \sin \beta \right) + v \left(\frac{\partial u}{\partial y} \cos \beta + \frac{\partial v}{\partial y} \sin \beta \right) = \\ & \underbrace{\left(\frac{\partial u}{\partial t} \cos \beta + \frac{\partial v}{\partial t} \sin \beta \right)}_{\frac{\partial v}{\partial t}} + u \underbrace{\left(\frac{\partial u}{\partial x} \cos \beta + \frac{\partial v}{\partial x} \sin \beta \right)}_{\frac{\partial v}{\partial x}} + v \underbrace{\left(\frac{\partial u}{\partial y} \cos \beta + \frac{\partial v}{\partial y} \sin \beta \right)}_{\frac{\partial v}{\partial y}} = \\ & = -\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial P}{\partial x} \cos \beta + \frac{\partial P}{\partial y} \sin \beta \right) + 2\omega_z \underbrace{(v \cos \beta - u \sin \beta)}_{=0} \end{aligned}$$

(7) va (8) larni asosida

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} \cos \beta + \frac{\partial v}{\partial t} \sin \beta &= \frac{\partial}{\partial t} (u \cos \beta + v \sin \beta) - \left(u \frac{\partial(\cos \beta)}{\partial t} + v \frac{\partial(\sin \beta)}{\partial t} \right) = \\ &= \frac{\partial V}{\partial t} - (v \cos \beta - u \sin \beta) \frac{\partial \beta}{\partial t} = \frac{\partial V}{\partial t}. \end{aligned}$$

Xuddi shunga o'xshash qolgan ikki qo'shiluvchilar uchun mos ifodalarga kelamiz.

Natijada

$$\frac{\partial V}{\partial t} + u \frac{\partial V}{\partial x} + v \frac{\partial V}{\partial y} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial s}$$

$$\underbrace{\phantom{\frac{\partial V}{\partial t} + u \frac{\partial V}{\partial x} + v \frac{\partial V}{\partial y}}}_{V \frac{\partial V}{\partial s}}$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + V \frac{\partial V}{\partial s} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial s} \quad (14)$$

$$\frac{dV}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial s} \quad (15)$$

Bu S o'qiga proyeksiyalangan birinchi harakat tenglamasi. Ikkinchi harakat tenglamasiga kelish uchun (13) ni $\cos\beta$ ga, (12) ni $\sin\beta$ ga ko'paytirib ikkinchi ifodadan birinchini ayiramiz:

$$\left(\frac{\partial v}{\partial t} \cos \beta - \frac{\partial u}{\partial t} \sin \beta \right) + u \left(\frac{\partial v}{\partial x} \cos \beta - \frac{\partial u}{\partial x} \sin \beta \right) + v \left(\frac{\partial v}{\partial y} \cos \beta - \frac{\partial u}{\partial y} \sin \beta \right) =$$

$$\underbrace{\phantom{\left(\frac{\partial v}{\partial t} \cos \beta - \frac{\partial u}{\partial t} \sin \beta \right)}}_{V \frac{\partial V}{\partial t}} + \underbrace{\phantom{u \left(\frac{\partial v}{\partial x} \cos \beta - \frac{\partial u}{\partial x} \sin \beta \right)}}_{V \frac{\partial V}{\partial x}} + \underbrace{\phantom{v \left(\frac{\partial v}{\partial y} \cos \beta - \frac{\partial u}{\partial y} \sin \beta \right)}}_{V \frac{\partial V}{\partial y}} =$$

$$= -\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial P}{\partial y} \cos \beta - \frac{\partial P}{\partial x} \sin \beta \right) - 2\omega_z \underbrace{(u \cos \beta + v \sin \beta)}_V$$

$$\underbrace{\phantom{-\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial P}{\partial y} \cos \beta - \frac{\partial P}{\partial x} \sin \beta \right)}}_{\frac{\partial P}{\partial n}}$$

$$V \left(\frac{\partial \beta}{\partial t} + u \frac{\partial \beta}{\partial x} + v \frac{\partial \beta}{\partial y} \right) = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n} - 2\omega_z V, \quad V \frac{d\beta}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n} - 2\omega_z V \cdot \frac{d\beta}{dt} = k_T V$$

$$k_T V^2 + 2\omega_z V = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n} \quad (16)$$

$$\frac{V^2}{R_T} + 2\omega_z V = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n} \quad (17)$$

Bu n o'qiga proyeksiyalangan ikkinchi harakat tenglamasi.

Natural koordinata sistemasida harakat tenglamalarni qo'llab gradiyent shamol xususiyatlarini o'rganaylik.

Ko'rilayotgan nuqta va vaqt uchun oqim chiziqlari va izobaralar ustma-ust bo'lgan maydondagi shamol gradiyent shamol deb ataladi. Gradiyent shamol uchun $\frac{\partial P}{\partial S} = 0$ tengligidan va (15) ni hisobga olgan holda quyidagiga kelamiz:

$$\frac{dV}{dt} = 0 \quad (18)$$

Bu yerdan xulosa qilamizki, harakatlanayotgan havo zarrasida gradiyent shamolni moduli o'zgarmaydi, ya'ni zarralar oqim chiziqlari bo'ylab harakatlanadi.

Gradiyent shamolni xususiy holni ko'raylik, ya'ni gradiyent shamol vertikal tezliklarsiz ($w=0$) va o'zgarmas $\left(\frac{dV}{dt} = 0 \right)$, bo'lsin. Unda (14) va (15) lar asosida

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial S} = 0 \quad (19),$$

ya'ni oqim chizig'i bo'ylab tezlik moduli o'zgarmas bo'ladi.

Vertikal tezliklar yo'qligi uchun

$$w = \frac{\bar{\rho}}{\rho} \operatorname{div} V, \operatorname{div} V = \frac{\partial V}{\partial s} + V \frac{\partial \beta}{\partial n} = 0$$

va (19) ni hisobga olib quyidagiga kelamiz:

$$\frac{\partial \beta}{\partial n} = 0 \quad (20),$$

ya'ni oqim chiziqlari va demak, izobaralar bir-biriga parallel.

Ikkinchi harakat tenglamasini (17) ko'raylik:

$$\frac{V^2}{R_T} + 2\omega_z V = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n}$$

(19) dan kelib chiqadiki, izobaralar bo'ylab $V = \text{sonst}$, (20) dan- $\frac{\partial P}{\partial n} = \text{const}$.

Demak, harakat tenglamasidan xulosa qilamizki, trayektoriyalar bo'ylab egrilik radiusi o'zgarmas ($R_T = \text{sonst}$), ya'ni trayektoriyalar (izobaralar)- aylanalar.

Shunday qilib, vertikal tezliklarsiz o'zgarmas gradiyent shamol - bu aylana izobaralar bo'ylab esadigan shamoldir.

Agar $R_T = \infty, k_T = 0$, ya'ni izobaralar to'g'ri chiziqli, bir-biriga parallel bo'lsa, u holda gradiyent shamol geostrofik shamol deb ataladi. Dyemak, geostrofik shamol gradiyent shamolning xususiy holidir.

Nazorat uchun savollar

1. Nogeostrofik shamol deb nimaga aytiladi?
2. Nogeostrofik shamolning qanday xossalari mavjud?
3. Nogeostrofik harakatga ta'rif bering.
4. Haqiqiy shamolning geostrofik shamoldan og'ishlarini tushuntiring.
5. Erkin atmosferada vertikal oqimlarni hosil bo'lishini tushuntiring.

28-Mavzu. Gradiyent shamol

Reja:

1. Gradiyent shamol.
2. Shamolning barik qonuni.
3. Aylanaviy izobaralarda gradiyent shamol.
4. Siklon va antisiklonlarda gradiyent shamol.

Tayanch iboralar. *shamollar, gradiyent shamol, shamolning barik qonuni, aylanaviy izobaralar, siklon, antisiklonlar, nogeostrofik shamol, haqiqiy shamol, geostrofik shamol, erkin atmosfera, atmosferada gorizonttal oqimlar.*

Gradiyent shamol – ishqalanish kuchi bo'lmagan, barik gradiyent kuchi S Yer aylanishining og'diruvchi kuchi A va markazdan qochma kuch G muvozanatlashgan sharoitda havoning gorizonttal harakati. Barcha kuchlar bir to'g'ri chi-iqda yotganligi sababli, Gradiyent shamol izobara bo'ylab yo'nalgan bo'ladi. Bir xil barik gradiyent maydonida Gradiyent shamol tezligi siklon izobarasi holatida geostrofik shamol tezligidan kichik, antitsiklon izobarasi holatida esa undan katta bo'ladi.

Ishqalanish bo'lmagan, biroq havoning doiraviy izobaralar bo'ylab turg'unlashgan gorizonttal harakatini qaraymiz. Bu holda havo zarrasiga bosimning gorizonttal gradiyenti

va Koriolis kuchlaridan tashqari markazdan qochma kuch ham ta'sir qiladi. Siklonda ham, antisiklonda ham kuzatilishi mumkin bo'lgan bunday harakat **gradiyent shamol** deb ataladi.

Aylana izobaralar maydonida gradiyent shamol

Aylana izobaralar maydonida erkin atmosferadagi barik tizimlarda - siklon va antisiklonlarda, gradiyent shamol o'zgaras havo oqimlarning oddiy modelini ifodalaydi.

Shu barik tizimlarda gradiyent shamolni ko'raylik. Uning ba'zi xususiyatlari ma'lum:

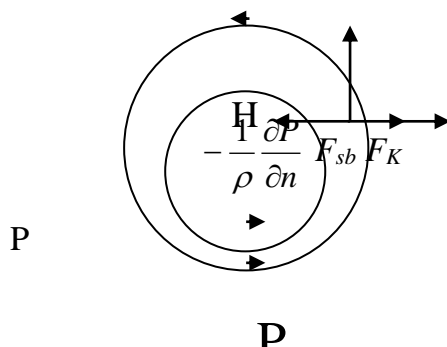
1. aylana izobaralar (trayektoriyalar) bo'ylab shamol tezligi o'zgaras bo'ladi V_{qconst} ;
2. vertikal tezliklar ko'rilmaydi $w=0$;
3. aylana izobaralar maydonida gradiyent shamolni tenglamasi quyidagicha yoziladi:

$$\frac{V^2}{R_T} + 2\omega_z V = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n} \quad (21)$$

(21) ga kirgan barcha kattaliklar aylana izobaralar bo'yicha o'zgaras kattaliklar. Ularning ishoralarini tahlil qilaylik. S koordinata harakat yo'nalishi bo'ylab yo'nalganligi uchun $V>0$. Agar harakat yo'nalishi bo'ylab izobaralar (trayektoriyalar) chapga burilsa, u holda egrilik radiusi $R_T>0$, agarda o'ngga burilsa- $R_T<0$. $\omega_z = \omega \sin\varphi >0$ shimoliy yarimsharda va $\omega_z <0$ - janubiy yarimsharda. Agar harakat yo'nalishiga nisbatan chap tomonda bosim ko'tarilsa $\frac{\partial P}{\partial n} >0$, agarda pasaysa $-\frac{\partial P}{\partial n} <0$.

Yuqoridagilarni hisobga olib mumkin bo'lgan hollarni quyidagicha tasniflash mumkin. Shimoliy yarimshar ko'rilsin - $\omega_z >0$.

1. Trayektoriyalar chap tomonga burilayapti - $R_T >0$. (21) chi tenglamaning chap tomoni musbat, demak $\frac{\partial P}{\partial n} <0$ bo'lishi kerak, ya'ni harakat yo'nalishidan chap tomonga bosim kamayadi va shamolning barik qonuni bajariladi. Bu siklonning sxemasi.



Vektor $\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n}$ - past bosimli tomonga yo'nalgan. Koriolis kuchi tezlikka nisbatan o'ng tomonga 90° og'adi.

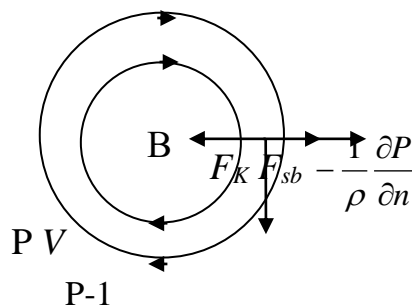
2. Trayektoriyalar o'ng tomonga burilayapti - $R_T < 0$. (21) chi tenglamani chap tomonining ishorasi hadlarning nisbatiga bog'liq: $\frac{V}{2\omega_z |R_T|}$.

Mumkin bo'lgan hollar:

A) izobaralarni egrilik radiusi katta, shamolni tezligi kichik, ya'ni $\frac{V}{2\omega_z|R_T|} < 1$ (22).

Unda (21) chi tenglamani chap tomoni musbat, demak, $\frac{\partial P}{\partial n} < 0$, ya'ni harakat yo'nalishidan chap tomonga bosim kamayadi va shamolning barik qonuni bajariladi. Bu antisiklonning sxemasi.

(22) ifoda V qiymatini chegaralaydi, ya'ni tezlik $V_{\max} \approx 2\omega_z R_T$ dan oshmaydi.



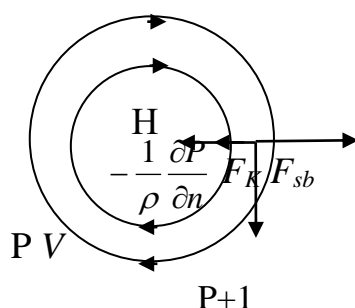
(22) ifodadan yana trayektoriya radiusiga chegaralanish kelib chiqadi:

$$\|R_T\|_{\min} = \frac{V}{2\omega_z}$$

Siklonlar uchun bunday chegaralanish yo'q.

B) izobaralarni egrilik radiusi kichik, shamolni tezligi katta, ya'ni

$$\frac{V}{2\omega_z|R_T|} > 1 \quad (23)$$



Unda (21) tenglamani chap tomoni manfiy, demak $\frac{\partial P}{\partial n} > 0$, ya'ni harakat yo'nalishidan chap tomonga bosim ko'tariladi, markazda eng past bosim va shamolni barik qonuni bajarilmaydi. Bu shimoliy yarimsharda siklonni anomal holi. (23) shartni bajarilishidan kelib chiqadiki, ω_z va R_T larni qiymatlari kichik bo'lishi kerak, tezlik V qiymati esa – katta. Shuning uchun bu barik tizimlarda kuchli shamollar kuzatiladi, ular gorizontal bo'yicha katta bo'lmaydi va ko'pincha tropik kengliklarda kuzatiladi (smerch, tromb). Mo'tadil kengliklarda kamdan kam uchraydi.

(21) tenglama yordamida aylana izobaralar maydonida gradiyent shamolni tezligini aniqlash mumkin. Shimoliy yarimsharda ($\omega_z > 0$) shamolni barik qonuni bajariladigan ($\frac{\partial P}{\partial n} < 0$) hollarini ko'raylik.

(21) tenglamaga $\frac{\partial P}{\partial n}$ o'rniga geostrofik munosabatdan uning ifodasini kiritamiz:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n} = 2\omega_z V_g$$

Unda (21) tenglama quyidagicha ifodalanadi:

$$\frac{V^2}{R_T} + 2\omega_z V = 2\omega_z V_g \quad (24)$$

yoki

$$V^2 + 2\omega_z V R_T - 2\omega_z V_g R_T = 0 \quad (25)$$

Kvadratik tenglamani yechib ildizlarni topamiz:

$$V = -\omega_z R_T \pm \sqrt{\omega_z^2 R_T^2 + 2\omega_z V_g R_T}$$

yoki

$$V = \omega_z R_T \left(-1 \pm \sqrt{1 + \frac{2V_g}{\omega_z R_T}} \right) \quad (26)$$

Aniq berilgan bosim gradiyentida, geografik kengligida, havo zichligida va ma'lum ishorali trayektoriyani egrilik radiusida gradiyent shamolni tezligi birgina ma'noga ega bo'lishi kerak. Fizikaviy ma'noga ega bo'lgan ildizni aniqlash uchun kvadratik ildizni $\frac{2V_g}{\omega_z R_T}$ ifodani darajalar qatoriga yoyamiz:

$$(1+a)^n = 1 + na + \frac{n(n-1)}{2} a^2 + \dots$$

Buni (26) ga kiritamiz:

$$V = \omega_z R_T \left[-1 \pm \left(1 + \frac{V_g}{\omega_z R_T} - \frac{1}{2} \frac{V_g^2}{\omega_z^2 R_T^2} + \dots \right) \right] \quad (27)$$

Egrilik radiusi $R_T \Rightarrow \infty$ intilsin. $R_T = \infty$ tengligi izobaralar to'g'ri chiziqchiligi bildiradi - shamol geostrofik shamolga teng bo'lishi kerak. Agarda (27) tenglamada minus ishorasi qoldirilsa, u holda ma'nosiz natija kelib chiqadi:

$$|V|_{R_T \Rightarrow \infty} \Rightarrow \infty$$

Demak, (27) tenglamada musbat ishorasini qoldirish kerak:

$$V = V_g - \frac{1}{2} \frac{V_g^2}{\omega_z R_T} + \dots \quad (28)$$

Bu yerda $R_T \Rightarrow \infty$ shamol $V \Rightarrow V_g$ intiladi.

Shunday qilib gradiyent shamol quyidagi formuladan aniqlanadi:

$$V = V_g \left(1 - \frac{V_g}{2\omega_z R_T} \right) \quad (29)$$

Gradiyent shamol formulasi yana quyidagi xulosalar qilishga imkon beradi.

Siklonda $R_T > 0$, demak gradiyent shamol geostrofik shamoldan kichik bo'ladi.

Antisiklonda esa $R_T < 0$, demak gradiyent shamol geostrofik shamoldan katta bo'ladi.

Umuman, geostrofik shamolni bir xil tezligida izobaralarni siklonik egriligi gradiyent shamolni kuchsizlanishiga, antisiklonik egrilik esa - gradiyent shamolni kuchayishiga olib keladi.

Siklon va antisiklonlarda gradiyent shamol

Ishqalanish bo'lmagan holda havoning doiraviy izobaralar bo'ylab turg'unlashgan gorizontal harakatini ko'raylik. Bu holda havo zarrasiga bosimning gorizontal gradiyenti va Koriolis kuchlaridan tashqari markazdan qochma kuch ham ta'sir qiladi. Siklonda ham, antisiklonda ham kuzatilishi mumkin bo'lgan bunday harakat *gradiyent* yoki *geosiklostrofik shamol* deb ataladi.

Siklonda havo zarrachasi gorizontal barik gradiyent kuchi ta'sirida tezlanish olib, radius bo'ylab siklon markaziga intiladi. Harakat yuzaga kelgan zahoti havo zarrasini 90° burchak ostida o'ng tomonga (shimoliy yarimsharda) chetlantiruvchi Koriolis kuchi paydo bo'ladi. Shamol yo'nalishining o'zgarishi va tezlikning ortishi barik gradiyent, Koriolis va markazdan qochma kuchlar muvozanatga kelgunicha kuzatiladi. Shunday qilib, siklonda muvozanatlashgan harakatda havo zarrachasi izobaralar bo'ylab shimoliy yarimsharda soat miliga qarama-qarshi yo'nalishda (janubiy yarimsharda soat mili bo'yicha) harakatlanadi. Izobaralar bo'ylab yo'nalgan bu tekis harakat *gradiyent shamol* deb ataladi.

Siklondagi gradiyent shamolida uchta kuchning muvozanati yuzaga keladi: bosim gradiyenti Koriolis va markazdan qochma kuchlarni muvozanatlaydi (41a-rasm). Demak:

$$-\vec{G} = \vec{K} + \vec{C}$$

yoki

$$-\frac{\partial P}{\partial r} = l\rho v_{gr} + \frac{\rho v_{gr}^2}{r}, \quad (8.30)$$

bu yerda r – siklon markazigacha masofa, v_{gr} – siklondagi gradiyent shamol tezligi.

(8.30) kvadrat tenglamaning v_{gr} ga nisbatan yechimi quyidagi ko'rinishga ega:

$$v_{gr} = -\frac{lr}{2} + \sqrt{\frac{l^2 r^2}{4} + 4 \frac{r}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r}}. \quad (8.31)$$

(8.31) dan siklon markazida ($r=0$) gradiyent shamol doim nolga aylanishi ko'rinish turibdi. Markazdan uzoqlashish bilan izobaralar quyugligi saqlanganda gradiyent shamol tezligi ortadi.

Tropik (φ kichik bo'lgan) kengliklardagi siklonlarda Koriolis kuchi qiymati juda kichik bo'ladi va bu yerda barik gradiyent kuchi asosan markazdan qochma kuch bilan muvozanatlanadi. Noturg'un stratifikatsiyalangan atmosferada yuzaga kelgan quyun, tornado va vertikal o'qli kichik uyurmalarda, zarrachalar trayektoriyalari radiusi juda kichik bo'ladi (ba'zida o'nlab metrlarga teng va undan kichik). Bu holda markazdan qochma kuchlarga nisbatan Koriolis kuchining ta'siri e'tiborga olinmaydi. Unda aylanishning ixtiyoriy yo'nalishlarida barik gradiyent va markazdan qochma kuchlar o'rtasida muvozanat kuzatilishi mumkin. Shuning uchun ham kichik uyurmalarda havo zarrachalari ham soat mili bo'ylab, ham unga teskari yo'nalishda harakatlanishi mumkin.

Antisiklonda ham uchta kuchning muvozanati kuzatiladi: Koriolis kuchi bosimning gorizontal gradiyenti va markazdan qochma kuchlar yig'indisi bilan muvozanatlanadi (41b-rasm):

$$-\frac{\partial P}{\partial r} + \frac{\rho v_{gr}^2}{r} = l\rho v_{gr} \quad (8.32)$$

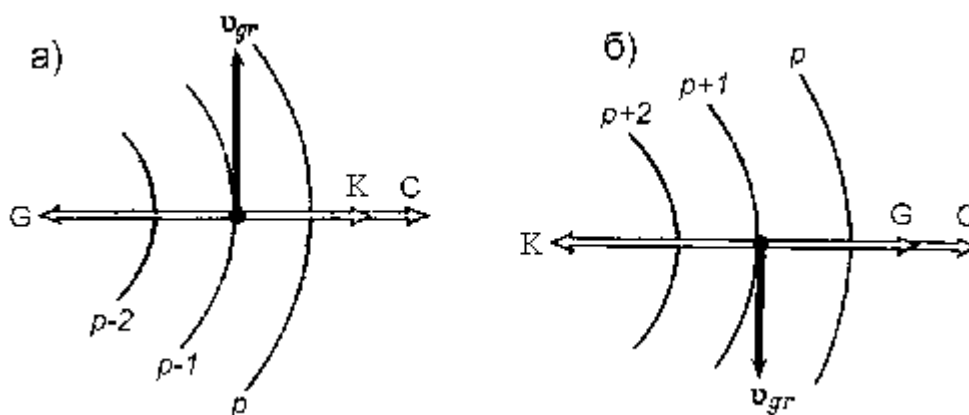
yoki

$$v_{gr}^2 - lr v_{gr} - \frac{r}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r} = 0 \quad (8.33)$$

(8.33) ning yechimi quyidagicha bo‘ladi:

$$v_{gr} = \frac{lr}{2} - \sqrt{\frac{l^2 r^2}{4} + 4 \frac{r}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r}}. \quad (8.34)$$

(8.34) dan stasionar antisiklon markazida ($r=0$) shamol nolga tenglashishi kelib chiqadi. Markazdan uzoqlashganda shamol tezligi ortadi.



41-rasm. Siklon (a) va antisiklonidagi (b) gradiyent shamol.

p , $p-1$ va $p-2$ – izobaralar, G – bosimning gorizontol gradiyenti kuchi, K – Koriolis kuchi, S – markazdan qochma kuch, v_{gr} - gradiyent shamol tezligi.

Siklondan farqli antisiklonda gradiyent shamol tezligi cheklangan. Bu antisiklonda $\frac{\partial P}{\partial r} < 0$ (markazdan uzoqlashgan sari bosim kamayadi) ekanligi bilan tushuntiriladi. Shu sababli (8.34) da ildiz ostidagi ifoda $\frac{\partial P}{\partial r}$ modulining juda katta qiymatlarida nolga tenglashishi mumkin.

41-rasmdan ko‘rinib turibdiki, shimoliy yarimsharda siklonda havo doim soat miliga qarshi, antisiklonda esa soat mili bo‘ylab harakatlanadi. Janubiy yarimsharda havo harakatining yo‘nalishi qarama-qarshiga o‘zgaradi

Nazorat uchun savollar

1. Gradiyent shamoliga ta’rif bering.
2. Gradiyent shamolning qanday xossalari bor?
3. Qanday sharoitlarda siklon va antisiklonlarda gradiyent shamol yuzaga keladi?
4. Shamolning barik qonuni nima?
5. Qanday sharoitlarda aylanaviy izobaralarda gradiyent shamol yuzaga keladi?

29-Mavzu. Atmosferada ajratish sirtlari

Reja:

1. Atmosferada ajratish sirtlari.
2. Ajratish sirtlarining umumiy xossalari.
3. Ajratish sirtlarida kinematik va dinamik shartlar.
4. Stasionar ajratish sirtlarni qiyaligi.

Tayanch iboralar. *Atmosfera, atmosferada ajratish sirtlari, ajratish sirtlarining umumiy xossalari, ajratish sirtlarida kinematik shartlar, ajratish sirtlarida dinamik shartlar, stasionar ajratish sirtlarni qiyaligi.*

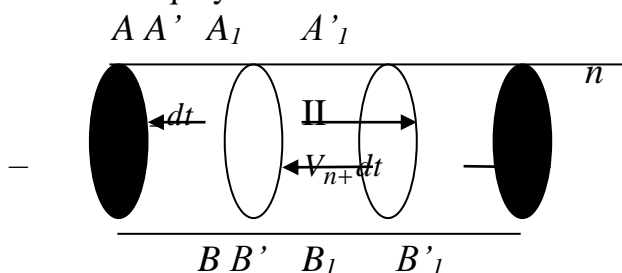
Ajratish sirtlarining umumiy xususiyatlari

Atmosferada meteorologik kattaliklarni umuman bir tekis o'zgaradigan hududlari bilan ularning keskin o'zgaradigan joylari ham kuzatiladi. Kuzatishlar shuni ko'rsatadiki, atmosferada yer sirtiga qiya joylashgan ingichka qatlamlar uchraydi, ular meteokattaliklarni tez (keskin) o'zgaradigan qatlamlari deb ataladi. Shu qatlamlarga perpendikulyar yo'nalishda ko'rilyotgan meteokattaliklarni o'zgarishlari (gorizontal gradiyentlari) odatdagi qiymatlardan ancha katta bo'ladi. Bu nisbatan ingichka qatlamlarni qalinligi bir necha yuz metr bo'ladi va ular havo massalarni ajratuvchi sirtlar yoki atmosfera frontlari deb nomlanadi. Ajratuvchi sirtlarni ko'ndalang kattaliklari bo'ylama kattaliklariga qaraganda ancha kichik bo'ladi va shu sababli hisobga olinmaydi.

Ajratuvchi sirtlarda ba'zi meteokattaliklarni uzluksizligi bajarilmaydi (differensiallashtirish xususiyati) va demak, ajratish sirtlar uchun atmosfera dinamikasining differensial tenglamalari qo'llana olmaydi. Ularni o'rniga meteokattaliklarni uzluksizligini hisobga olib boshqa munosabatlar keltiriladi.

Kochin bo'yicha, ajratish sirtlarida massa saqlanish va dinamikani asosiy qonunlari tufayli bajariladigan munosabatlarni chiqaraylik. Bu munosabatlar mos holda uzluksizlik va harakat tenglamalar rolini o'ynaydi.

Ko'ndalang kesim yuzasi dS va yasovchilari ajratish sirtga perpendikulyar bo'lgan silindrni tassavur qilaylik.



dt vaqt o'tgach ajratish sirt AV holatdan $A_1' B_1'$ holatga o'tadi, ya'ni

$$AA_1' = Ndt \quad (1)$$

bu yerda N - ajratish sirtning harakat tezligi.

Ajratish sirtga nisbatan chap tomon - manfiy (sovuq), o'ng tomon - musbat (iliq) hudud bo'lsin. Umumlashtirish maqsadida ajratish sirt bir xil zarralardan iborat emas deb hisoblaylik. Harakat davomida zarralardan iborat bo'lgan ajratish sirti ular bilan birga emas, balki ulardan tez harakatlanadi deb faraz qilamiz. Unda dt vaqt o'tgach havo zarralari AV holatdan $A_1' B_1'$ holatga emas balki, $A_1 V_1$ holatga yetib kelishadi. Oxirgi

momentda $A_1' B_1'$ holatni $A' B'$ holatdan yetib kelgan havo zarralari egallaydi. dt vaqt oralig'ida $A_1 V_1$ holatdagi havo zarralari doim manfiy hududda joylashgan bo'ladi:

$$AA_1 = v_{n-} dt \quad (2)$$

Huddi shuningdek, $A_1' B_1'$ holatdagi zarralar musbat hududda bo'ladi:

$$A'A_1 = v_{n+} dt \quad (3)$$

bu yerda v_{n-} va v_{nQ} ajratish sirtga perpendikulyar bo'lgan mos holda manfiy va musbat hududlardagi tezlikni tashkil qiluvchilari.

(1)-(3) ifodalardan kelib chiqadi:

$$AA' = AA_1 - A'A_1$$

$$A_1 A_1' = AA_1 - AA_1$$

$$\left. \begin{aligned} AA' &= Ndt - V_{n+} dt = (N - V_{n+}) dt \\ A_1 A_1' &= Ndt - V_{n-} dt = (N - V_{n-}) dt \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

Boshlang'ich momentda I hajmni to'ldirgan havo zarralari dt vaqt o'tgach II hajmni to'ldiradi. Bu hajmlar uchun massa saqlanishi va harakat miqdori o'zgarishi qonunlarini chiqaraylik.

Boshlang'ich momentda I hajmni to'ldirgan zarralar musbat hududda joylashgan bo'ladi va \bar{n} o'qi bo'yicha massa va harakat miqdori quyidagicha aniqlanadi:

$$\left. \begin{aligned} m_1 &= \rho_+ ds AA' \\ M_1 &= \rho_+ V_{n+} ds AA' \end{aligned} \right\}$$

yoki (4) ifoda asosida

$$\left. \begin{aligned} m_1 &= \rho_+ ds AA' = \rho_+ (N - V_{n+}) ds dt \\ M_1 &= \rho_+ V_{n+} ds AA' = m_1 V_{n+} = \rho_+ V_{n+} (N - V_{n+}) ds dt \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

Huddi shuningdek, II hajm uchun

$$\left. \begin{aligned} m_2 &= \rho_- ds A_1 A_1' = \rho_- (N - V_{n-}) ds dt \\ M_2 &= \rho_- V_{n-} ds A_1 A_1' = m_2 V_{n-} = \rho_- V_{n-} (N - V_{n-}) ds dt \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

Massa saqlanish qonuni asosida $m_1 = m_2$, demak

$$\rho_+ (N - V_{n+}) = \rho_- (N - V_{n-}) \quad (7)$$

Bu tenglama mavjud ajratish sirtning harakati uchun uzluksizlik tenglamasini analogidir (rolini o'ynadi).

Ikkinchi tenglamani chiqarish uchun dt vaqt ichida ko'rilayotgan hajmga ta'sir qiladigan tashqi kuchlarni impulsini ko'raylik.

Hajm kichiklashgan sari hajmiy kuchlarni sirtqi kuchlarga nisbati kichik bo'lganligi uchun, ko'rilayotgan kichik hajm uchun sirtqi kuchlarni hisobga olish kifoya. Bundan tashqari ishqalanish kuchlarni hisobga olmaylik, demak, kelib chiqqan natijalar erkin atmosfera uchun to'g'ri bo'ladi. Bu holda \bar{n} o'qi bo'yicha faqat bosim kuchlari ta'sir qiladi, ular dS ga perpendikulyar bo'ladi. Chap kesimga, uni AV dan $A_1 V_1$ ga ko'chish davomida musbat hudud tomon yo'nalgan $P_- \times dS$ bosim kuchi ta'sir qiladi. O'ng kesimga, manfiy hudud tomon yo'nalgan $P_+ \times dS$ bosim kuchi ta'sir qiladi. Bu kuchlarni teng ta'sir qiladigan kuch $(P_- - P_+) \times dS$ ga, uni impulsi esa $(P_- - P_+) \times dS \times dt$ ga teng bo'ladi. Oxirgi ifoda harakat miqdori o'zgarishiga teng bo'lib quyidagicha yoziladi:

$$(P_- - P_+) \times dS \times dt = M_2 - M_1$$

(5) va (6) ifodalar asosida:

$$(P_- - P_+) ds dt = [\rho_- V_{n-} (N - V_{n-}) - \rho_+ V_{n+} (N - V_{n+})] ds dt$$

$$(P_- - P_+) = \rho_- V_{n-} (N - V_{n-}) - \rho_+ V_{n+} (N - V_{n+}) \quad (8)$$

Bu tenglama mavjud ajratish sirti uchun harakat tenglamani analogidir.

(7) ifodani qo'llab (8) ifodani quyidagicha yozish mumkin:

$$\rho_+ (N - V_{n+}) (V_{n+} - V_{n-}) = P_+ - P_- \quad (9)$$

(7) dan ($v_{n-} - v_{n+}$) ayirmani aniqlab (9) ga qo'yib chiqamiz:

$$V_{n+} - V_{n-} = \frac{\rho_+ - \rho_-}{\rho_-} (N - V_{n+})$$

$$(N - V_{n+})^2 = \frac{\rho_- (P_+ - P_-)}{\rho_+ (\rho_+ - \rho_-)} \quad (10)$$

(10) ifoda yordamida ($N - v_{n+}$) ayirmani baholaylik

$$\rho = \tilde{\rho} \quad \frac{\rho_-}{\rho_+} \approx 1; \quad \frac{P_+ - P_-}{\rho_+ - \rho_-} = \frac{dP}{d\rho}$$

$$(N - V_{n+}) \approx \sqrt{\left(\frac{dP}{d\rho}\right)}_{\rho=\tilde{\rho}}$$

Izotermik harakat uchun $\frac{P}{\rho} = const.$

Bu ifodani logarifmlab hosila olaylik:

$$\frac{dP}{P} = \frac{d\rho}{\rho}; \quad \sqrt{\frac{dP}{d\rho}} = \sqrt{\frac{P}{\rho}}. \quad R=10^5 \text{ N/m}^2, \quad \rho q 1,3 \text{ kg/m}^3, \text{ unda}$$

$$\sqrt{\frac{dP}{d\rho}} = 280 \text{ m/s}$$

Adiabatik jarayon uchun

$$\frac{P}{\rho^\kappa} = const, \quad \kappa = \frac{C_P}{C_V} = 1,4$$

Bu ifodani logarifmlab hosila olaylik:

$$\frac{dP}{P} = \kappa \frac{d\rho}{\rho}; \quad \sqrt{\frac{dP}{d\rho}} = \sqrt{\kappa \frac{P}{\rho}}; \quad \sqrt{\frac{dP}{d\rho}} = 332 \text{ m/s}.$$

Ildiz ostidagi kattalik – tovush tezligi va uning o'rtacha qiymati 300 m/s ga teng deb qabul qilingan. Atmosferada uchraydigan shamol tezliklari tovush tezligidan ancha kichik. Demak, oxirgi ifodadan kelib chiqyaptiki, ajratish sirtlarni harakat tezligi tovush tezligiga yaqin. Shunday tez harakatlanadigan ajratish sirtlar atmosferada kuzatiladi, masalan, portlashlarda. Lekin dinamik meteorologiya uchun ahamiyatga ega bo'lgan ajratish sirtlar tovush tezligidan ancha sekin harakatlanishadi. Demak, bizlarni qiziqtirgan ajratish sirtlar uchun (7) va (9) larni boshqa yechimini topish lozim, ya'ni $N - v_{n+} = 0$ deb qabul qilish kerak. Bundan (7) ga asosan $N - v_{n-} = 0$, (9) ga asosan $R_+ - R_- = 0$ kyelib chiqadi.

Shunday qilib, dinamik meteorologiyani qiziqtiradigan ajratish sirtlarni xususiyatlari quyidagi tenglamalar bilan ifodalanadi:

$$P_+ - P_- = [P] = 0 \quad (11)$$

$$V_{n+} - V_{n-} = [V_n] = 0 \quad (12)$$

$$N = V_{n+} = V_{n-} \quad (13)$$

Bu tenglamalardan quyidagi xulosalar kelib chiqadi:

1. ajratish sirtidan o'tish paytida bosim uzluksiz o'zgaradi (bosim sakrab o'zgarmaydi);

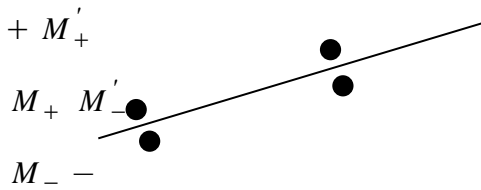
2. ajratish sirtidan o'tish paytida shu sirtga perpendikulyar bo'lgan shamolni tashkil qiluvchisi uzluksiz o'zgaradi (tezlik sakrab o'zgarmaydi);

3. ajratish sirt doim bir xil havo zarralardan iborat bo'ladi, ya'ni ajratish sirt uni tashkil qilgan zarralardan orqada qolmaydi va ulardan oshib ketmaydi ham.

Bosim uzluksizligi (11) shart - dinamik, (12) shart esa - kinematik shart deb ataladi.

Stasionar ajratish sirtlarni qiyaligi

Ajratish sirtlarni ufqqa (gorizontga) nisbatan qiyaligini bilish muhim, chunki qiyalik burchagidan ajratish sirtlarni bo'lajak rivojlanishi va harakati to'g'risida xulosa qilish mumkin.



Ajratish sirtini ikki tomonida joylashgan ikki juft nuqtalarni ko'raylik. Bosim uzluksiz bo'lganligi uchun

$$P(M_+) = P(M_-) \text{ va } P(M'_+) = P(M'_-), \text{ va demak}$$

$$P(M'_+) - P(M_+) = P(M'_-) - P(M_-).$$

Nuqtalarni bir-biriga yaqinlashtirsak, oxirgi ifodadan $dP_+ = dP_-$ kelib chiqadi, yoki differensial ko'rinishda quyidagicha:

$$\left(\frac{\partial P}{\partial x}\right)_+ dx + \left(\frac{\partial P}{\partial y}\right)_+ dy + \left(\frac{\partial P}{\partial z}\right)_+ dz = \left(\frac{\partial P}{\partial x}\right)_- dx + \left(\frac{\partial P}{\partial y}\right)_- dy + \left(\frac{\partial P}{\partial z}\right)_- dz$$

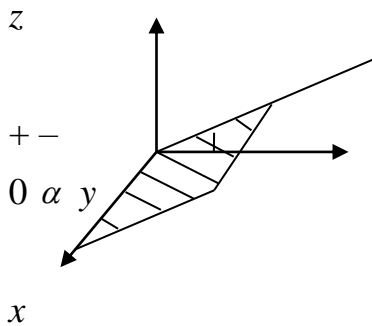
Sakrab o'zgarishlar uchun $\left[\frac{\partial P}{\partial x}\right] = \left(\frac{\partial P}{\partial x}\right)_+ - \left(\frac{\partial P}{\partial x}\right)_-$ - belgi kiritilsa, ifoda quyidagicha yoziladi:

$$\left[\frac{\partial P}{\partial x}\right] dx + \left[\frac{\partial P}{\partial y}\right] dy + \left[\frac{\partial P}{\partial z}\right] dz = 0 \quad (14)$$

Ajratish sirtini qiyaligi ikkita burchaklar yoki ularning tangenslari bilan xarakterlanishi mumkin:

$$\left.\frac{dz}{dy}\right|_{x=const}, \left.\frac{dz}{dx}\right|_{y=const}.$$

Bosim gradiyentlarni tashkil qiluvchilarining sakrab o'zgarishlarini harakat tenglamalari yordamida bevosita meteokattaliklarni sakrab o'zgarishlari orqali ifodalasak, hisoblashlar uchun qulayroq ko'rinishdagi ifodalarga kelish mumkin.



X o'qi ajratish sirti (front) bo'ylab yo'naltirilishi qulay, unda

$$tg\alpha = \left. \frac{dz}{dy} \right|_{x=const} \quad (15) \text{ bu yerda } \alpha - \text{ajratish sirtini}$$

(frontni) ufqqa nisbatan qiyalik burchagi. (14) ni qo'llab quyidagicha yozish mumkin:

$$\left. \frac{dz}{dy} \right|_{x=const} = - \frac{\left[\frac{\partial P}{\partial y} \right]}{\left[\frac{\partial P}{\partial z} \right]} \quad (16)$$

Ilk bor Margules ko'rib chiqqan muhim ayni bir holni ko'raylik.

Ajratish sirtini (frontni) ikki tomonida shamol geostrofik shamol bo'lib bir xil yo'nalgan bo'lsin. Bu holda front izobara bo'ylab yo'nalgan bo'lishi lozim, aks holda yoki bosim sakrab o'zgarishi kerak- (11) ga asosan bu mumkin emas, yoki shamol vektori to'xtovsiz o'zgaruvchan bo'lishi kerak - bu holda front o'zi mavjud bo'lmaydi. Shunday qilib, shamol geostrofik bo'lib front bo'ylab, ya'ni X o'qi bo'ylab yo'nalgan bo'lsin. Harakat va statikani asosiy tenglamalarini yozaylik:

$$\left. \begin{aligned} u_+ &= -\frac{1}{2\omega_z \rho_+} \left(\frac{\partial P}{\partial y} \right)_+, & v_+ &= \frac{1}{2\omega_z \rho_+} \left(\frac{\partial P}{\partial x} \right)_+ \\ u_- &= -\frac{1}{2\omega_z \rho_-} \left(\frac{\partial P}{\partial y} \right)_-, & v_- &= \frac{1}{2\omega_z \rho_-} \left(\frac{\partial P}{\partial x} \right)_- \end{aligned} \right\}$$

Bu ifodalardan front harakatsiz (stasionar) bo'lganligi ma'lum bo'ladi, chunki $\left(\frac{\partial P}{\partial x} \right)_\pm = 0$. Demak,

$$N = v_+ = v_- = 0$$

Yuqorida yozilgan ifodalarni quyidagicha yozishimiz mumkin:

$$\left. \begin{aligned} \left(\frac{\partial P}{\partial x} \right)_+ &= 0, & \left(\frac{\partial P}{\partial x} \right)_- &= 0 \\ \left(\frac{\partial P}{\partial y} \right)_+ &= -2\omega_z \rho_+ u_+, & \left(\frac{\partial P}{\partial y} \right)_- &= -2\omega_z \rho_- u_- \\ \left(\frac{\partial P}{\partial z} \right)_+ &= -g\rho_+, & \left(\frac{\partial P}{\partial z} \right)_- &= -g\rho_- \end{aligned} \right\} \quad (17)$$

(17) ifodalarni (16) ifodaga kiritamiz:

$$tg\alpha = -\frac{2\omega_z(\rho_+ u_+ - \rho_- u_-)}{g(\rho_+ - \rho_-)} = -\frac{2\omega_z[\rho u]}{g[\rho]} \quad (18)$$

(18) formulada bevosita o'lchanmaydigan zichlikni o'rniga holat tenglamasidan kelib chiqadigan ifodasini kiritamiz:

$$P_- = \rho_- RT_-. \quad P_+ = P_-,$$

bosim uzluksiz bo'lganligi uchun $R_+ = R_-$. Bu yerdan

$$\rho_+ T_+ = \rho_- T_- \quad \frac{\rho_+}{\rho_-} = \frac{T_-}{T_+},$$

Zichlik ifodalarini (18) ga qo'yib chiqamiz:

$$tg\alpha = -\frac{2\omega_z}{g} \frac{u_-T_+ - u_+T_-}{T_+ - T_-} \quad (19)$$

Harorat va tezlikni sakrab o'zgarishlari

$$[T] = T_+ - T_-, [u] = u_+ - u_- \quad (20)$$

bilan yana ularning frontda o'rtacha arifmetik qiymatlarini kiritamiz:

$$\bar{T} = \frac{T_+ + T_-}{2}, \bar{u} = \frac{u_+ + u_-}{2} \quad (21)$$

U holda (20) va (21) asosida quyidagi kelib chiqadi:

$$\left. \begin{aligned} T_+ &= \bar{T} + \frac{[T]}{2}, & T_- &= \bar{T} - \frac{[T]}{2} \\ u_+ &= \bar{u} + \frac{[u]}{2}, & u_- &= \bar{u} - \frac{[u]}{2} \end{aligned} \right\} \quad (22)$$

(22) ni asosida

$$u_-T_+ - u_+T_- = \bar{u}[T] - \bar{T}[u]$$

Oxirgi ifodani (19) ga kiritib va (20)chi bilan foydalanib quyidagiga kelamiz:

$$tg\alpha = -\underbrace{\frac{2\omega_z\bar{u}}{g}}_I + \underbrace{\frac{2\omega_z\bar{T}[u]}{g[T]}}_{II} \quad (23)$$

Birinchi qo'shiluvchi

$$tg\beta = -\frac{2\omega_z\bar{u}}{g}$$

$$-\frac{2\omega_z\bar{u}}{g} = \frac{1}{2} \left(-\frac{2\omega_z u_+}{g} - \frac{2\omega_z u_-}{g} \right) = \frac{tg\beta_+ - tg\beta_-}{2}$$

izobarik sirtlarni o'rtacha qiyaligidir. Uning qiymati juda kichik va taxminan 10^{-4} teng.

Ikkinchi qo'shiluvchi birinchidan katta. Ularning nisbati $\frac{[u] \times \bar{T}}{[T] \times \bar{u}} \approx 30$, chunki $[u]$

va \bar{u} larning o'zgarishlari taxminan bir tartibga ega, \bar{T} esa $[T]$ dan 30 barobar katta. Bundan xulosa qilish mumkinki, frontlarni ufqqa nisbatan qiyaligi izobarik sirtlarni qiyaligidan ancha katta, shuning uchun ham birinchi qo'shiluvchi hisobga olinmaydi:

$$tg\beta = -\frac{2\omega_z\bar{T}[u]}{g[T]} \quad (24)$$

Bu ifoda Margules formulasi deb ataladi.

Margules formulasi bo'yicha stasionar frontni qiyaligi geografik kenglikka φ ($\omega_z = \omega \times \sin \varphi$), o'rtacha haroratga \bar{T} hamda haroratni va front bo'ylab esayotgan shamollarni sakrab o'zgarishlariga bog'liq. Shamolni sakrab o'zgarishi ortsa qiyalik burchagi oshadi, haroratni sakrab o'zgarishi ortsa – kamayadi.

(24) ifodaga kirgan kattaliklarni xarakterli qiymatlarida:

$$2\omega_z = 10^{-4} (\varphi = 45^\circ), \bar{T} = 300K, g = 10^m/c^2, [u] = 10^m/c, [T] = 5^0 \quad \text{qiyalik} \quad \text{burchagi}$$

quyidagiga teng bo'ladi:

$$tg\alpha = 6 \times 10^{-3}, \alpha = 20'$$

Ajratish sirtlarni qiyaligi kichik bo'lsa ham, u izobarik sirtlarni qiyaligidan ancha katta bo'ladi. Qiyalik burchagi α keng chegaralarda o'zgarishi mumkin.

Nazorat uchun savollar

1. Atmosferada ajratish sirtlariga ta'rif bering.
2. Ajratish sirtlarining qanday umumiy xossalari mavjud?
3. Ajratish sirtlarida kinematik va dinamik shartlarni tushuntiring.
4. Stasionar ajratish sirtlarni qiyaligini tushuntiring.

30-Mavzu. Ufq tekisligiga nisbatan ajratish sirtining qiyaligi

Reja:

1. Ajratish sirtlarni (frontlar) qiyaligiga izobaralar egriligi, ajratish sirtlarni tezligi va tezlanishini ta'siri.
2. Stasionar ajratish sirti yaqinida shamol va bosim maydonlari.
3. Ajratish sirti yaqinida turbulentslik va vertikal harakatlar.

Tayanch iboralar. *Atmosfera, atmosfera ajratish sirtlari, atmosfera frontlari, frontlar qiyali, izobaralar, izobaralar egriligi, ajratish sirtlarni tezligi, stasionar ajratish sirti, shamol maydonlari, bosim maydonlari, turbulentslik va vertikal harakatlar.*

Ajratish sirtlarni (frontlar) qiyaligiga izobaralar egriligi, ajratish sirtlarni tezligi va tezlanishini ta'siri

Yuqorida ko'rilgan oddiy holdan, ya'ni shamol geostrofik shamolga teng va ajratish sirt izobara bilan ustma-ust bo'lganligidan voz kechib umumiy holni ko'raylik.

Front harakatini hisobga olish uchun front va izobara ustma-ust yotgan deb farazdan voz kechish kerak ($v \neq 0$).

Shamol geostrofik shamolga teng bo'lgan chegaralanishdan qutulish uchun egri chiziqli izobaralar maydoni yoki haqiqiy shamolni geostrofik shamoldan og'ishlari, ya'ni tezlanishlar hisobga olinish kerak.

Shunday qilib, umumlashtirish 3 yo'l bilan bajarilishi mumkin:

1. izobaralar egriligini hisobga olish yo'li bilan;
2. front harakatini hisobga olish yo'li bilan;
3. shamol tezlanishini hisobga olish yo'li bilan.

Har birini alohida ko'rib chiqaylik:

1. Izobaralar egriligini hisobga olinishi. Front stasionar deb faraz qilib gradiyent shamol tenglamasini qo'llaylik:

$$\frac{V^2}{R_T} + 2\omega_z V = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n} \quad (25)$$

Ushbu tenglamada «S» va «n» koordinata o'qlari xuddi «x» va «u» koordinata o'qlaridek ma'noni bildiradi, bundan tashqari front stasionar bo'lganligi uchun quyidagini yozish mumkin:

$$\frac{u^2}{R_T} + 2\omega_z u = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} \quad (26)$$

Bu yerda «u» manfiy ham bo'lishi mumkin, muhimligi shundaki «z» o'qini musbat tomonidan nazar tashlaganda «x» dan «u» o'qiga burilish soat strelkasiga teskari bajarilishi kerak.

Oxirgi ifodani ikkala havo massalari uchun yozaylik:

$$\left. \begin{aligned} \left(\frac{\partial P}{\partial y}\right)_+ &= -2\omega_z \rho_+ u_+ - \frac{\rho_+ u_+^2}{R_T} \\ \left(\frac{\partial P}{\partial y}\right)_- &= -2\omega_z \rho_- u_- - \frac{\rho_- u_-^2}{R_T} \end{aligned} \right\} \quad (27)$$

(27) va (17) ifodalar asosida ajratish sirtini qiyalik burchagi (18) quyidagicha yoziladi:

$$tg\alpha = -\frac{2\omega_z [\rho u]}{g[\rho]} - \frac{|\rho u^2|}{gR_T[\rho]} \quad (28)$$

Tegishli o'zgarishlar bajarilgandan so'ng kelib chiqadi:

$$tg\alpha = \frac{2\omega_z \bar{T}[u]}{g[\bar{T}]} + \frac{\bar{T}[u^2]}{gR_T[\bar{T}]} \quad (29)$$

$$tg\alpha = \frac{2\omega_z \bar{T}}{g[\bar{T}]} \left([u] + \frac{[u^2]}{2\omega_z R_T} \right) \quad (30)$$

Qavs ichidagi ikkinchi qo'shiluvchida $\omega_z > 0$ shimoliy yarimsharda, $\omega_z < 0$ janubiy yarimsharda, $R_T > 0$ izobaralarni siklonik egriligida, $R_T < 0$ izobaralarni antisiklonik egriligida, $[u^2] = u_+^2 - u_-^2 > 0$ agar iliq havo massasida shamol tezligi sovuq havo massasidagidan katta bo'lsa va aksincha.

Shunday qilib (30) ifodadan kelib chiqadiki, shimoliy yarimsharda izobaralarni siklonik egriligi ajratish sirtini qiyaligini kattalashishiga olib keladi agarda iliq havo massasida shamol tezligi sovuq havo massasidagidan katta bo'lsa va kamayishiga olib keladi, agarda iliq havo massasida shamol tezligi sovuq havo massasidagidan kichik bo'lsa. Izobaralarni antisiklonik egriligi ajratish sirtini qiyaligiga teskari ta'sir o'tkazadi.

2. Front (ajratish sirtini) harakati hisobga olinishi. Frontni ikki tomonida shamol geostrofik shamol bo'lib uning yo'nalishlari har xil bo'lsin. Bundan kelib chiqadiki, front izobari bilan ustma-ust bo'lmaydi, ya'ni front bo'ylab yo'nalgan «x» o'qi izobara bilan ustma-ust yotmaydi va, demak, $v \neq 0$ va quyidagilarni yozish mumkin:

$$\left. \begin{aligned} \left(\frac{\partial P}{\partial x}\right)_+ &= 2\omega_z \rho_+ v_+, & \left(\frac{\partial P}{\partial x}\right)_- &= 2\omega_z \rho_- v_- \end{aligned} \right\} \quad (31)$$

Bu yerdan xulosa qilamizki, ajratish sirt - nostasionar, ya'ni yer sirti yaqinida

$$N_f = v_+ = v_- \text{ yoki}$$

$$N_f = \frac{1}{2\omega_z \rho_+} \times \left(\frac{\partial P}{\partial x}\right)_+, N_f = \frac{1}{2\omega_z \rho_-} \times \left(\frac{\partial P}{\partial x}\right)_-$$

Oxirgi ifodalarni o'ng tomonlaridagi kattaliklar yer sirti yaqinida olinadi.

Ajratish sirtini qiyalik burchagi ifodasiga $\left(\frac{\partial P}{\partial x}\right)_\pm$ lar kirmaydi, dyemak $tg\alpha$ uchun

formula o'zgarmaydi:

$$tg\alpha = -\frac{2\omega_z \bar{T}[u]}{g[\bar{T}]}$$

Bu yerda $[u]$ - shamolni front bo‘ylab tashkil qiluvchisini sakrab o‘zgarishidir.

Yuqorida aytilganlardan xulosa qilamizki - frontni harakati uning qiyalik burchagiga ta’sir qilmaydi.

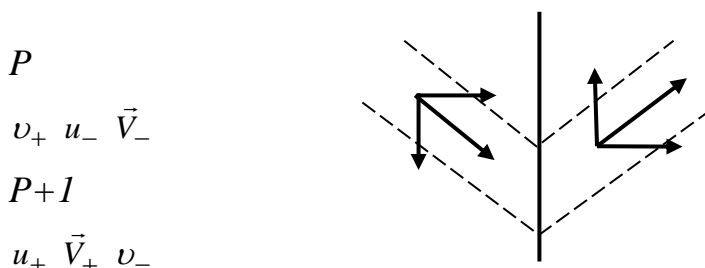
Quyida yer sirti yaqinida iliq va sovuq frontlarda shamol va izobaralarni yo‘nalishini mumkin bo‘lgan 3 holni ko‘raylik:

1°. $u_+ > 0, u_- < 0$.

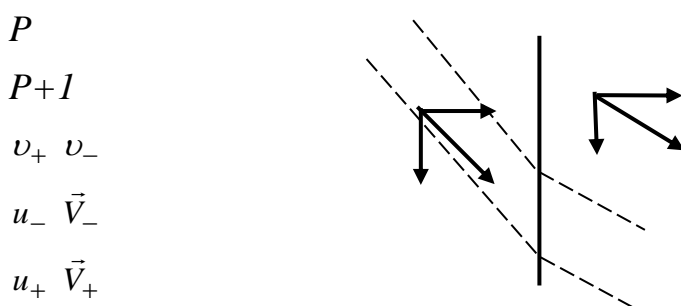
2°. $u_+ > 0, u_- > 0, |u_+| > |u_-|$.

3°. $u_+ < 0, u_- < 0, |u_+| < |u_-|$.

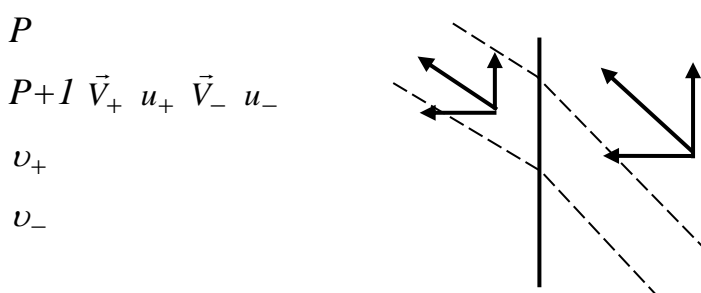
1°.



2°.



3°.



Bu rasmlardan ko‘rib turibmizki, front barik botiqlikda (lojbinada) joylashgan bo‘lib front o‘tishi bilan shamol yo‘nalishi keskin o‘ng tomonga buriladi.

3. Ajratish sirtini (frontni) qiyaligiga haqiqiy shamolni geostrofik shamoldan og‘ishlarini (front tezlanishlarini) ta’siri.

Haqiqiy shamolni geostrofik shamoldan og‘ishlarini ta’sirini hisobga olish uchun geostrofik munosabatlarni (17) to‘liq harakat tenglamalariga almashtiraylik:

$$\left. \begin{aligned} \frac{du}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + 2\omega_z v, & \frac{dv}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - 2\omega_z u \end{aligned} \right\}$$

$$\left. \begin{aligned} \left(\frac{\partial P}{\partial x}\right)_+ &= 2\omega_z \rho_+ u_+ - \rho_+ \left(\frac{du}{dt}\right)_+, & \left(\frac{\partial P}{\partial x}\right)_- &= 2\omega_z \rho_- u_- - \rho_- \left(\frac{du}{dt}\right)_- \\ \left(\frac{\partial P}{\partial y}\right)_+ &= -2\omega_z \rho_+ u_+ - \rho_+ \left(\frac{dv}{dt}\right)_+, & \left(\frac{\partial P}{\partial y}\right)_- &= -2\omega_z \rho_- u_- - \rho_- \left(\frac{dv}{dt}\right)_- \\ \left(\frac{\partial P}{\partial z}\right)_+ &= -g\rho_+, & \left(\frac{\partial P}{\partial z}\right)_- &= -g\rho_- \end{aligned} \right\} (32)$$

Ajratish sirtini qiyalik burchagi uchun formulaga $\left(\frac{\partial P}{\partial x}\right)_\pm$ lar kirganligi sababli

$\left(\frac{du}{dt}\right)_\pm$ larni front qiyaligiga ta'siri yo'q, ya'ni front bo'ylab yo'nalgan tezlanishni tashkil qiluvchilari front qiyaligiga ta'sir o'tkazmaydi. Front qiyaligiga faqat frontga perpendikulyar bo'lgan tezlanishlarni tashkil qiluvchilarni ta'siri bo'ladi, ya'ni $\left(\frac{dv}{dt}\right)_\pm$ larni ta'siri.

(32) ifodalarni (16) ifodaga qo'yib chiqsak, quyidagiga kelamiz:

$$tg\alpha = -\frac{2\omega_z(\rho_+ u_+ - \rho_- u_-)}{g(\rho_+ - \rho_-)} = -\frac{1}{g} \frac{\rho_+ \left(\frac{dv}{dt}\right)_+ - \rho_- \left(\frac{dv}{dt}\right)_-}{\rho_+ - \rho_-} \quad (33)$$

Bu yerdan tegishli o'zgarishlar bajarilgandan so'ng $tg\alpha$ uchun quyidagi formula kelib chiqadi:

$$tg\alpha = \frac{2\omega_z \bar{T}[u]}{g[T]} + \frac{\bar{T}\left[\frac{dv}{dt}\right]}{g[T]} \quad (34)$$

$\left(\frac{dv}{dt}\right)$ sakrab o'zgarishni front bo'ylab tezlanishni xarakterlovchi kattaliklarni ifodalaymiz. Ajratish sirti bo'ylab frontga perpendikulyar bo'lgan tezlikni tashkil etuvchisini kiritaylik:

$$V_s = v \cos \alpha + \omega \sin \alpha$$

Ikkala havo massalar uchun yozib va bir-biridan ayirsak, quyidagiga kelamiz:

$$[V_s] = [v] \cos \alpha + [w] \sin \alpha .$$

$[w] = [v] tg\alpha$ ifodani qo'yib chiqaylik:

$$[V_s] = \frac{[v]}{\cos \alpha} \quad (35)$$

bu yerda V_s - ajratish sirti bo'ylab sirpanishni nisbiy tezlanishi, ya'ni sovuq havo massasiga nisbatan iliq havo massasini tezlanishi.

$$\left[\frac{dv}{dt}\right] = \left[\frac{dV_s}{dt}\right] \cos \alpha$$

$$tg\alpha = \frac{2\omega_z \bar{T}[u]}{g[T]} + \frac{\bar{T}\left[\frac{dV_s}{dt}\right]}{g[T]} \cos \alpha \quad (36)$$

$\left[\frac{dV_s}{dt}\right] = \left(\frac{dV_s}{dt}\right)_+ - \left(\frac{dV_s}{dt}\right)_-$ - ifodada birinchi qo'shiluvchi stasionar front uchun qiyalik burchagini beradi, ikkinchisi esa sirpanish tezlanishini hisobga oladi. Agar $\left[\frac{dV_s}{dt}\right] > 0$, ajratish sirtini qiyaligi stasionar frontni qiyaligidan kattaroq bo'ladi va front anafront deb ataladi. Agarda sovuq havo massasiga nisbatan iliq havo massasi tezlanib pastga sirpansa ($\left[\frac{dV_s}{dt}\right] < 0$), u holda ajratish sirtini qiyaligi stasionar frontni qiyaligidan kichikroq bo'ladi va ajratish sirt katafront deb ataladi.

Stasionar ajratish sirti yaqinida shamol va bosim maydonlari. Margules formulasiga (24) kirgan kattaliklarni ishoralarini tahlil qilaylik. Shimoliy yarimsharda «Y» o'qi shunday yo'nalgan bo'lsinki, $tg\alpha > 0$ bo'lsin. Margules ($\omega_z = \omega \times \sin\varphi > 0$) formulasiga kirgan barcha kattaliklar, $\frac{[u]}{[T]}$ nisbatdan tashqari musbat bo'ladi. Lekin yuqorida qabul qilingan shart bo'yicha ($tg\alpha > 0$), bu nisbat ham musbat bo'lishi shart $\frac{[u]}{[T]} > 0$.

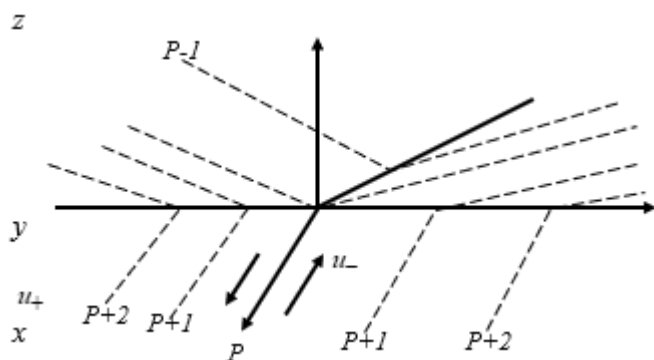
Iliq havo (musbat) ajratish sirtini ustida joylashgan bo'lishi kyerak, aks holda sistemani muvozanati noturg'un bo'ladi va ajratish sirtini stasionarligi bajarilmaydi. Shunday qilib, $T_+ > T_-$ va $[T] > 0$ bo'lishi kerak. Unda (24) ifodadan $[u] > 0$, ya'ni $u_+ - u_- > 0$ kelib chiqadi. ($u_+ - u_- > 0$) ayirma iliq havo massani sovuq havo massasiga nisbatan nisbiy tezligini beradi (kuzatuvchi sovuq havo massasida joylashgan bo'lib iliq havo massasi harakatini kuzatsa). ($u_+ - u_- > 0$) ayirmani musbatligi iliq havo massasi sovuq havo massasiga nisbatan chap tomonga harakatlanganligini ko'rsatadi. Xuddi shuningdek, ($u_+ - u_-$) ayirma sovuq havo massani iliq havo massasiga nisbat nisbiy tezligini ko'rsatadi va ($u_+ - u_-$) ayirmani manfiyligi sovuq havo massani iliq havo massasiga nisbatan chap tomonga harakatlanayotganligini bildiradi. Janubiy yarimshar uchun aksincha natijalar kelib chiqadi. Shunday qilib muhim xulosaga keldik - front tomoniga qarab turgan havo massasi bilan harakatlanayotgan kuzatuvchiga nisbatan ikkinchi havo massasi chap tomonga harakatlanayotgandek tuyuladi.

Yuqorida keltirilgan tahlil u_Q va u tezliklarni ishorasini emas, balki faqat ($u_+ - u_-$) ayirmani ishorasini aniqlashga imkon byeradi.

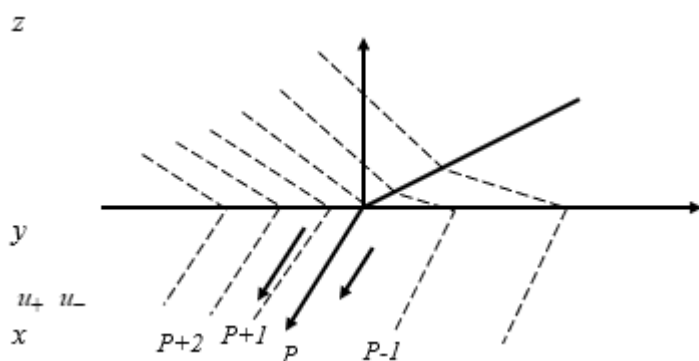
$(u_+ - u_-) > 0$ shartni bajarilishiga uchta imkoniyatlar mavjud:

- 1°. $u_+ > 0, u_- < 0$.
- 2°. $u_+ > 0, u_- > 0, |u_+| > |u_-|$.
- 3°. $u_+ < 0, u_- < 0, |u_+| < |u_-|$.

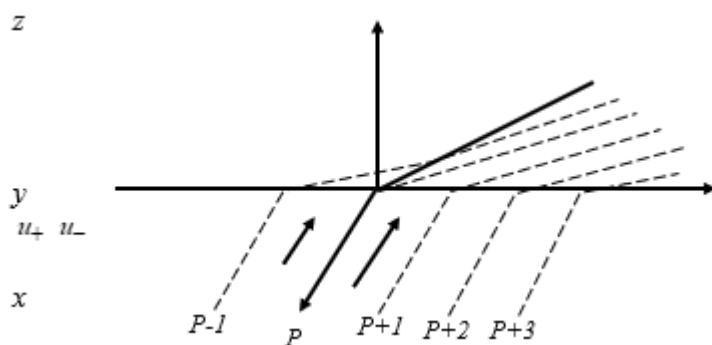
1°.



2°.



3°.



Nazorat uchun savollar

1. Ajratish sirtlarni (frontlar) qiyaligiga izobaralar egriligini ta'sirini tushuntiring.
2. Ajratish sirtlarni tezligi va tezlanishiga izobalar qiyaligini ta'sirini tushuntiring.
3. Stasionar ajratish deganda nimani tushunasiz?
4. Shamol va bosim maydonlarini nima ekanligini tushuntiring.
5. Ajratish sirti yaqinida turbulentslik va vertikal harakatlarni tushuntiring.

«DINAMIK METEOROLOGIYA»

FANIDAN

AMALIY MASHG`ULOTLAR

DINAMIK METEOROLOGIYA FANIDAN AMALIY MASHG'ULOTLAR BO'YICHA KO'RSATMA VA TAVSIYALAR

Amaliy mashg'ulotlar uchun mavzular:

1-amaliy mashg'ulot. Dinamik meteorologiyaning fan sifatida shakllanishi

Dinamik meteorologiyaning fan sifatida shakllanishi. Dinamik meteorologiya fanining predmeti va vazifalari. Tadqiqot usullari. Meteorologik fanlar ichida tutgan o'рни. Dinamik meteorologiya fanining boshqa fanlar bilan aloqasi va fan tarmoqlariga bo'linishi.

2-3-amaliy mashg'ulot. Atmosfera dinamikasining umumiy prinsiplari.

Atmosfera uzluksiz muhit sifati. Suyuqliklar harakatini o'rganish usullari: Lagranj usuli, Eyler usuli. Turli substansiyalar uchun muvozanat tenglamasining umumiy ta'riflanishi.

4-5-amaliy mashg'ulot. Atmosferada ta'sir etuvchi kuchlar.

Atmosferaga ta'sir etuvchi kuchlar haqida tushuncha. Massaga ta'sir etuvchi kuchlar. Og'irlik kuchi. Korioliz kuchi va markazdan qochma kuch. Sirtga ta'sir etuvchi kuchlar. Barik gradiyent va qovushqoq ishqalanish kuchlari.

6-7-amaliy mashg'ulot. Atmosfera dinamikasining asosiy tenglamalari.

Harakat tenglamalari harakat miqdori saqlanishi qonunining ifodasi sifatida. Navye-Stoks va Eyler harakat tenglamalar sistemalari. To'g'ri burchakli lokal koordinatalar sistemasida harakat tenglamalari. Uzluksizlik tenglamasi massa saqlanishi qonunining ifodasi. Mexanik va termodinamik tizimlarda energiya saqlanish qonuni. Issiqlik uzatilishi tenglamasi termodinamik tizimlarda energiya saqlanishi qonunining ifodasi sifatida.

8-amaliy mashg'ulot. Atmosfera dinamikasi tenglamalarini soddalashtirish usullari.

Atmosfera dinamikasi tenglamalarini soddalashtirish. Asosiy meteoelementlar va ularning xosilalari miqdor tartiblari. Atmosfera dinamikasi tenglamalarni soddalashtirish.

9-amaliy mashg'ulot. O'xshashlik nazariyasi asoslari.

Atmosfera dinamikasi tenglamalarini soddalashtirish. O'xshashlik nazariyasi usullari yordamida gidrotermodinamika tenglamalari tizimi tahlili va soddalashtirilishi. Atmosfera harakat tenglamalaridan biri. Atmosfera harakatlarining farqlovchi xususiyatlari va ularning tasnifi.

10-amaliy mashg'ulot. Atmosfera termodinamikasi asoslari

Atmosfera uchun termodinamikaning birinchi qonuni. Asosiy tenglamalar. Quruq va nam havo uchun holat tenglamasi. Havo termodinamik holatining politropik o'zgarishi.

11-12-amaliy mashg'ulot. Adiabatik jarayonlar

Adiabatik jarayonlar. Nam adiabatik jarayonlar. Atmosferaning turg'unlik shartlari. Nam adiabatik gradiyent. Konveksiya. Havo zarrasining quruq adiabatik va nam adiabatik harakatiga nisbatan atmosferaning stratifikatsiyasi. Konveksiya va kondensatsiya sathlari. Stratifikatsiyaning sutkalik o'zgarishi. Havo massalarining stratifikatsiyasi. Potensial turg'unlik va noturg'unlik. Noturg'unlik energiyasi. Termodinamik grafiklar.

13-amaliy mashg'ulot. Yer sirti va atmosferaning issiqlik holati

Havo harorati o'zgarishining sabablari. Yer sirtining issiqlik balansi. Haroratning balandlik bo'yicha taqsimoti. Harorat inversiyalari. Yer-atmosfera tizimining issiqlik balansi. Havo haroratining yillik o'zgarishlari. Yillik o'zgarish turlari. Konvektiv va turbulent issiqlik oqimlari. Issiqlik uzatilishi. Turbulent atmosfera uchun issiqlik uzatilishi tenglamasi.

14-amaliy mashg'ulot. Atmosferaning suv rejimi

Atmosferada havo namligining o'zgarishi. Atmosferada suv bug'ining kondensatsiyasi va sublimatsiyasi. Tumanlar. Ularning tasniflari. Geografik taqsimoti. Yog'inlar hosil bo'lishi jarayoni. Atmosfera yog'inlarining tasnifi. Yog'inlarning geografik taqsimoti. Yer sirti gidrometeorlari. Turbulent atmosferada suv bug'ining ko'chishi tenglamasi.

15-amaliy mashg'ulot. Atmosfera bosim maydoni

Atmosfera statikasining asosiy tenglamasi. Barometrik formulalar, ularning qo'llanilishi. Barik tizimlar. Bosimning sutkalik o'zgarishi. Yanvar va iyulda dengiz sathida bosimning geografik taqsimoti.

16-amaliy mashg'ulot. Geopotensial va uning o'zgarishi

Geopotensial va uning o'zgarishi. Geopotensial balandlik. Gorizontal barik gradiyent, uning balandlik bo'yicha o'zgarishi.

17-18-amaliy mashg'ulot. Atmosferda havo oqimlari

Shamol va uning xarakteristikalari. Ishqalanishning shamol tezligi va yo'nalishiga ta'siri. Atmosferada bo'linish sirtlari. Atmosfera frontlarining shakllanishi. Atmosferaning tropik kengliklardagi sirkulyasiyasi. Atmosferaning notropik kengliklardagi sirkulyasiyasi. Mahalliy sirkulyasiyalar.

19-amaliy mashg'ulot. Atmosfera harakatlarining tasnifi.

Atmosfera harakatlarining farqlovchi xususiyatlari va ularning tasnifi. Turbulent atmosfera uchun harakat tenglamalari.

20-amaliy mashg'ulot. Mutlaq va nisbiy geopotensial.

Mutloq va nisbiy geopotensial. Mutlaq va nisbiy barik topografiya kartalari.

21-amaliy mashg'ulot. Erkin atmosfera dinamikasi

Erkin atmosfera dinamikasi haqida tushuncha. Erkin atmosferada shamol. Erkin atmosferada vertikal oqimlar. Erkin atmosferada tartib jihatdan bir-biriga yaqin kuchlar. Erkin atmosferada siklon va antisiklon sohasi.

22-amaliy mashg'ulot. Geostrofik shamol.

Geostrofik shamol, uning xossalari. Geostrofik shamolning balandlik bo'yicha o'zgarishi. Vertikal bo'yicha geostrofik shamolning o'zgarishi.

23-amaliy mashg'ulot. Termik shamol.

Termik shamollar va uning asosiy xususiyatlari. Termik shamol tezligi. Termik shamol tenglamasi.

24-amaliy mashg'ulot. Haroratning geostrofik adveksiyasi.

Haroratning geostrofik adveksiyasi. Geostrofik shamolda haroratni lokal (mahalliy) o'zgarishi. Sovuqlik va iliqlik adveksiyasi.

25-amaliy mashg'ulot. Nogeostrofik og'ishlar.

Nogeostrofik harakat. Haqiqiy shamolning geostrofik shamoldan og'ishlari. Nogeostrofik harakat uchun og'ishlarni umumiy tezligi. Erkin atmosferada vertikal oqimlar.

26-amaliy mashg'ulot. Gradiyent shamol.

Gradiyent shamol. Shamolning barik qonuni. Aylanaviy izobaralarda gradiyent shamol. Siklon va antisiklonlarda gradiyent shamol.

27-amaliy mashg'ulot. Qasirg'a va chang bo'ronlar. Magnit bo'ronlari.

Qasirg'a va chang bo'ronlar, ularning xususiyatlari hamda yuzaga kelishi. Magnit bo'ronlari, ularning o'ziga xosligi va yuzaga kelishi.

28-amaliy mashg'ulot. Natural koordinatalar sistemasi

Koordinatalarni almashtirishning asosiy formulalari. Natural koordinatalar sistemasida harakat tenglamalari.

29-amaliy mashg'ulot. Atmosferada ajratish sirtlar.

Atmosferada ajratish sirtlari. Ajratish sirtlarining umumiy xossalari. Ajratish sirtlarida kinematik va dinamik shartlar. Stasionar ajratish sirtlarni qiyaligi.

30-amaliy mashg'ulot. Ufq tekisligiga nisbatan ajratish sirtining qiyaligi

Ajratish sirtlarni (frontlar) qiyaligiga izobaralar egriligi, ajratish sirtlarni tezligi va tezlanishini ta'siri. Stasionar ajratish sirti yaqinida shamol va bosim maydonlari. Ajratish sirti yaqinida turbulentslik va vertikal harakatlar.

Amaliy mashg'ulotlar multimedia qurilmalari bilan jihozlangan auditoriyada bir akademik guruhga bir professor-o'qituvchi tomonidan o'tkazilishi zarur. Mashg'ulotlar faol va interfaktiv usullar yordamida o'tilishi, mos ravishda munosib pedagogik va axborot texnologiyalar qo'llanilishi maqsadga muvofiq.

Dinamik meteorologiya fanidan amaliy mashg'ulot mavzularini soatlar bo'yicha taqsimlanishi:

III.1. AMALIY MASHG'ULOT MAVZULARINING TAQSIMLANISHI		
№	Mavzular	Soati
1	Dinamik meteorologiyaning fan sifatida shakllanishi	2
2	Atmosfera dinamikasining umumiy prinsiplari.	2
3	Atmosfera dinamikasining umumiy prinsiplari.	2
4	Atmosferada ta'sir etuvchi kuchlar.	2
5	Atmosferada ta'sir etuvchi kuchlar.	2
6	Atmosfera dinamikasining asosiy tenglamalari.	2
7	Atmosfera dinamikasining asosiy tenglamalari.	2
8	Atmosfera dinamikasi tenglamalarini soddalashtirish usullari.	2
9	O'xshashlik nazariyasi asoslari.	2
10	Atmosfera termodinamikasi asoslari	2
11	Adiabatik jarayonlar	2
12	Adiabatik jarayonlar	2
13	Yer sirti va atmosferaning issiqlik holati	2
14	Atmosferaning suv rejimi	2
15	Atmosfera bosim maydoni	2
	1-semestr bo'yicha ja'mi	30
16	Geopotensial va uning o'zgarishi	2
17	Atmosferda havo oqimlari	2
18	Atmosferda havo oqimlari	2
19	Atmosfera harakatlarining tasnifi.	2
20	Mutlaq va nisbiy geopotensial.	2
21	Erkin atmosfera dinamikasi	2
22	Geostrofik shamol.	2
23	Termik shamol.	2
24	Haroratning geostrofik adveksiyasi.	2
25	Nogeostrofik og'ishlar.	2
26	Gradiyent shamol.	2
27	Qasirg'a va chang bo'ronlar. Magnit bo'ronlari.	2
28	Natural koordinatalar sistemasi	2
29	Atmosferada ajratish sirtlar.	2
30	Ufq tekisligiga nisbatan ajratish sirtining qiyaligi	2
	2-semestr bo'yicha ja'mi	30
	Ja'mi	60

1-Amaliy mashg'ulot: Dinamik meteorologiyaning fan sifatida shakllanishi.

Ishdan maqsad: Talabalarda Dinamik meteorologiya, uning fan sifatida shakllanishi va rivojlanishi, obykti va predmeti, tadqiqot usullari hamda boshqa meteorologik fanlar bilan aloqasi haqida bilim va ko'nikmalarini shakllantirish.

Ish uchun kerakli jihozlar: Fan bo'yicha o'quv uslubiy majmua, qo'shimcha adabiyotlar, internet ma'lumotlari, amaliy mashg'ulot daftari va ruchka.

Amaliy mashg'ulot topshiriqlari:

1. Dinamik meteorologiyaning fan sifatida shakllanishi va rivojlanish tarixi haqida tushuncha bering.
2. Dinamik meteorologiya fanining obykti, predmeti va vazifalari haqida tushuncha bering.
3. Fanning tadqiqot usullari va meteorologik fanlar ichida tutgan o'rni haqida tushuncha bering.
4. Dinamik meteorologiya fanining boshqa fanlar bilan aloqasi va fan tarmoqlariga bo'linishi haqida tushuncha bering.

Qo'shimcha topshiriqlar:

1. <https://wordwall.net/> dasturi yordamida navzuga doir crossword tuzing.
2. Quyidagi mavzuga doir atamalarning lug'aviy ma'nosini yozing va yod oling.

• **Meteorologiya** (qadim. yun. μετά - „nari“, „keyin“, ἀέριον - „havolataman“, -λογία - „o'qish-o'rganish“; „havodagini o'rganish“) atmosferani o'rganuvchi fan sohalari majmuidir.

• **Meteorologiya** (yun. meteora - atmosfera va osmon hodisalari va ...logiya) - Yer atmosferasi va unda sodir bo'ladigan fizik jarayonlarni o'rganadigan fan.

• **Atmosfera fizikasi** - Atmosferada sodir bo'ladigan hodisalarning fizik qonuniyatlarini o'rganuvchi fan.

• **Bug'lanish** - moddalarning suyuq yoki qattiq agregat holatlaridan gaz holatiga o'tish jarayoni.

• **Kondensatsiya** gazsimon holatdagi moddaning sovishi yoki siqilishi natijasida suyuq yoki qattiq holatga o'tishi. Kondensatsiya - bug'lanishning aksi.

Amaliy mashg'ulotni bajarish uchun foydalanish tavsiya etilgan adabiyot va internet resurslariga havolalar:

1. Kshudiram Saha. The Earth's Atmosphere: Its Physics and Dynamics. Part II. Berlin, Springer, 2008. – 367 p.
2. Alautdinov M., Fatxullayeva Z.N., Xolmatjonov B.M. Dinamik meteorologiya (o'quv qo'llanma). Toshkent, O'zMU, 2008.
3. Фатхуллаева З.Н., Холматжонов Б.М. Динамическая метеорология, (конспект лекций). Ташкент, НУУЗ, 2001.
4. Alautdinov M. Dinamik meteorologiya bo'yicha masalalar to'plami. Toshkent, O'zMU, 2006.;
5. Динамическая метеорология. Под редакцией Д.Л.Лайхтмана. –Л.: Гидрометеиздат, 1976.
6. Задачник по динамической метеорологии. Под редакцией. Л.С.Гандина. –Л.: Гидрометеиздат, 1984.

7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. –Л.: Гидрометеиздат, 2000. – 778 с.
8. Фатхуллаева З.Н. Динамическая метеорология (методические указания). Ташкент, НУУз, 2006.
9. <http://ziyo.net>
10. <https://e-library.namdu.uz/>
11. <https://unilibrary.uz/>
12. www.undp.uz.
13. www.atmos.washington.edu/academic/synoptic.html.
14. www.Ziyo.net.

2-3-Amaliy mashg'ulot: Atmosfera dinamikasining umumiy prinsiplari.

Ishdan maqsad: Talabalarda atmosfera dinamikasi, uning asosiy prinsiplari, atmosfera uzluksiz muhit sifati, suyuqliklar harakatini o'rganish usullari: Lagranj usuli, Eyler usuli va turli substansiyalar uchun muvozanat tenglamasining umumiy ta'riflanishi haqida bilim va ko'nikmalarini shakllantirish.

Ish uchun kerakli jihozlar: Fan bo'yicha o'quv uslubiy majmua, qo'shimcha adabiyotlar, internet ma'lumotlari, amaliy mashg'ulot daftari va ruchka.

Amaliy mashg'ulot topshiriqlari:

1. Atmosfera dinamikasining umumiy prinsiplari haqida tushuncha bering.
2. Atmosfera uzluksiz muhit sifati u haqida tushuncha bering.
3. Suyuqliklar harakatini o'rganish usullari: Lagranj usuli va Eyler usuli haqida tushuncha bering.
4. Turli substansiyalar uchun muvozanat tenglamasining umumiy ta'riflanishi haqida tushuncha bering.

Qo'shimcha topshiriqlar:

1. **Quyidagi mavzuga doir atamalarning lug'aviy ma'nosini yozing va yod oling.**
 - Atmosfera -
 - Atmosfera dinamikasi -
 - Lagranj usuli -
 - Eyler usuli -
 - Substansiya -
2. **Quyidagi mavzuga doir atamalarning lug'aviy ma'nosini yozing va yod oling.**
 - Mavzu yuzasidan esse yozish

Amaliy mashg'ulotni bajarish uchun foydalanish tavsiya etilgan adabiyot va internet resurslariga havolalar:

1. Kshudiram Saha. The Earth's Atmosphere: Its Physics and Dynamics. Part II. Berlin, Springer, 2008. – 367 p.
2. Alautdinov M., Fatxullayeva Z.N., Xolmatjonov B.M. Dinamik meteorologiya (o'quv qo'llanma). Toshkent, O'zMU, 2008.
3. Фатхуллаева З.Н., Холматжонов Б.М. Динамическая метеорология, (конспект лекций). Ташкент, НУУз, 2001.

4. Alautdinov M. Dinamik meteorologiya bo'yicha masalalar to'plami. Toshkent, O'zMU, 2006.;
5. Динамическая метеорология. Под редакцией Д.Л.Лайхтмана. –Л.: Гидрометеиздат, 1976.
6. Задачник по динамической метеорологии. Под редакцией. Л.С.Гандина. –Л.: Гидрометеиздат, 1984.
7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. –Л.: Гидрометеиздат, 2000. – 778 с.
8. Фатхуллаева З.Н. Динамическая метеорология (методические указания). Ташкент, НУУз, 2006.
9. <http://ziyo.net>
10. <https://e-library.namdu.uz/>
11. <https://unilibrary.uz/>
12. www.undp.uz.
13. www.atmos.washington.edu/academic/synoptic.html.
14. www.Ziyo.net.

4-5-Amaliy mashg'ulot: Atmosferada ta'sir etuvchi kuchlar.

Ishdan maqsad: Talabalarga Atmosferaga ta'sir etuvchi kuchlar, massaga ta'sir etuvchi kuchlar, Og'irlik kuchi, Korioliz kuchi va markazdan qochma kuch, sirtga ta'sir etuvchi kuchlar, barik gradiyent va qovushqoq ishqalanish kuchlari haqida tushuncha bering.

Ish uchun kerakli jihozlar: Fan bo'yicha o'quv uslubiy majmua, qo'shimcha adabiyotlar, internet ma'lumotlari, amaliy mashg'ulot daftari va ruchka.

Amaliy mashg'ulot topshiriqlari:

1. Atmosferaga ta'sir etuvchi kuchlar haqida tushuncha bering.
2. Massaga ta'sir etuvchi kuchlar: Og'irlik kuchi, Korioliz kuchi va markazdan qochma kuch haqida tushuncha bering.
3. Sirtga ta'sir etuvchi kuchlar: Barik gradiyent va qovushqoq ishqalanish kuchlari haqida tushuncha bering.

Qo'shimcha topshiriqlar:

Quyidagi mavzuga doir atamalarning lug'aviy ma'nosini yozing va yod oling.

- **Og'irlik kuchi** - Yer sirti yaqinidagi istalgan moddiy zarraga ta'sir etuvchi kuch. Og'irlik kuchi Yer aylanishidan vujudga keladigan markazdan qochma kuch bilan Yer tortish kuchining teng ta'sir etuvchisiga teng.

- **Markazdan qochma kuch** - moddiy nuqta (jism) ning erkin harakatini cheklab, uni egri chiziq bo'ylab harakatlanishga majbur etadigan kuch.

- **Koriolis kuchi** - biron sistemaga nisbatan harakat qilayotgan jismga shu sistema aylanma harakati ko'rsatadigan ta'sirga asoslangan inersiya kuchi. T.T.Koriolis nomiga qo'yilgan.

- **Bosim (barik) gradiyenti kuchi.** Barik gradiyent kuchi atmosfera bosimining fazodagi notekis taqsimoti natijasida paydo bo'ladi.

- **Ishqalanish kuchlari.** Suyuqlik yoki gazni alohida zarrachalarni orasidagi o'zaro ta'siridan ichki ishqalanish yoki qovushqoqlik vujudga keladi. Bu kuchlar bir-

biriga nisbatan harakatlanayotgan qatlamlarni orasida harakat miqdori almashganidan paydo bo'ladi.

Amaliy mashg'ulotni bajarish uchun foydalanish tavsiya etilgan adabiyot va internet resurslariga havolalar:

1. Kshudiram Saha. The Earth's Atmosphere: Its Physics and Dynamics. Part II. Berlin, Springer, 2008. – 367 p.
2. Alautdinov M., Fatxullayeva Z.N., Xolmatjonov B.M. Dinamik meteorologiya (o'quv qo'llanma). Toshkent, O'zMU, 2008.
3. Фатхуллагаева З.Н., Холматжонов Б.М. Динамическая метеорология, (конспект лекций). Ташкент, НУУз, 2001.
4. Alautdinov M. Dinamik meteorologiya bo'yicha masalalar to'plami. Toshkent, O'zMU, 2006.;
5. Динамическая метеорология. Под редакцией Д.Л.Лайхмана. –Л.: Гидрометеиздат, 1976.
6. Задачник по динамической метеорологии. Под редакцией. Л.С.Гандина. –Л.: Гидрометеиздат, 1984.
7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. –Л.: Гидрометеиздат, 2000. – 778 с.
8. Фатхуллагаева З.Н. Динамическая метеорология (методические указания). Ташкент, НУУз, 2006.
9. <http://ziyo.net>
10. <https://e-library.namdu.uz/>
11. <https://unilibrary.uz/>
12. www.undp.uz.
13. www.atmos.washington.edu/academic/synoptic.html.
14. www.Ziyo.net.

6-7-Amaliy mashg'ulot: Atmosfera dinamikasining asosiy tenglamalari.

Ishdan maqsad: Talabalarga harakat tenglamalari harakat miqdori saqlanishi qonunining ifodasi sifatida, Navye-Stoks va Eyler harakat tenglamalar sistemalari, to'g'ri burchakli lokal koordinatalar sistemasida harakat tenglamalari, uzluksizlik tenglamasi massa saqlanishi qonunining ifodasi, mexanik va termodinamik tizimlarda energiya saqlanish qonuni, haqida bilim va ko'nikmalarini shakllantirish.

Ish uchun kerakli jihozlar: Fan bo'yicha o'quv uslubiy majmua, qo'shimcha adabiyotlar, internet ma'lumotlari, amaliy mashg'ulot daftari va ruchka.

Amaliy mashg'ulot topshiriqlari:

1. Harakat tenglamalari harakat miqdori saqlanishi qonunining ifodasi sifatida u haqida tushuncha bering.
2. Navye-Stoks va Eyler harakat tenglamalar sistemalari haqida tushuncha bering.
3. To'g'ri burchakli lokal koordinatalar sistemasida harakat tenglamalari haqida tushuncha bering.
4. Uzluksizlik tenglamasi massa saqlanishi qonunining ifodasi sifatida o'rganish.
5. Mexanik va termodinamik tizimlarda energiya saqlanish qonunini o'rganish.

6. Issiqlik uzatilishi tenglamasi termodinamik tizimlarda energiya saqlanishi qonunining ifodasi sifatida o'rganish.

Qo'shimcha topshiriqlar:

Quyidagi mavzuga doir atamalarning lug'aviy ma'nosini yozing va yod oling.

- **Atmosfera fizikasi** - Atmosferada sodir bo'ladigan hodisalarning fizik qonuniyatlarini o'rganuvchi fan. Atmosferadagi termodinamik jarayonlar, atmosferaning tarkibiy tuzilishi, unda suv bug'larining quyuglanishi, bulut, tuman va yog'inlarning hosil bo'lish jarayonlari, nurlanish, optik, elektr va akustik hodisalarni o'rganish bilan shug'ullanadi.

- **Fizikada harakat tenglamalari** fizik tizimning harakatini vaqt funksiyasi sifatida tavsiflovchi tenglamalardir.

- **Stoks qonuni** - chegaralanmagan yopishqoq suyuqlik ichida sekin ilgariylanma harakatlanayotgan qattiq sharga suyuqlik ko'rsatadigan qarshilik kuchini ifodalovchi qonun. Undan kolloid kimyo, molekulyar fizika va meteorologiyada foydalaniladi.

- **Ichki ishqalanish** - qovushoqlik oquvchan jismlar(suyuqlik va gazlar)ning asosiy xususiyatlaridan biri bo'lib, moddani tashkil etgan bir guruh zarralarning boshqalariga nisbatan ko'chishiga qarshilik ko'rsatishidir. Natijada, bu ko'chishga sarflangan makroskopik ish, issiqlik ko'rinishida sarflanadi

- **Gidrodinamika** (gidro... va dinamika) - mexikaning siqilmaydigan suyuqliklar harakati va ularning qattiq jismlar bilan o'zaro ta'sirini o'rganadigan bo'limi.

Amaliy mashg'ulotni bajarish uchun foydalanish tavsiya etilgan adabiyot va internet resurslariga havolalar:

1. Kshudiram Saha. The Earth's Atmosphere: Its Physics and Dynamics. Part II. Berlin, Springer, 2008. – 367 p.
2. Alautdinov M., Fatxullayeva Z.N., Xolmatjonov B.M. Dinamik meteorologiya (o'quv qo'llanma). Toshkent, O'zMU, 2008.
3. Фатхуллаева З.Н., Холматжонов Б.М. Динамическая метеорология, (конспект лекций). Ташкент, НУУз, 2001.
4. Alautdinov M. Dinamik meteorologiya bo'yicha masalalar to'plami. Toshkent, O'zMU, 2006.;
5. Динамическая метеорология. Под редакцией Д.Л.Лайхтмана. –Л.: Гидрометеиздат, 1976.
6. Задачник по динамической метеорологии. Под редакцией. Л.С.Гандина. –Л.: Гидрометеиздат, 1984.
7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. –Л.: Гидрометеиздат, 2000. – 778 с.
8. Фатхуллаева З.Н. Динамическая метеорология (методические указания). Ташкент, НУУз, 2006.
9. <http://ziyo.net>
10. <https://e-library.namdu.uz/>
11. <https://unilibrary.uz/>
12. www.undp.uz.
13. www.atmos.washington.edu/academic/synoptic.html.
14. www.Ziyo.net.

8-Amaliy mashg'ulot: Atmosfera dinamikasi tenglamalarini soddalashtirish usullari.

Ishdan maqsad: Talabalarda atmosfera dinamikasi tenglamalarini soddalashtirish usullari haqida bilim va ko'nikmalarini shakllantirish.

Ish uchun kerakli jihozlar: Fan bo'yicha o'quv uslubiy majmua, qo'shimcha adabiyotlar, internet ma'lumotlari, amaliy mashg'ulot daftari va ruchka.

Amaliy mashg'ulot topshiriqlari

1. Atmosfera dinamikasi tenglamalarini soddalashtirish haqida tushuncha bering.
2. Asosiy meteoelementlar va ularning xosilalari miqdor tartiblari. Haqida tushuncha bering.
3. Atmosfera dinamikasi tenglamalarni soddalashtirish haqida tushuncha bering.

Qo'shimcha topshiriqlar:

1. Quyidagi atamalarni yozing va yod oling:

Asosiy meteoelementlar - havo holati va ba'zi atmosfera jarayonlarining bir qator xususiyatlarining umumiy nomi. Bularga bevosita meteorologik stansiyalarda o'lchanadigan parametrlar: bosim, harorat va namlik, shamol, bulutlilik, yog'ingarchilik miqdori va turi, ob-havo hodisalari (bo'ron, tuman, momaqaldiroq va boshqalar) kiradi. Meteorologik elementlar quyosh nurining davomiyligini ham o'z ichiga oladi; quyosh nurlanishining xususiyatlari; harorat va tuproq holati; yuqori va qor qoplaminig holati va boshqalar; belgilangan parametrlarning bo'linmalari (masalan, minimal harorat, shamol yo'nalishi, bulut shakli). Bundan tashqari, o'lchov ma'lumotlari asosida hisoblangan ba'zi parametrlar, masalan, meteorologik elementlar ham hisoblanadi. havo zichligi, solishtirma namligi, atmosfera shaffoflik koeffitsienti va boshqalar.

Bulutlilik - osmon gumbazining bulut bilan qoplanganlik darajasi. Bulutlilik 10 balli shkala bo'yicha ko'z bilan chamalab aniqlanadi, bulut miqdori 10 balli tizim bo'yicha, bulut shakli esa bulut xalqaro tasnifi bo'yicha belgilanadi, agar osmon gumbazida hech bulut bo'lmasa, nol ball, agar osmon bulut bilan butunlay qoplangan bo'lsa, 10 ball beriladi.

Namlik - havodagi suv bug'lari va fizik jismlar tarkibidagi suv miqdori; ob-havo va iqlimni, jismlarning xossalari belgilaydigan omillardan biri. Namlik havoning suv bug'lari-ga, jismlarning suvga qanchalik to'yinganligiga, ularning tabiatiga, zichligiga yoki g'ovakligiga, ichki va tashqi sirtlari o'lchamlariga bog'liq.

Ob-havo - biror joy yoki hudud atmosferasidagi meteorologik elementlarning uzuluksiz o'zgarishlari majmui, atmosferaning muayyan tabiiy jarayonlarga bog'liq holati. Bu jarayonlar atmosferada Quyosh energiyasi oqimi va Yer yuzasining o'zaro ta'siridagi fizik jarayonlar natijasida sodir bo'ladi.

Bo'ron - uzoq davom etadigan kuchli shamol. Odatda, siklonlar sovuq havo massasi egallagan qismlarida yoki antitsiklon chetlarida paydo bo'ladi. Bo'ron vaqtida qor ko'chib, uy va devorlar yonida qor uyumlari paydo bo'ladi, temir yo'l va avtomobil yo'llarini qor bosadi. Bo'ron qumli cho'llarda qum ko'chishiga, dengizda suvning kuchli to'lqinlanishiga sabab bo'ladi. B. vaqtida yer sirtida shamol tezligi 20 m/s dan 50 m/s gacha yetishi, ayrim paytlarda 100 m/s gacha borishi mumkin. Meteorologiyaaya dovul, po'rtana va qasirg'a atamalari ham bo'ronni anglatadi. Lekin bular shamolning tezligi,

davom etish vaqti bilan bir-biridan farq qiladi. Bofort shkalasi bo'yicha Bo'ron 6-12 ball bilan baholanadi.

Amaliy mashg'ulotni bajarish uchun foydalanish tavsiya etilgan adabiyot va internet resurslariga havolalar:

1. Kshudiram Saha. The Earth's Atmosphere: Its Physics and Dynamics. Part II. Berlin, Springer, 2008. – 367 p.
2. Alautdinov M., Fatxullayeva Z.N., Xolmatjonov B.M. Dinamik meteorologiya (o'quv qo'llanma). Toshkent, O'zMU, 2008.
3. Фатхуллаева З.Н., Холматжонов Б.М. Динамическая метеорология, (конспект лекций). Ташкент, НУУз, 2001.
4. Alautdinov M. Dinamik meteorologiya bo'yicha masalalar to'plami. Toshkent, O'zMU, 2006.;
5. Динамическая метеорология. Под редакцией Д.Л.Лайхтмана. –Л.: Гидрометеиздат, 1976.
6. Задачник по динамической метеорологии. Под редакцией. Л.С.Гандина. –Л.: Гидрометеиздат, 1984.
7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. –Л.: Гидрометеиздат, 2000. – 778 с.
8. Фатхуллаева З.Н. Динамическая метеорология (методические указания). Ташкент, НУУз, 2006.
9. <http://ziyo.net>
10. <https://e-library.namdu.uz/>
11. <https://unilibrary.uz/>
12. www.undp.uz.
13. www.atmos.washington.edu/academic/synoptic.html.
14. www.Ziyo.net.

9-Amaliy mashg'ulot. O'xshashlik nazariyasi asoslari.

Ishdan maqsad: Talabalarda atmosfera dinamikasi tenglamalarini soddalashtirish, o'xshashlik nazariyasi usullari yordamida gidrotermodynamika tenglamalari tizimi tahlili va soddalashtirilishi, atmosfera harakatlarining farqlovchi xususiyatlari va ularning tasniflari haqida bilim va ko'nikmalarini shakllantirish.

Ish uchun kerakli jihozlar: Fan bo'yicha o'quv uslubiy majmua, qo'shimcha adabiyotlar, internet ma'lumotlari, amaliy mashg'ulot daftari va ruchka.

Amaliy mashg'ulot topshiriqlari

1. Atmosfera dinamikasi tenglamalarini soddalashtirish haqida tushuncha bering.
2. O'xshashlik nazariyasi usullari yordamida gidrotermodynamika tenglamalari tizimi tahlili va soddalashtirilishini o'rganing.
3. Atmosferani harakat tenglamalaridan biri sifatida o'rganish.
4. Atmosfera harakatlarining farqlovchi xususiyatlari va ularning tasnifi haqida tushuncha bering.

Qo'shimcha topshiriqlar:

Quyidagi atamalarni yozing va yod oling:

- ***O'xshashlik nazariyasi*** –

- *Atmosfera dinamikasi* –
- *Atmosferada harakat tenglamalari* –
- *Gidrotermodinamika* –
- *Termodinamika* -

Amaliy mashg'ulotni bajarish uchun foydalanish tavsiya etilgan adabiyot va internet resurslariga havolalar:

1. Kshudiram Saha. The Earth's Atmosphere: Its Physics and Dynamics. Part II. Berlin, Springer, 2008. – 367 p.
2. Alautdinov M., Fatxullayeva Z.N., Xolmatjonov B.M. Dinamik meteorologiya (o'quv qo'llanma). Toshkent, O'zMU, 2008.
3. Фатхуллаева З.Н., Холматжонов Б.М. Динамическая метеорология, (конспект лекций). Ташкент, НУУз, 2001.
4. Alautdinov M. Dinamik meteorologiya bo'yicha masalalar to'plami. Toshkent, O'zMU, 2006.;
5. Динамическая метеорология. Под редакцией Д.Л.Лайхтмана. –Л.: Гидрометеиздат, 1976.
6. Задачник по динамической метеорологии. Под редакцией. Л.С.Гандина. –Л.: Гидрометеиздат, 1984.
7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. –Л.: Гидрометеиздат, 2000. – 778 с.
8. Фатхуллаева З.Н. Динамическая метеорология (методические указания). Ташкент, НУУз, 2006.
9. <http://ziyo.net>
10. <https://e-library.namdu.uz/>
11. <https://unilibrary.uz/>
12. www.undp.uz.
13. www.atmos.washington.edu/academic/synoptic.html.
14. www.Ziyo.net.

10-Amaliy mashg'ulot. Atmosfera termodinamikasi asoslari

Ishdan maqsad: Talabalarda Atmosfera uchun termodinamikaning birinchi qonuni, asosiy tenglamalar, quruq va nam havo uchun holat tenglamasi, havo termodinamik holatining politropik o'zgarishi haqida bilim va ko'nikmalarini shakllantirish.

Ish uchun kerakli jihozlar: Fan bo'yicha o'quv uslubiy majmua, qo'shimcha adabiyotlar, internet ma'lumotlari, amaliy mashg'ulot daftari va ruchka.

Amaliy mashg'ulot topshiriqlari

1. Atmosfera uchun termodinamikaning birinchi qonuni haqida tushuncha bering.
2. Atmosfera holatini ifodalovchi asosiy tenglamalarni o'rganing.
3. Quruq va nam havo uchun holat tenglamasini o'rganing.
4. Havo termodinamik holatining politropik o'zgarishi haqida tushuncha bering.

Qo'shimcha topshiriqlar:

O'tilgan darslar bo'yicha quyidagi atama va tushunchalarga ta'rif bering:

Adveksiya – havo va uning xossalarining gorizontaal yo‘nalishdagi ko‘chishi. Havo massalari, issiqlik, suv bug‘i, harakat momenti, tezlik uyurmasi va boshqalarning adveksiyasi to‘g‘risida so‘z boradi.

Aylanish balandligi – shamolning yo‘nalishi qarama-qarshi yoki unga yaqin yo‘nalishga almashadigan balandlik. Misol uchun bunday aylanish yirik masshtabdagi harorat taqsimoti ta‘sirida umumiy gorizontaal barik gradiyentning muayyan o‘zgarishlarida yoki briz yoki tog‘ shamolidan yuqorida joylashgan qarama-qarshi oqimga o‘tishda kuzatiladi.

Aktinometrik kuzatishlar – to‘g‘ri, sochilgan, yalpi quyosh radiatsiyasi jadalligi, shuningdek effektiv nurlanish, radiasion balans va albedo ustidan kuzatishlar bo‘lib, tegishli asboblarda yordamida amalga oshiriladi.

Antisiklon – dengiz sathida yuqori atmosfera bosimiga ega bo‘lgan berk konsentrik izobarali soha. Antisiklonda havo shimoliy yarimsharda soat strelkasiga bo‘yicha, janubiy yarimsharda soat strelkasiga teskari yo‘nalishda harakatlanadi.

Konveksiya (lotincha: convectio - keltirish, eltib berish) - suyuqlik, gaz va sochiluvchan muhitlarda shu muhitdagi modda oqimi orqali issiqlikning ko‘chishi. Tabiiy (erkin) va majburiy xillari mavjud.

Amaliy mashg‘ulotni bajarish uchun foydalanish tavsiya etilgan adabiyot va internet resurslariga havolalar:

1. Kshudiram Saha. The Earth’s Atmosphere: Its Physics and Dynamics. Part II. Berlin, Springer, 2008. – 367 p.
2. Alautdinov M., Fatxullayeva Z.N., Xolmatjonov B.M. Dinamik meteorologiya (o‘quv qo‘llanma). Toshkent, O‘zMU, 2008.
3. Фатхуллаева З.Н., Холматжонов Б.М. Динамическая метеорология, (конспект лекций). Ташкент, НУУз, 2001.
4. Alautdinov M. Dinamik meteorologiya bo‘yicha masalalar to‘plami. Toshkent, O‘zMU, 2006.;
5. Динамическая метеорология. Под редакцией Д.Л.Лайхтмана. –Л.: Гидрометеоиздат, 1976.
6. Задачник по динамической метеорологии. Под редакцией. Л.С.Гандина. –Л.: Гидрометеоиздат, 1984.
7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. –Л.: Гидрометеоиздат, 2000. – 778 с.
8. Фатхуллаева З.Н. Динамическая метеорология (методические указания). Ташкент, НУУз, 2006.
9. <http://ziyo.net>
10. <https://e-library.namdu.uz/>
11. <https://unilibrary.uz/>
12. www.undp.uz.
13. www.atmos.washington.edu/academic/synoptic.html.
14. www.Ziyo.net.

11-12-Amaliy mashg‘ulot. Adiabatik jarayonlar.

Ishdan maqsad: Talabalarda adiabatik jarayonlar, uning turlari, atmosferaning turg‘unlik shartlari, nam adiabatik gradiyent, konveksiya, havo zarrasining quruq

adiabatik va nam adiabatik harakatiga nisbatan atmosferaning stratifikatsiyasi haqida bilim va ko'nikmalarini shakllantirish.

Ish uchun kerakli jihozlar: Fan bo'yicha o'quv uslubiy majmua, qo'shimcha adabiyotlar, internet ma'lumotlari, amaliy mashg'ulot daftari va ruchka.

Amaliy mashg'ulot topshiriqlari

1. Adiabatik jarayonlar va ularning turlari haqida tushuncha bering.
2. Atmosferaning turg'unlik shartlari haqida tushuncha bering.
3. Nam adiabatik gradiyent va konveksiya haqida tushuncha bering.
4. Havo zarrasining quruq adiabatik va nam adiabatik harakatiga nisbatan atmosferaning stratifikatsiyasi haqida tushuncha bering.
5. Konveksiya va kondensatsiya sathlari haqida tushuncha bering.
6. Stratifikatsiyaning sutkalik o'zgarishi haqida tushuncha bering.
7. Potensial turg'unlik va noturg'unlik hamda noturg'unlik energiyasi haqida tushuncha bering.
8. Termodinamik grafiklar haqida tushuncha bering.

Qo'shimcha topshiriqlar:

1. O'tilgan darslar bo'yicha quyidagi atama va tushunchalarga ta'rif bering:

Adiabatik jarayon (yunoncha *Adiabatōs* – o'tib bo'lmas) - tashqi muhit bilan issiqlik almashinuvisiz o'tadigan termodinamik jarayon. Adiabatik jarayon o'tishi uchun jism butunlay issiqlik o'tkazmaydigan qatlam (chegara) bilan ajratilgan bo'lishi kerak. To'yingan bug' adiabatik kengayganida ho'llanadi. Atmosferada sodir bo'ladigan ko'pgina jarayonlarni Adiabatik jarayon deb qarash mumkin.

Izotermik jarayon – Ideal gazning temperatura o'zgarmas ($T=const$), uning hajmi va bosimi o'zgaradi.

Izobarik jarayon – Ideal gazning bosimi o'zgarmas ($P=const$), uning hajmi va temperatura o'zgaradi.

Izoxorik jarayon – Ideal gazning hajmi o'zgarmay ($V=const$) uning bosimi va temperatura o'zgaradi.

Adiabatik jarayon – Atrof muhit bilan issiqlik miqdori almashmasdan ro'y beradigan jarayonga adiabatik jarayon deyiladi.

Termodinamika (yun. *termo* issiq, *dynamic* - kuch) - termodinamik muvozanat holatida turgan makroskopik tizimlarning umumiy xossalariga bu holatlar orasidagi o'tish jarayonlari to'g'risidagi fan. Termodinamika fundamental qonun va tamoyillar asosida quriladi.

Kondensatsiya - gazzimon holatdagi moddaning sovishi yoki siqilishi natijasida suyuq yoki qattiq holatga utishi. Kondensatsiya - bug'lanishning aksi.

Amaliy mashg'ulotni bajarish uchun foydalanish tavsiya etilgan adabiyot va internet resurslariga havolalar:

1. Kshudiram Saha. *The Earth's Atmosphere: Its Physics and Dynamics. Part II.* Berlin, Springer, 2008. – 367 p.
2. Alautdinov M., Fatxullayeva Z.N., Xolmatjonov B.M. *Dinamik meteorologiya (o'quv qo'llanma).* Toshkent, O'zMU, 2008.
3. Фатхуллаева З.Н., Холматжонов Б.М. *Динамическая метеорология, (конспект лекций).* Ташкент, НУУЗ, 2001.

4. Alautdinov M. Dinamik meteorologiya bo'yicha masalalar to'plami. Toshkent, O'zMU, 2006.;
5. Динамическая метеорология. Под редакцией Д.Л.Лайхтмана. –Л.: Гидрометеиздат, 1976.
6. Задачник по динамической метеорологии. Под редакцией. Л.С.Гандина. –Л.: Гидрометеиздат, 1984.
7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. –Л.: Гидрометеиздат, 2000. – 778 с.
8. Фатхуллаева З.Н. Динамическая метеорология (методические указания). Ташкент, НУУз, 2006.
9. <http://ziyo.net>
10. <https://e-library.namdu.uz/>
11. <https://unilibrary.uz/>
12. www.undp.uz.
13. www.atmos.washington.edu/academic/synoptic.html.
14. www.Ziyo.net.

13-Amaliy mashg'ulot. Yer sirti va atmosferaning issiqlik holati

Ishdan maqsad: Talabalarda Yer sirti va atmosferaning issiqlik holati haqida bilim va ko'nikmalarini shakllantirish.

Ish uchun kerakli jihozlar: Fan bo'yicha o'quv uslubiy majmua, qo'shimcha adabiyotlar, internet ma'lumotlari, amaliy mashg'ulot daftari va ruchka.

Amaliy mashg'ulot topshiriqlari

1. Havo harorati o'zgarishining sabablari haqida tushuncha bering.
2. Yer sirtining issiqlik balansi haqida tushuncha bering.
3. Haroratning balandlik bo'yicha taqsimoti va harorat inversiyalari haqida tushuncha bering.
4. Havo haroratining yillik o'zgarishlari va yillik o'zgarish turlari haqida tushuncha bering.
5. Konvektiv va turbulent issiqlik oqimlari illik o'zgarish turlari
6. Issiqlik uzatilishi va turbulent atmosfera uchun issiqlik uzatilishi tenglamasi haqida tushuncha bering.

Qo'shimcha topshiriqlar:

1. O'tilgan darslar bo'yicha quydagi atama va tushunchalarga ta'rif bering:

- **Issiqlik almashinish** - temperaturasi yuqori bo'lgan jismdan temperaturasi past jismga issiqlikning o'z - o'zidan, qaytmas o'tish jarayoniga aytiladi.
- **Issiqlik (issiqlik miqdori)** – bu issiqlik almashinish jarayonining energetik xarakteristikasi bo'lib, jarayon mobaynida uzatilgan yoki olingan energiya miqdori bilan belgilanadi.
- **Konvektiv issiqlik almashinishi** - oqim o'zagi issiqlik o'tish vaqtining o'zida ham konvektsiya, ham issiqlik o'tkazuvchanlik usullarida amalga oshishi.
- **Atmosfera shaffofligi** – atmosferaning u yoki bu to'lqin uzunlikli radiatsiyani (yorug'likni) o'tkazish qobiliyati. Jismning sirti orqali o'tuvchi radiatsiya jadalligining jismga tushuvchi radiatsiyaga nisbati bilan aniqlanadi.

• **Atmosfera elektr maydonining kuchlanganligi** – atmosfera elektr maydoni yer va atmosfera zaryadlariga bog‘liq. Bu maydonning kuchlanganligi o‘rtacha 130 V/m ni tashkil etib, balandlik bo‘yicha eksponensial kamayib boradi; tahminan 10 km balandlikda u amalda nolga teng.

2. Quyidagi savollarga javob bering:

1. Issiqlik almashinish jarayonlari haqida umumiy tushunchalarni aytib bering.
2. Issiqlik balansi nima?
3. Temperatura maydoni va gradient qanday amalga oshirilad?
4. Issiqlik o‘tkazuvchanlik nima?
5. Issiqlik nurlanishi nima?
6. Konvektiv issiqlik almashinish usuli qanday amalga oshiriladi?

Amaliy mashg‘ulotni bajarish uchun foydalanish tavsiya etilgan adabiyot va internet resurslariga havolalar:

1. Kshudiram Saha. The Earth’s Atmosphere: Its Physics and Dynamics. Part II. Berlin, Springer, 2008. – 367 p.
2. Alautdinov M., Fatxullayeva Z.N., Xolmatjonov B.M. Dinamik meteorologiya (o‘quv qo‘llanma). Toshkent, O‘zMU, 2008.
3. Фатхуллаева З.Н., Холматжонов Б.М. Динамическая метеорология, (конспект лекций). Ташкент, НУУз, 2001.
4. Alautdinov M. Dinamik meteorologiya bo‘yicha masalalar to‘plami. Toshkent, O‘zMU, 2006.;
5. Динамическая метеорология. Под редакцией Д.Л.Лайхтмана. –Л.: Гидрометеоиздат, 1976.
6. Задачник по динамической метеорологии. Под редакцией. Л.С.Гандина. –Л.: Гидрометеоиздат, 1984.
7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. –Л.: Гидрометеоиздат, 2000. – 778 с.
8. Фатхуллаева З.Н. Динамическая метеорология (методические указания). Ташкент, НУУз, 2006.
9. <http://ziyo.net>
10. <https://e-library.namdu.uz/>
11. <https://unilibrary.uz/>
12. www.undp.uz.
13. www.atmos.washington.edu/academic/synoptic.html.
14. www.Ziyo.net.

14-Amaliy mashg‘ulot. Atmosferaning suv rejimi

Ishdan maqsad: Talabalarda atmosferaning suv rejimi haqida tushuncha hosil qilish.

Ish uchun kerakli jihozlar: Fan bo‘yicha o‘quv uslubiy majmua, qo‘shimcha adabiyotlar, internet ma‘lumotlari, amaliy mashg‘ulot daftari va ruchka.

Amaliy mashg‘ulot topshiriqlari

1. Atmosferada havo namligining o‘zgarishi haqida tushuncha bering.

2. Atmosferada suv bug'ining kondensatsiyasi va sublimatsiyasi haqida tushuncha bering.
3. Tumanlar, ularning tasniflari va geografik taqsimoti haqida tushuncha bering.
4. Yog'inlar hosil bo'lishi jarayoni haqida tushuncha bering.
5. Atmosfera yog'inlarining tasnifi haqida tushuncha bering.
6. Yog'inlarning geografik taqsimoti haqida tushuncha bering.
7. Yer sirti gidrometeorlari haqida tushuncha bering.
8. Turbulent atmosferada suv bug'ining ko'chishi tenglamasi haqida tushuncha bering.

Qo'shimcha topshiriqlar:

1. O'tilgan darslar bo'yicha quydagi atama va tushunchalarga ta'rif bering:

Suv bug'i - suvning gazeimon holati. Suvning suyuq holatdan gazeimon holatga o'tishi natijasida hosil bo'ladi. Suv bug'ini: bug'ning muallaq holatdagi suv tomchilari bilan aralashmasidan iborat ho'l to'yingan bug;

Havo namligi - havodagi suv bug'i miqdori. Ob-havo va iqlimning asosiy xususiyatlaridan biri.

Sublimatsiya (lotincha: sublimo - yuqori ko'taraman) - moddaning kristall (yoki qattiq) holatdan suyuq holatga o'tmay turib, bevosita gaz holatga o'tish jarayoni; issiklikning yutilishi bilan sodir bo'ladi.

Tuman - tomchi holidagi suyuq dispers fazali aerozollar. O'ta to'yingan bug'lardan kondensatsiya natijasida hosil bo'ladi. Atmosferadagi Yer sirti qatlamlaridagi suv bug'larining to'yinishidan hosil bo'lgan suv tomchilari yoki muz kristallari to'plamidan iborat.

Yog'inlar - atmosfera (bulutlar yoki havo)dan Yer (yoki suv) yuziga tushadigan suyuq yoki qattiq holatdagi suv. Yog'inlar bulutlardan yomg'ir, qor, do'l va muz zarralari ko'rinishida, havo qatlamidan shudring hamda qirov shaklida tushadi.

Atmosfera yog'inlari – bulutlardan yog'adigan yoki havoda suv buglarining kondensatlanishi natijasida yer yuzasiga va o'simliklar sirtiga tushadigan tomchi yoki muz holatidagi suv.

Gidrometeorlar (gidro... va ... yun. meteora – atmosfera va osmon hodisalari) – atmosferada uchraydigan turli yog'inlar (do'l, qirov, shudring va b.). Odatda, suv bug'i zarralarining bir holatdan ikkinchi holatga o'tishidan hosil bo'ladi. Bunday hodisalar meteorologiyada kondensatsiya va sublimatsiya deyiladi.

Havoning turbulentligi – atmosferatsagi havoning tartibsiz, girdob tarzida harakatlanishi. Turli tezlikda harakat qiluvchi havo qatlamlari orasidagi ichki ishqalanish tufayli vujudga keladi. Atmosferada namlik va issiqlikni vertikal hamda gorizontol bo'yicha tekis taqsimlaydi va ma'lum qatlamlarda atmosfera tarkibining bir xil bo'lishiga olib keladi. Havo qatlamining harakat tezligi o'rtacha 4 m/sek bo'ladi. Havoning turbulentligi erkin atmosferada (2–3 km) katta o'lchamdagi siklon yoki antitsiklon vujudga kslgan vaqtlarda avj oladi. Bunda, asosan, havo va undagi suv bug'i, har xil qattiq va suyuq zarrachalar hara-katlanadi. Havoning turbulentligi intensivligini qor uch-qunlarining tartibsiz harakatida, tru-balardan havoga ko'tarilayotgan tutunlarda, bulut turlarida, xususan yashin va do'l hosil qiladigan qora bulutlarda hamda o'qtin-o'qtin esib turuvchi kuchli shamollarda kuzatish mumkin.

Amaliy mashg'ulotni bajarish uchun foydalanish tavsiya etilgan adabiyot va internet resurslariga havolalar:

1. Kshudiram Saha. The Earth's Atmosphere: Its Physics and Dynamics. Part II. Berlin, Springer, 2008. – 367 p.
2. Alautdinov M., Fatxullayeva Z.N., Xolmatjonov B.M. Dinamik meteorologiya (o'quv qo'llanma). Toshkent, O'zMU, 2008.
3. Фатхуллаева З.Н., Холматжонов Б.М. Динамическая метеорология, (конспект лекций). Ташкент, НУУз, 2001.
4. Alautdinov M. Dinamik meteorologiya bo'yicha masalalar to'plami. Toshkent, O'zMU, 2006.;
5. Динамическая метеорология. Под редакцией Д.Л.Лайхтмана. –Л.: Гидрометеоиздат, 1976.
6. Задачник по динамической метеорологии. Под редакцией Л.С.Гандина. –Л.: Гидрометеоиздат, 1984.
7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. –Л.: Гидрометеоиздат, 2000. – 778 с.
8. Фатхуллаева З.Н. Динамическая метеорология (методические указания). Ташкент, НУУз, 2006.
9. <http://ziyo.net>
10. <https://e-library.namdu.uz/>
11. <https://unilibrary.uz/>
12. www.undp.uz.
13. www.atmos.washington.edu/academic/synoptic.html.
14. www.Ziyo.net.

15-Amaliy mashg'ulot. Atmosfera bosim maydoni

Ishdan maqsad: Talabalarda atmosfera statikasining asosiy tenglamalari, Barometrik formulalar, ularning qo'llanilishi, barik tizimlar, bosimning sutkalik o'zgarishi haqida tushuncha hosil qilish.

Ish uchun kerakli jihozlar: Fan bo'yicha o'quv uslubiy majmua, qo'shimcha adabiyotlar, internet ma'lumotlari, amaliy mashg'ulot daftari va ruchka.

Amaliy mashg'ulot topshiriqlari

1. Atmosfera statikasining asosiy tenglamasi haqida tushuncha bering.
2. Barometrik formulalar va ularning qo'llanilishi haqida tushuncha bering.
3. Barik tizimlar va bosimning sutkalik o'zgarishi haqida tushuncha bering.
4. Yanvar va iyulda dengiz sathida bosimning geografik taqsimoti haqida tushuncha bering.

Qo'shimcha topshiriqlar:

1. Quyida keltirilgan atamalarni yozing va yod oling:

- **Barik tizim** - yer atmosferasidagi muayyan atmosfera bosimi taqsimotiga ega bo'lgan yirik masshtabli soha; barik maydon shakli; bosim taqsimoti shakli. Barik tizimlar asosan past va yuqori bosimli sohalarga bo'linadi.

- **Barik topografiya kartasi** – u yoki bu izobarik sirtning dengiz sathiga nisbatan (mutlaq topografiya kartasi) yoki quyida joylashgan izobarik sirtga nisbatan (nisbiy topografiya kartasi) balandligi (aniqrog'i geopotensial) tushirilgan karta.

- **Virtual harorat** – nam havoning shunday haroratiki, bu haroratda quruq havoning zichligi T harorat, R bosim va ye suv bug‘i elastikligiga ega bo‘lgan nam havoning zichligiga teng bo‘lishi lozim. Virtual harorat haqiqiy (kinetik) haroratdan yuqori bo‘ladi.

- **G‘adir-budirlik** – yer yaqini qatlamida havo harakatiga ta‘sir etuvchi to‘shalgan sirtning noteksiligi xarakteristikasi. **G‘adir-budirlik parametri** yoki **g‘adir-budirlik sathi** z_0 deb ham ataladi. G‘adir-budirlik uzunlik o‘lchoviga ega, g‘adir-budir sirtning xarakteriga bog‘liq va umuman olganda noteksiliklarning o‘rtacha balandligi qancha katta bo‘lsa, shunchalik katta bo‘ladi. G‘adir-budirlik sathida shamol o‘rtacha tezligi nolga aylanadi; bu sathdan pastda faqat turbulent pulsatsiyalar mavjud bo‘ladi.

- **Gazlarning gravitasion taqsimoti** – atmosferaga nisbatan qaralganda bu havoni tashkil etuvchi gazlar mustaqil atmosferani hosil qilishini anglatadi. Shu bilan birga har bir gazning parsial bosimi boshqa gazlarning mavjudligidan qat‘i nazar balandlik bo‘yicha kamayib boradi. Yengil gazlarning bosimi og‘ir gazlarning bosimiga nisbatan sekinroq pasayib boradi. Shu sababli balandlik bo‘yicha og‘ir gazlarning foiz ulushi kamayishi hisobiga yengil gazlarning havodagi foiz ulushi ortib borishi kerak.

Amaliy mashg‘ulotni bajarish uchun foydalanish tavsiya etilgan adabiyot va internet resurslariga havolalar:

1. Kshudiram Saha. The Earth’s Atmosphere: Its Physics and Dynamics. Part II. Berlin, Springer, 2008. – 367 p.
2. Alautdinov M., Fatxullayeva Z.N., Xolmatjonov B.M. Dinamik meteorologiya (o‘quv qo‘llanma). Toshkent, O‘zMU, 2008.
3. Фатхуллаева З.Н., Холматжонов Б.М. Динамическая метеорология, (конспект лекций). Ташкент, НУУз, 2001.
4. Alautdinov M. Dinamik meteorologiya bo‘yicha masalalar to‘plami. Toshkent, O‘zMU, 2006.;
5. Динамическая метеорология. Под редакцией Д.Л.Лайхтмана. –Л.: Гидрометеоиздат, 1976.
6. Задачник по динамической метеорологии. Под редакцией. Л.С.Гандина. –Л.: Гидрометеоиздат, 1984.
7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. –Л.: Гидрометеоиздат, 2000. – 778 с.
8. Фатхуллаева З.Н. Динамическая метеорология (методические указания). Ташкент, НУУз, 2006.
9. <http://ziyo.net>
10. <https://e-library.namdu.uz/>
11. <https://unilibrary.uz/>
12. www.undp.uz.
13. www.atmos.washington.edu/academic/synoptic.html.
14. www.Ziyo.net.

16-Amaliy mashg‘ulot. Geopotensial va uning o‘zgarishi

Ishdan maqsad: Talabalarda Geopotensial va uning o‘zgarishi haqida tushuncha hosil qilish.

Ish uchun kerakli jihozlar: Fan bo‘yicha o‘quv uslubiy majmua, qo‘shimcha adabiyotlar, internet ma‘lumotlari, amaliy mashg‘ulot daftari va ruchka.

Amaliy mashg'ulot topshiriqlari

1. Geopotensial va uning o'zgarishi haqida tushuncha bering.
2. Geopotensial balandlik haqida tushuncha bering.
3. Gorizontalar barik gradiyent, uning balandlik bo'yicha o'zgarishi haqida tushuncha bering.

Qo'shimcha topshiriqlar:

1. Quyidagi atamalarga izohini yozing va yod oling.

Geopotensial – Yerning tortish kuchi va Yerning sutkalik aylanishi natijasida hosil bo'lgan markazdan qochma kuchlardan iborat kuch maydoni. Uning Quyosh, Oy va koinotdagi boshqa jism hamda Yer atmosferasi massasiga ham bog'liqligi bor.

Gazlarning holat tenglamasi – gazning fizikaviy holatini aniqlovchi o'zgaruvchi kattaliklar (parametrlar) orasidagi bog'lanishni ifodalovchi tenglama. Ideal gaz uchun bu – Klapeyron-Mendeleyev tenglamasi.

Geofizika – Yerning fizik xossalari va jarayonlari, uning litosferasi, gidrosferasi va atmosferasini umumiy o'rganuvchi ilmiy fanlar majmuasi.

Gidrosfera – yer sharining suvlari to'plami: okean, sirt va yer osti suvlari; Yerning suv qobig'i.

Gorizontalar barik gradiyent – atmosfera bosimining fazodagi o'zgarishi darajasini tavsiflovchi vektor - ∇r . Son jihatdan barik gradiyent bosimning izobarik sirtga normal bo'ylab hosilasiga, ya'ni bosim eng tez kamayayotgan yo'nalish bo'ylab birlik masofa o'tilganda bosim o'zgarishiga teng. Barik gradiyent ushbu normal bo'ylab bosim kamayayotgan tomonga yo'nalgan. Gorizontalar barik gradiyent gorizontalar sirtida izobaraga normal bo'ylab bosim kamayayotgan tomonga yo'nalgan. U 100 km masofaga bosimning gPa lardagi kamayishi bilan aniqlanadi.

Geopotensial maydon – Yerning gravitatsiya maydonining salohiyati. Qulaylik uchun u ko'pincha birlik massasiga potentsial energiyaning manfiy deb ta'riflanadi, shuning uchun gravitatsiya vektori bu potentsialning gradienti sifatida inkor qilinmasdan olinadi.

Geoid (geo... va yun. eidos - ko'rinish) – okean suvlari tinch va muvozanatda turgan paytda yuzasini quruqlik tagidan fikran davom ettirishdan hosil bo'lgan Yer shakli.

Geopotensial balandlik - Atmosferadagi ma'lum bir nuqtaning balandligi dengiz sathiga nisbatan bu balandlikda birlik massasining potentsial energiyasiga (geopotensial) proporsional birliklarda.

Amaliy mashg'ulotni bajarish uchun foydalanish tavsiya etilgan adabiyot va internet resurslariga havolalar:

1. Kshudiram Saha. The Earth's Atmosphere: Its Physics and Dynamics. Part II. Berlin, Springer, 2008. – 367 p.
2. Alautdinov M., Fatxullayeva Z.N., Xolmatjonov B.M. Dinamik meteorologiya (o'quv qo'llanma). Toshkent, O'zMU, 2008.
3. Фатхуллаева З.Н., Холматжонов Б.М. Динамическая метеорология, (конспект лекций). Ташкент, НУУЗ, 2001.
4. Alautdinov M. Dinamik meteorologiya bo'yicha masalalar to'plami. Toshkent, O'zMU, 2006.;

5. Хромов С.П, Петросянц М.А. Метеорология и климатология. — Москва: Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова. — 2012. — С. 151—153. — 584 с.
6. Задачник по динамической метеорологии. Под редакцией. Л.С.Гандина. —Л.: Гидрометеиздат, 1984.
7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. —Л.: Гидрометеиздат, 2000. — 778 с.
8. Фатхуллаева З.Н. Динамическая метеорология (методические указания). Ташкент, НУУз, 2006.
9. <http://ziyo.net>
10. <https://e-library.namdu.uz/>
11. <https://unilibrary.uz/>
12. www.undp.uz.
13. www.atmos.washington.edu/academic/synoptic.html.
14. www.Ziyo.net

17-18-Amaliy mashg'ulot. Atmosferda havo oqimlari

Ishdan maqsad: Talabalarda atmosferda havo oqimlari haqida tushuncha hosil qilish.

Ish uchun kerakli jihozlar: Fan bo'yicha o'quv uslubiy majmua, qo'shimcha adabiyotlar, internet ma'lumotlari, amaliy mashg'ulot daftari va ruchka.

Amaliy mashg'ulot topshiriqlari

1. Shamol va uning xarakteristikallari haqida tushuncha bering.
2. Ishqalanishning shamol tezligi va yo'nalishiga ta'siri haqida tushuncha bering.
3. Atmosferada bo'linish sirtlari haqida tushuncha bering.
4. Atmosfera frontlarining shakllanishi haqida tushuncha bering.
5. Atmosferaning tropik va notropik kengliklardagi sirkulyasiyasi haqida tushuncha bering.
6. Mahalliy sirkulyasiyalar haqida tushuncha bering.

Qo'shimcha topshiriqlar:

1. Quyidagi atamalarga izohini yozing va yod oling.

Shamol – atmosferada havoning yer sirtiga nisbatan gorizontal harakati.

Shamol guli - bu uzoq muddatli kuzatishlar asosida meteorologiya va iqlimshunoslikning ma'lum bir joyidagi shamol rejimini tavsiflovchi vektor diagrammasi. Bu ko'pburchakga o'xshaydi, unda diagramma markazidan turli yo'nalishlarda (ufq nuqtalari) tarqaladigan nurlarning uzunligi ushbu yo'nalishdagi shamollarning chastotasiga ("shamol qayerdan" esadi) proporsionaldir. Shamol atirgullari aerodromlar, magistral yo'llar uchun uchish-qo'nish yo'laklarini qurishda, aholi punktlarini rejalashtirishda (binolar va ko'chalarning tegishli yo'nalishi), turar-joy massivi va sanoat zonasining nisbiy holatini baholashda hisobga olinadi. sanoat zonasidan ifloslanishlarni o'tkazish yo'nalishi) va boshqa ko'plab iqtisodiy vazifalar (agronomiya, o'rmon va parklarni boshqarish, ekologiya va boshqalar).

Anemometr (yunoncha. anemos - shamol, metreo - o'lchov) – shamol va gaz tezligini (ba'zan, yo'nalishini ham) o'lchovchi asbob. Shamol va gaz tezligi ularning

ta'sirida aylanuvchi kosalarining aylanish soniga qarab aniqlanadi. Shamol va gaz tezligini manometrik usulda yoki elektr usulda ham aniqlash mumkin.

Bofort shkalasi – shamol kuchini baholash uchun mo'ljallangan 12 balli shkala (jadval); shamolning yerdagi buyumlarga ta'siri va dengizning to'liqlanish darajasiga qarab aniqlanadi. Bofort shkalasiga ko'ra, 12 ball quyidagicha belgilanadi (ba'zi ballarga nisbatan): 0 ball - shtil (shamol esmayotgan payt, bunda tutun tikka ko'tariladi, dengiz suvining sathi ko'zguday tinch turadi); 4 ball – mo'tadil shamol (shamol yoqimli esib turadi; bunda shamol chang va qog'oz parchalarini yerdan ko'tarib uchiradi, daraxtlarning ingichka shoxlari tebranadi, dengiz suvida uzun-uzun to'liqlar paydo bo'ladi); 6 ball - kuchli shamol (bunda daraxtlarning yo'g'on shoxlari tebranadi, telegraf simlari guvillaydi, dengiz suvida yirik to'liqlar paydo bo'ladi); 10 ball - bo'ron (kuchli shtorm) - bunda inshootlarda buzilishlar ro'y beradi, daraxtlarning shoxlari yerga tekunday bo'lib egilib tebranadi, dengiz suvida baland-baland to'liqlar paydo bo'ladi, suv yuzi ko'pirib ketadi, to'liqlarning uzun cho'qqilari pastga qarab egilib-egilib tushadi; 12 ball - dovul (bunda ancha joydagi inshootlar buziladi, dengiz ustidagi havo ko'pik va suv tomchilari bilan to'lib ketadi, dengiz sirti ko'piradi, ko'rinish yomonlashib ketadi). Qolgan ballar shu ko'rsatilgan ballar o'rtasidagi holatlar va hodisalar (alamatlar)ni bildiradi. Ingliz harbiy gidrografi va xaritachisi F.Bofort (1774—1857) 1806-yil taklif qilgan.

Shamol tezligi - Meteorologiyada shamol tezligi yoki shamol oqimi tezligi havoning yuqori bosimdan past bosimgacha harakatlanishi natijasida, odatda haroratning o'zgarishi tufayli yuzaga keladigan asosiy atmosfera miqdoridir. Shamol tezligi odatda anemometr yordamida o'lchanadi.

Atmosfera frontlari – meteorologik elementlari har xil bo'lgan ikki havo massasini ajratuvchi zonalar. Atmosfera frontlarida meteorologik elementlar gorizontall yo'nalishda keskin o'zgaradi. Yer yuzasiga yaqin qatlamda o'tish zonasining eni, odatda, 100 km dan oshmaydi.

Atmosfera sirkulyatsiyasi (lot. circulatio - doiraviy aylanish) - gorizont o'lchami materik va okeanlarga, qalinligi bir necha km dan o'nlab km larga teng bo'lgan juda katta ko'lamli havo oqimlari sistemasi. Materik va okeanlar sirtining turlicha isishi, havo oqimlarining ishqalanishi va Yerning aylanishi ta'siridagi og'ishi, shuningdek to'liqin va girdoblar hosil bo'lishi tufayli vujudga keladi. Havo massalarining ko'chib yurishi kengliklararo va meridional yo'nalishda ro'y beradi. Troposferada eng turg'un oqimlarga passat, antipassat va mussonlar kiradi.

Amaliy mashg'ulotni bajarish uchun foydalanish tavsiya etilgan adabiyot va internet resurslariga havolalar:

1. Kshudiram Saha. The Earth's Atmosphere: Its Physics and Dynamics. Part II. Berlin, Springer, 2008. – 367 p.
2. Alautdinov M., Fatxullayeva Z.N., Xolmatjonov B.M. Dinamik meteorologiya (o'quv qo'llanma). Toshkent, O'zMU, 2008.
3. Фатхуллаева З.Н., Холматжонов Б.М. Динамическая метеорология, (конспект лекций). Ташкент, НУУз, 2001.
4. Alautdinov M. Dinamik meteorologiya bo'yicha masalalar to'plami. Toshkent, O'zMU, 2006.;
5. Хромов С.П, Петросянц М.А. Метеорология и климатология. — Москва: Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова. — 2012. — С. 151—153. — 584 с.

6. Задачник по динамической метеорологии. Под редакцией. Л.С.Гандина. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984.
7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. –Л.: Гидрометеоиздат, 2000. – 778 с.
8. Фатхуллаева З.Н. Динамическая метеорология (методические указания). Ташкент, НУУз, 2006.
9. <http://ziyo.net>
10. <https://e-library.namdu.uz/>
11. <https://unilibrary.uz/>
12. www.undp.uz.
13. www.atmos.washington.edu/academic/synoptic.html.
14. www.Ziyo.net

19-Amaliy mashg'ulot. Atmosfera harakatlarining tasnifi.

Ishdan maqsad: Talabalarda Atmosfera harakatlarining tasnifi haqida tushuncha hosil qilish.

Ish uchun kerakli jihozlar: Fan bo'yicha o'quv uslubiy majmua, qo'shimcha adabiyotlar, internet ma'lumotlari, amaliy mashg'ulot daftari va ruchka.

Amaliy mashg'ulot topshiriqlari

1. Atmosfera harakatlarining farqlovchi xususiyatlari va ularning tasnifi haqida tushuncha bering.
2. Turbulent atmosfera uchun harakat tenglamalari haqida tushuncha bering.

Qo'shimcha topshiriqlar:

1. Quyidagi atamalarni yozing va yod oling:

Quyun (tornado) – deyarli vertikal, ko'pincha egilgan o'qli, bir necha o'n metr diametrli kuchli uyurma. Quyunda havo bosimi past. Quyun qora bulut ustuni ko'rinishiga ega bo'lib, ko'pincha u past yomg'irli to'p-to'p bulutning asosidan voronka ko'rinishida tushib keladi. Yer sirtidan unga tomon suv purkamasi va changdan hosil bo'lgan boshqa voronka ko'tarilib borishi mumkin. Ustunning eng ensiz qismi – o'rtada. Quruqlik ustida tromb yoki tornado (AQSHda) sinonimlari qo'llaniladi.

Ko'tarilishlar (atmosferada) – atmosferadagi planetar masshtabli to'lqinlar bo'lib, dunyo okeanidagi ko'tarilishlar kabi Quyosh (quyosh atmosfera ko'tarilishlari) va Oy (oy atmosfera ko'tarilishlari) tortishi oqibatida yuzaga keladi.

Musson – Yer yuzasining katta qismi ustida quyi troposferadagi ma'lum yo'nalishdagi yetarlicha turg'un havo oqimi bo'lib, yo'nalishini yilda ikki marta qarama-qarshi yoki unga yaqin yo'nalishda almashtiradi. Qishki mussonga doimo yo'nalishi bo'yicha qarama-qarshi yozgi musson qarshi turadi. Mussonning u yoki bu yarim yillikdagi, ayniqsa o'rta kengliklardagi asosiy yo'nalishi muntazam saqlanadi. Vaqtincha boshqa yo'nalishli shamollar bilan almashganda musson oqimlarining buzilishi kuzatiladi.

Naysimon oqim – havoning yuqori troposfera va quyi stratosferada tropopauzaga yaqin sathlarda, yuqori kengliklarda esa pastroq sathlarda katta tezlikli ensiz oqim ko'rinishidagi ko'chishi.

Noturg'unlik – tizimga kiritilayotgan g'alayonlar qiymati bo'yicha ortib borishi, g'alayonlarning maksimal amplitudasi boshlang'ich holatdagidan katta bo'lishi bilan ifodalanuvchi tizim holati. Noturg'un g'alayonlar odatda vaqt davomida eksponensial ortib boradi.

Amaliy mashg'ulotni bajarish uchun foydalanish tavsiya etilgan adabiyot va internet resurslariga havolalar:

1. Kshudiram Saha. The Earth's Atmosphere: Its Physics and Dynamics. Part II. Berlin, Springer, 2008. – 367 p.
2. Alautdinov M., Fatxullayeva Z.N., Xolmatjonov B.M. Dinamik meteorologiya (o'quv qo'llanma). Toshkent, O'zMU, 2008.
3. Фатхуллаева З.Н., Холматжонов Б.М. Динамическая метеорология, (конспект лекций). Ташкент, НУУз, 2001.
4. Alautdinov M. Dinamik meteorologiya bo'yicha masalalar to'plami. Toshkent, O'zMU, 2006.;
5. Хромов С.П, Петросянц М.А. Метеорология и климатология. — Москва: Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова. — 2012. — С. 151—153. — 584 с.
6. Задачник по динамической метеорологии. Под редакцией. Л.С.Гандина. — Л.: Гидрометеиздат, 1984.
7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. —Л.: Гидрометеиздат, 2000. — 778 с.
8. Фатхуллаева З.Н. Динамическая метеорология (методические указания). Ташкент, НУУз, 2006.
9. <http://ziyo.net>
10. <https://e-library.namdu.uz/>
11. <https://unilibrary.uz/>
12. www.undp.uz.
13. www.atmos.washington.edu/academic/synoptic.html.
14. www.Ziyo.net

20-Amaliy mashg'ulot. Mutlaq va nisbiy geopotensial.

Ishdan maqsad: Talabalarda Mutlaq va nisbiy geopotensial haqida tushuncha hosil qilish.

Ish uchun kerakli jihozlar: Fan bo'yicha o'quv uslubiy majmua, qo'shimcha adabiyotlar, internet ma'lumotlari, amaliy mashg'ulot daftari va ruchka.

Amaliy mashg'ulot topshiriqlari

1. Mutloq va nisbiy geopotensial haqida tushuncha bering.
2. Mutlaq va nisbiy barik topografiya kartalari haqida tushuncha bering.

Qo'shimcha topshiriqlar:

1. Quydagi atamalarni yozing va yod oling:

Mutloq geopotensial - agar izobarik yuzaning balandligi dengiz sathidan hisoblansa, u holda geopotensial mutlaq deb ataladi

Nisbiy geopotensial - dengiz sathidan quyida joylashgan izobarik yuzadan hisoblansa nisbiy geopotensial bo'ladi.

Og'irlik kuchi – ikki kuch: Yer markaziga yo'nalgan yerning tortish kuchi va Yerning aylanishi bilan belgilanuvchi, kenglik aylanasi radiusi bo'ylab yo'nalgan inersion markazdan qochma kuchlarning teng ta'sir etuvchisi. Og'irlik kuchi ta'sirida bo'shliqdagi yer tortish maydonida ixtiyoriy jism og'ma chiziq bo'ylab og'irlik kuchi tezlanishi deb ataluvchi erkin tushish tezlanishi bilan pastga tushadi.

Oqim – atmosfera yog'inlari suvlarining muayyan hududdan daryolarga, so'ngra okean yoki berk ko'llarga oqib chiqishi. Yer osti va sirt oqimlari ajratiladi. Sirt oqimlari yonbag'ir va o'zan oqimlariga bo'linadi. Oqim – namlik aylanishining tashkil etuvchilaridan bir.

Paskal qonuni – tashqi kuchlarning suyuqlikka berayotgan bosimi suyuqlikning barcha yo'nalishlari bo'yicha bir xilda uzatiladi.

Passat – subtropik antisiklonlarning ekvator tomonidagi chekkalarida, ya'ni har bir yarimshar va ekvator oralig'ida 25-30° kengliklarda kuzatiluvchi umumiy sharqiy havo oqimlari. Ular okeanlar ustida yaqqol ifodalangan bo'lib, butun yil davomida shamol yo'nalishining katta turg'unligi bilan tavsiflanadi. Yer sirti ishqalanishi oqibatida passatning asosiy sharqiy yo'nalishiga yer sirti yaqinidagi qatlamda ekvatorga yo'nalgan tashkil etuvchilar ham qo'shiladi. Shimoliy yarimsharda passatning yer sirtidagi asosiy yo'nalishi shimoli-sharqiy (shimoli-sharqiy passat), janubiy yarimsharda esa janubi-sharqiy (janubi-sharqiy passat).

Amaliy mashg'ulotni bajarish uchun foydalanish tavsiya etilgan adabiyot va internet resurslariga havolalar:

1. Kshudiram Saha. The Earth's Atmosphere: Its Physics and Dynamics. Part II. Berlin, Springer, 2008. – 367 p.
2. Alautdinov M., Fatxullayeva Z.N., Xolmatjonov B.M. Dinamik meteorologiya (o'quv qo'llanma). Toshkent, O'zMU, 2008.
3. Фатхуллаева З.Н., Холматжонов Б.М. Динамическая метеорология, (конспект лекций). Ташкент, НУУз, 2001.
4. Alautdinov M. Dinamik meteorologiya bo'yicha masalalar to'plami. Toshkent, O'zMU, 2006.;
5. Хромов С.П, Петросянц М.А. Метеорология и климатология. — Москва: Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова. — 2012. — С. 151—153. — 584 с.
6. Задачник по динамической метеорологии. Под редакцией. Л.С.Гандина. – Л.: Гидрометеиздат, 1984.
7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. –Л.: Гидрометеиздат, 2000. – 778 с.
8. Фатхуллаева З.Н. Динамическая метеорология (методические указания). Ташкент, НУУз, 2006.
9. <http://ziyo.net>
10. <https://e-library.namdu.uz/>
11. <https://unilibrary.uz/>
12. www.undp.uz.
13. www.atmos.washington.edu/academic/synoptic.html.
14. www.Ziyo.net

21-Amaliy mashg'ulot. Erkin atmosfera dinamikasi

Ishdan maqsad: Talabalarda erkin atmosfera dinamikasi haqida tushuncha hosil qilish.

Ish uchun kerakli jihozlar: Fan bo'yicha o'quv uslubiy majmua, qo'shimcha adabiyotlar, internet ma'lumotlari, amaliy mashg'ulot daftari va ruchka.

Amaliy mashg'ulot topshiriqlari

1. Erkin atmosfera dinamikasi haqida tushuncha bering.
2. Erkin atmosferada shamol va vertikal oqimlar haqida tushuncha bering.
3. Erkin atmosferada tartib jihatdan bir-biriga yaqin kuchlar haqida tushuncha bering.
4. Erkin atmosferada siklon va antisiklon sohasi haqida tushuncha bering.

Qo'shimcha topshiriqlar:

1. Quyidagi atamalarni yozing va yod oling:

Atmosfera daryolari (AD) – atmosferaning nisbatan tor hududlari bo'lib, tropiklardan tashqarida suv bug'ining gorizonttal tashishining katta qismi uchun javobgardir. AD turli shakl va o'lchamlarda bo'lsa-da, eng ko'p suv bug'ini o'z ichiga olgan, eng kuchli shamolga ega va suv toshqini uchun zaif suv havzalariga qo'nish kuchli yog'ingarchilik va suv toshqini keltirib chiqarishi mumkin.

Erkin atmosfera - atmosferaning 1000-1500 m balandlikda joylashgan qatlami bo'lib, unda ishqalanish deyarli bo'lmaydi va uning ostidagi sirt deyarli ta'sir qilmaydi.

Vertikal havo harakatlari - Atmosferada gorizonttal yo'nalishdagi havo harakatidan tashqari vertikal harakatlar ham sodir bo'ladi. Bu harakatlar har xil zichlikdagi havoning isishi yoki gorizonttal harakati tufayli yuzaga keladi. Bu havo massalari orasidagi juda tekis interfeys bo'ylab sovuq havoga iliq havo oqimi natijasida yuzaga keladigan harakatlar eng katta ahamiyatga ega.

Siklon (yun. kyklon - aylanuvchi) - atmosferaning past bosimli oblasti. Asosan, ikki xil havo massasi chegarasida (havo frontida) yuzaga kelib, Siklon markazida havo bosimi eng past, chekkalarida yuqori bo'ladi.

Antitsiklon (yun. anti... va si-klon) - atmosferada yuz beradigan hodisa; havo oqimlari harakatidan hosil bo'ladigan juda katta atmosfera girdobi. Shimoliy yarim sharda soat mili yo'nalishida, Janubiy yarim sharda esa unga qarama-qarshi harakatlanadi. Antisiklon markazida havo bosimi maksimal bo'lib, chetlariga tomon asta-sekin pasayib boradi. Antisiklonning diametri 3 - 5 ming km gacha, harakat tezligi 30 - 40 km/soatga yetishi mumkin.

Amaliy mashg'ulotni bajarish uchun foydalanish tavsiya etilgan adabiyot va internet resurslariga havolalar:

1. Kshudiram Saha. The Earth's Atmosphere: Its Physics and Dynamics. Part II. Berlin, Springer, 2008. – 367 p.
2. Alautdinov M., Fatxullayeva Z.N., Xolmatjonov B.M. Dinamik meteorologiya (o'quv qo'llanma). Toshkent, O'zMU, 2008.
3. Фатхуллаева З.Н., Холматжонов Б.М. Динамическая метеорология, (конспект лекций). Ташкент, НУУз, 2001.
4. Alautdinov M. Dinamik meteorologiya bo'yicha masalalar to'plami. Toshkent, O'zMU, 2006.;

5. Хромов С.П, Петросянц М.А. Метеорология и климатология. — Москва: Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова. — 2012. — С. 151—153. — 584 с.
6. Задачник по динамической метеорологии. Под редакцией. Л.С.Гандина. — Л.: Гидрометеиздат, 1984.
7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. —Л.: Гидрометеиздат, 2000. — 778 с.
8. Фатхуллаева З.Н. Динамическая метеорология (методические указания). Ташкент, НУУз, 2006.
9. <http://ziyo.net>
10. <https://e-library.namdu.uz/>
11. <https://unilibrary.uz/>
12. www.undp.uz.
13. www.atmos.washington.edu/academic/synoptic.html.
14. www.Ziyo.net

22-Amaliy mashg'ulot. Geostrofik shamol.

Ishdan maqsad: Talabalarda Geostrofik shamol, uning xossalari, geostrofik shamolning balandlik bo'yicha o'zgarishi, vertikal bo'yicha geostrofik shamolning o'zgarishi haqida tushuncha hosil qilish.

Ish uchun kerakli jihozlar: Fan bo'yicha o'quv uslubiy majmua, qo'shimcha adabiyotlar, internet ma'lumotlari, amaliy mashg'ulot daftari va ruchka.

Amaliy mashg'ulot topshiriqlari

1. Geostrofik shamol, uning xossalari haqida tushuncha bering.
2. Geostrofik shamolning balandlik bo'yicha o'zgarishi haqida tushuncha bering.
3. Vertikal bo'yicha geostrofik shamolning o'zgarishi haqida tushuncha bering.

Qo'shimcha topshiriqlar:

1. Quydagi atamalarni yozing va yod oling:

Geostrofik shamol - (geo ... va yun. strophe - burilish, aylanish) – ishqalanish kuchi bo'lmagan, gorizontaal bosim gradiyent kuchi S bilan Yer aylanishining og'iruvchi kuchi A muvozanatlashgan sharoitda havoning tekis va to'g'ri chiziqli gorizontaal harakati. Geostrofik shamol parallel to'g'ri chiziqli izobaralar bo'ylab Shimoliy yarim sharda bosim gradiyentidan o'ng tomonga va Janubiy yarim sharda chap tomonga to'g'ri burchak ostida og'ib yo'naladi.

Uzun to'lqin – o'rta kengliklarda umumiy g'arbiy oqimdagi bir necha ming kilometr tartibli uzunlikdagi atmosfera to'lqini bo'lib, o'rta troposferaning barik maydonidagi botiq va qavariq shakldagi g'alayonlari bilan bog'liq. Yer shari aylanasi bo'ylab odatda bir nechta (3-6) uzun to'lqin joylashadi.

Fyon – yuqori harorat va havoning kichik nisbiy namligiga ega, vaqti-vaqti bilan tog'dan vodiya esuvchi, ko'pincha kuchli va tez o'zgaruvchi shamol. Fyon vaqtida havoning xossalari pastlovchi harakatda havoning adiabatik isishi bilan tushuntiriladi.

Havo massasi – maydoni bo'yicha materik va okeanlarning katta qismlari o'lchamiga ega bo'lgan, deyarli bir xil xossali va atmosfera umumiy sirkulyasiyasining biror oqimi bo'ylab harakatlanuvchi troposfera havosi miqdori.

Havo massasining transformatsiyasi – havo massasining harakatlanishida kenglik va ayniqsa to‘shalgan sirt termik sharoitlarining o‘zgarishi oqibatida havo massasi xossalari asta-sekin o‘zgarishi.

Siklon – past havo bosimli (markazida minimal bosim) va shimoliy yarimsharda soat strelkasiga teskari, janubiy yarimsharda soat strelkasi bo‘yicha sirkulyatsiyali atmosfera g‘alayoni.

Amaliy mashg‘ulotni bajarish uchun foydalanish tavsiya etilgan adabiyot va internet resurslariga havolalar:

1. Kshudiram Saha. The Earth’s Atmosphere: Its Physics and Dynamics. Part II. Berlin, Springer, 2008. – 367 p.
2. Alautdinov M., Fatxullayeva Z.N., Xolmatjonov B.M. Dinamik meteorologiya (o‘quv qo‘llanma). Toshkent, O‘zMU, 2008.
3. Фатхуллаева З.Н., Холматжонов Б.М. Динамическая метеорология, (конспект лекций). Ташкент, НУУз, 2001.
4. Alautdinov M. Dinamik meteorologiya bo‘yicha masalalar to‘plami. Toshkent, O‘zMU, 2006.;
5. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. — Москва: Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова. — 2012. — С. 151—153. — 584 с.
6. Задачник по динамической метеорологии. Под редакцией. Л.С.Гандина. – Л.: Гидрометеиздат, 1984.
7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. –Л.: Гидрометеиздат, 2000. – 778 с.
8. Фатхуллаева З.Н. Динамическая метеорология (методические указания). Ташкент, НУУз, 2006.
9. <http://ziyo.net>
10. <https://e-library.namdu.uz/>
11. <https://unilibrary.uz/>
12. www.undp.uz.
13. www.atmos.washington.edu/academic/synoptic.html.
14. www.Ziyo.net

23-Amaliy mashg‘ulot. Termik shamol.

Ishdan maqsad: Talabalarda termik shamollar va uning asosiy xususiyatlari, termik shamol tezligi hamda termik shamol tenglamasi haqida tushuncha hosil qilish.

Ish uchun kerakli jihozlar: Fan bo‘yicha o‘quv uslubiy majmua, qo‘shimcha adabiyotlar, internet ma’lumotlari, amaliy mashg‘ulot daftari va ruchka.

Amaliy mashg‘ulot topshiriqlari

1. Termik shamollar va uning asosiy xususiyatlari haqida tushuncha bering.
2. Termik shamol tezligi haqida tushuncha bering.
3. Termik shamol tenglamasi haqida tushuncha bering.

Qo‘shimcha topshiriqlar:

Quyidagi atamalarni yozing va yod oling:

Bora (Mistral, Bize, Nord-ost) – bo'ronli kuchning sovuq shamoli. U sovuq mavsumda iliq dengiz qirg'oqlarining tor qismlarida hosil bo'ladi. Bora tog'larning past yon bag'irlaridan dengiz tomon yo'naltirilgan bo'ladi. Ushbu shamollar, masalan, Shveysariya va Frantsiyaning tog'li hududlarida esadi.

Pampero - Argentina va Urugvayning sovuq bo'roni, Janubiy yoki janubi-g'arbiy shamoli, ba'zida yomg'ir yog'adi. Uning shakllanishi Antarktidadan sovuq havo massalarining kirib kelishi bilan bog'liq.

Termal shamol – bu issiq cho'l va nisbatan sovuq dengiz, masalan, Qizil dengiz o'rtasida paydo bo'ladigan harorat farqi bilan bog'liq shamollarning umumiy nomi. Bu Misrdagi Dahab va Xurgada sharoitlari o'rtasidagi farq, bu unchalik uzoq emas, lekin u yerda shamol unchalik kuchli emas. Gap shundaki, Dahab shahri Sinay va Arabiston yarim orollari tomonidan tashkil etilgan kanyondan chiqishda joylashgan. Shamol kanyonning o'zida tezlashadi, shamol tunnelining ta'siri paydo bo'ladi, ammo ochiq maydonga chiqib, shamol kuchi asta-sekin kamayadi. Sohildan uzoqlashganda, bunday shamollarning tezligi pasayadi. Ochiq okean tomon siljish bilan global atmosfera shamollari ko'proq ta'sir qiladi.

Tramontana – Atlantika okeanining atmosfera oqimlarining Lion ko'rfazi havosi bilan to'qnashuvi natijasida hosil bo'lgan O'rta er dengizining shimoliy dovulli shamoli. Ularning uchrashuvidan so'ng, 55 m / s dan oshib ketadigan va qattiq hushtak va qichqiriq bilan birga keladigan shiddatli bo'ron paydo bo'ladi.

Fen - tog'larning yon bag'irlaridan tekislikka yo'naltirilgan iliq quruq shamol. Shamol tog' yonbag'irlari bo'ylab ko'tarilgan havo namlikni beradi va bu yerda yog'ingarchilik sodir bo'ladi. Havo tog'lardan tushganda, u allaqachon juda quruq bo'ladi. Fenning bir turi - garmsel shamolidir - asosan yozda janubdan yoki janubi-sharqdan G'arbiy Tyan-Shan tog' etaklari hududida esadi.

Amaliy mashg'ulotni bajarish uchun foydalanish tavsiya etilgan adabiyot va internet resurslariga havolalar:

1. Kshudiram Saha. The Earth's Atmosphere: Its Physics and Dynamics. Part II. Berlin, Springer, 2008. – 367 p.
2. Alautdinov M., Fatxullayeva Z.N., Xolmatjonov B.M. Dinamik meteorologiya (o'quv qo'llanma). Toshkent, O'zMU, 2008.
3. Фатхуллаева З.Н., Холматжонов Б.М. Динамическая метеорология, (конспект лекций). Ташкент, НУУз, 2001.
4. Alautdinov M. Dinamik meteorologiya bo'yicha masalalar to'plami. Toshkent, O'zMU, 2006.;
5. Хромов С.П, Петросянц М.А. Метеорология и климатология. — Москва: Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова. — 2012. — С. 151—153. — 584 с.
6. Задачник по динамической метеорологии. Под редакцией. Л.С.Гандина. – Л.: Гидрометеиздат, 1984.
7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. –Л.: Гидрометеиздат, 2000. – 778 с.
8. Фатхуллаева З.Н. Динамическая метеорология (методические указания). Ташкент, НУУз, 2006.
9. <http://ziyo.net>
10. <https://e-library.namdu.uz/>
11. <https://unilibrary.uz/>

12. www.undp.uz.
13. www.atmos.washington.edu/academic/synoptic.html.
14. www.Ziyo.net

24-Amaliy mashg'ulot. Haroratning geostrofik adveksiyasi.

Ishdan maqsad: Talabalarda haroratning geostrofik adveksiyasi haqida tushuncha hosil qilish.

Ish uchun kerakli jihozlar: Fan bo'yicha o'quv uslubiy majmua, qo'shimcha adabiyotlar, internet ma'lumotlari, amaliy mashg'ulot daftari va ruchka.

Amaliy mashg'ulot topshiriqlari

1. Haroratning geostrofik adveksiyasi haqida tushuncha bering.
2. Geostrofik shamolda haroratni lokal (mahalliy) o'zgarishi haqida tushuncha bering.
3. Sovuqlik va iliqlik adveksiyasi haqida tushuncha bering.

Qo'shimcha topshiriqlar:

Quyidagi atamalarni yozing va yod oling:

Haroratning geostrofik adveksiyasi - atmosferdagi havo haroratining geostrofik rivojlanishi va harakatlanishi bilan bog'liq bo'lgan bir konseptdir. Bu konsept meteorologiya va okeanografiyada foydalaniladi.

Adveksiya (lot. advection - el-tish), meteorologiyada - havo va u bilan birga fizik xossalari (temperatura, namlik va hokazo)ning gorizontol (yotiq) yo'nalishda ko'chishi. Biror hududdagi ob-havo va uni tashkil qiluvchi meteorologiya unsurlari ikkinchi bir hududga gorizontol ko'chganda adveksiya yuz beradi. Shu hududning temperaturasi adveksiya tufayli ko'tarilsa, iliqlik adveksiyasi, aksincha, pasaysa - salqinlik adveksiyasi deb ataladi. Adveksiya natijasida yuz beradigan atmosfera hodisalari advektiv hodisalar deb ataladi, mas, advektiv tumanlar, momaqaldiroq, ayoz va boshqa sovuq va issiq, quruq va nam havo massalari adveksiyasi ob-havoning qanday bo'lishida muhim rol o'ynaydi.

Ekman spirali – atmosferdagi chegaraviy qatlamida turbulentslik koeffitsiyenti balandlik bo'yicha o'zgarmas, harakat gorizontol va turg'un, izobaralar to'g'ri chizikli va o'zaro parallel hamda geostrofik shamol balandlik bo'yicha o'zgarmas deb qabul qilinganda shamolning balandlik bo'yicha taqsimlanishining matematik ifodasi. Bir nuqtadan (koordinata boshidan) o'tkazilgan vektor uchlarning geometrik o'rnini ko'rsatuvchi egri chiziq (godograf) bo'lib, ishqalanish qatlamida turli balandliklardagi gorizontol shamol tezligini tasvirlaydi. Logarifmik spirali hisoblanadi.

Entropiya – tizim energiyasining ishg'a aylanmaydigan qismining o'lchovi. Adiabatik tizimda, ya'ni muhit bilan issiqlik almashinmaydigan tizimda, qaytuvchi jarayonda entropiya o'zgarmaydi, qaytmas jarayonda esa ortadi. Adiabatik tizimning termodinamik muvozanatiga maksimal entropiyali holat mos keladi.

Yacheykali konveksiya – suyuqlikning yuqqa qatlamidagi konveksiyaning xususiyati bo'lib, erkin sirtga ega va u pastdan isiydi: suyuqlikning quyi va yuqori sirtlaridagi haroratlar farqi muayyan qiymatdan ortganidan so'ng suyuqlik gorizontol yo'nalishda ajraladi. Har ikkala qatlamning markazida konveksion harakat yuqoriga, chekkasida esa pastga yo'naladi. Yacheykalar sekin-asta to'g'ri oltiburchakli shaklga aylanadi. Atmosfera sharoitidagi konveksiyalar shunday tabiatga ega bo'lishi mumkin.

Amaliy mashg'ulotni bajarish uchun foydalanish tavsiya etilgan adabiyot va internet resurslariga havolalar:

1. Kshudiram Saha. The Earth's Atmosphere: Its Physics and Dynamics. Part II. Berlin, Springer, 2008. – 367 p.
2. Alautdinov M., Fatxullayeva Z.N., Xolmatjonov B.M. Dinamik meteorologiya (o'quv qo'llanma). Toshkent, O'zMU, 2008.
3. Фатхуллаева З.Н., Холматжонов Б.М. Динамическая метеорология, (конспект лекций). Ташкент, НУУз, 2001.
4. Alautdinov M. Dinamik meteorologiya bo'yicha masalalar to'plami. Toshkent, O'zMU, 2006.;
5. Хромов С.П, Петросянц М.А. Метеорология и климатология. — Москва: Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова. — 2012. — С. 151—153. — 584 с.
6. Задачник по динамической метеорологии. Под редакцией. Л.С.Гандина. — Л.: Гидрометеиздат, 1984.
7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. —Л.: Гидрометеиздат, 2000. — 778 с.
8. Фатхуллаева З.Н. Динамическая метеорология (методические указания). Ташкент, НУУз, 2006.
9. <http://ziyo.net>
10. <https://e-library.namdu.uz/>
11. <https://unilibrary.uz/>
12. www.undp.uz.
13. www.atmos.washington.edu/academic/synoptic.html.
14. www.Ziyo.net

25-Amaliy mashg'ulot. Nogeostrofik og'ishlar.

Ishdan maqsad: Talabalarda nogeostrofik harakat, haqiqiy shamolning geostrofik shamoldan og'ishlari, nogeostrofik harakat uchun og'ishlarni umumiy tezligi va erkin atmosferada vertikal oqimlar haqida tushuncha hosil qilish.

Ish uchun kerakli jihozlar: Fan bo'yicha o'quv uslubiy majmua, qo'shimcha adabiyotlar, internet ma'lumotlari, amaliy mashg'ulot daftari va ruchka.

Amaliy mashg'ulot topshiriqlari

1. Nogeostrofik harakat haqida tushuncha bering.
2. Haqiqiy shamolning geostrofik shamoldan og'ishlari haqida tushuncha bering.
3. Nogeostrofik harakat uchun og'ishlarni umumiy tezligi haqida tushuncha bering.
4. Erkin atmosferada vertikal oqimlar haqida tushuncha bering.

Qo'shimcha topshiriqlar:

Quyidagi atamalarni yozing va yod oling:

Sadafrang bulutlar – tabiati ma'lum bo'lmagan bulutlar, shakli bo'yicha patsimon va patsimon-to'p-to'p bulutlarga o'xshaydi, kuchli irizatsiyalangan, 20-30 km balandliklarda kuzatiladi; ular quyosh nurlarini qaytarib, qora osmonda yorishayotgandek ko'rinadi. Kam va Yerning ayrim hududlaridagina, xususan, qishda, quyosh ufqdan bir

necha gradus pastda bo'lganda shimoliy Yevropa va Alyaskada kuzatiladi. Irizatsiya hodisasi bo'yicha sadafrang bulutlar sferik zarralar, ya'ni o'ta sovugan tomchilardan iborat deb faraz qilish mumkin.

Sath sirti – yerning og'irlik kuchi maydonida (xususan, atmosferada) teng potentsialli sirt bo'lib, unda og'irlik kuchi potentsiali (geopotensial) bir xil qiymatga ega. Sirtning ixtiyoriy nuqtasida og'irlik kuchi ushbu sirtga normal bo'ylab yo'nalgan. Dunyo okeani sirti sath sirtlaridan biridir.

Sinoptik karta – geografik karta, unga vaqtning muayyan momentlarida meteorologik satnsiyalar tarmog'idan olingan kuzatishlar natijalari raqam va belgilar orqali tushiriladi.

Tuman pardasi (dimka) – ko'z bilan ajratib bo'lmaydigan muallaq holdagi mayda suv tomchilari va muz kristallarining yig'ilib qolishi oqibatida yer sirti yaqinida havoning kuchsiz xiralanishi.

Turg'unlik – odatda atmosfera stratifikatsiyasining turg'unligi nazarda tutiladi. Qaralayotgan havo qatlami ichida vertikal ko'chishlarning so'nish qobiliyati.

Amaliy mashg'ulotni bajarish uchun foydalanish tavsiya etilgan adabiyot va internet resurslariga havolalar:

1. Kshudiram Saha. The Earth's Atmosphere: Its Physics and Dynamics. Part II. Berlin, Springer, 2008. – 367 p.
2. Alautdinov M., Fatxullayeva Z.N., Xolmatjonov B.M. Dinamik meteorologiya (o'quv qo'llanma). Toshkent, O'zMU, 2008.
3. Фатхуллаева З.Н., Холматжонов Б.М. Динамическая метеорология, (конспект лекций). Ташкент, НУУз, 2001.
4. Alautdinov M. Dinamik meteorologiya bo'yicha masalalar to'plami. Toshkent, O'zMU, 2006.;
5. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. — Москва: Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова. — 2012. — С. 151—153. — 584 с.
6. Задачник по динамической метеорологии. Под редакцией. Л.С.Гандина. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984.
7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. –Л.: Гидрометеоиздат, 2000. – 778 с.
8. Фатхуллаева З.Н. Динамическая метеорология (методические указания). Ташкент, НУУз, 2006.
9. <http://ziyo.net>
10. <https://e-library.namdu.uz/>
11. <https://unilibrary.uz/>
12. www.undp.uz.
13. www.atmos.washington.edu/academic/synoptic.html.
14. www.Ziyo.net

26-Amaliy mashg'ulot. Gradiyent shamol.

Ishdan maqsad: Talabalarda Gradiyent shamol, shamolning barik qonuni, aylanaviy izobaralarda gradiyent shamol, siklon va antisiklonlarda gradiyent shamollar haqida tushuncha hosil qilish.

Ish uchun kerakli jihozlar: Fan bo'yicha o'quv uslubiy majmua, qo'shimcha adabiyotlar, internet ma'lumotlari, amaliy mashg'ulot daftari va ruchka.

Amaliy mashg'ulot topshiriqlari

1. Gradiyent shamol haqida tushuncha bering.
2. Shamolning barik qonuni haqida tushuncha bering.
3. Aylanaviy izobaralarda gradiyent shamol haqida tushuncha bering.
4. Siklon va antisiklonlarda gradiyent shamol haqida tushuncha bering.

Qo'shimcha topshiriqlar:

Quyidagi atamalarni yozing va yod oling:

Gradiyent shamol - ko'rilayotgan nuqta va vaqt uchun oqim chiziqlari va izobaralar ustma-ust bo'lgan maydondagi shamol gradiyent shamol deb ataladi.

Gradiyent shamol - ishqalanish kuchi bo'lmagan, barik gradiyent kuchi S Yer aylanishining og'diruvchi kuchi A va markazdan qochma kuch G muvozanatlashgan sharoitda havoning gorizontalar harakati. Barcha kuchlar bir to'g'ri chiziqda yotganligi sababli, gradiyent shamol izobara bo'ylab yo'nalgan bo'ladi. Bir xil barik gradiyent maydonida gradiyent shamol tezligi siklon izobarasi holatida geostrofik shamol tezligidan kichik, antitsiklon izobarasi holatida esa undan katta bo'ladi.

Izobara (qad. yunon. ισος , isos - "bir xil" + $\beta\alpha\rho\varsigma$, baros - "vazn"): - termodinamik diagrammada izoproesslardan birini tasvirlaydigan chiziq izobar (ya'ni o'zgarmas bosimda sodir bo'ladigan jarayon).

Izobara - bir xil atmosfera bosimi bo'lgan nuqtalarni bog'laydigan geografik xaritada izolinia.

Quruq havo – faqat doimiy gazlardan tashkil topgan, ya'ni tarkibida suv bug'i, shuningdek qattiq va suyuq aralashmalar (chang va kondensatsiya mahsulotlari) bo'lmagan havo.

Amaliy mashg'ulotni bajarish uchun foydalanish tavsiya etilgan adabiyot va internet resurslariga havolalar:

1. Kshudiram Saha. The Earth's Atmosphere: Its Physics and Dynamics. Part II. Berlin, Springer, 2008. – 367 p.
2. Alautdinov M., Fatxullayeva Z.N., Xolmatjonov B.M. Dinamik meteorologiya (o'quv qo'llanma). Toshkent, O'zMU, 2008.
3. Фатхуллагаева З.Н., Холматжонов Б.М. Динамическая метеорология, (конспект лекций). Ташкент, НУУз, 2001.
4. Alautdinov M. Dinamik meteorologiya bo'yicha masalalar to'plami. Toshkent, O'zMU, 2006.;
5. Хромов С.П, Петросянц М.А. Метеорология и климатология. — Москва: Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова. — 2012. — С. 151—153. — 584 с.
6. Задачник по динамической метеорологии. Под редакцией. Л.С.Гандина. — Л.: Гидрометеиздат, 1984.
7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. —Л.: Гидрометеиздат, 2000. — 778 с.
8. Фатхуллагаева З.Н. Динамическая метеорология (методические указания). Ташкент, НУУз, 2006.
9. <http://ziyo.net>

10. <https://e-library.namdu.uz/>
11. <https://unilibrary.uz/>
12. www.undp.uz.
13. www.atmos.washington.edu/academic/synoptic.html.
14. www.Ziyo.net

27-Amaliy mashg'ulot. Qasirg'a va chang bo'ronlar. Magnit bo'ronlari.

Ishdan maqsad: Talabalarda Qasirg'a, chang bo'ronlari va magnit bo'ronlari haqida tushuncha hosil qilish.

Ish uchun kerakli jihozlar: Fan bo'yicha o'quv uslubiy majmua, qo'shimcha adabiyotlar, internet ma'lumotlari, amaliy mashg'ulot daftari va ruchka.

Amaliy mashg'ulot topshiriqlari

1. Qasirg'a va chang bo'ronlar, ularning xususiyatlari hamda yuzaga kelishi haqida tushuncha bering.
2. Magnit bo'ronlari, ularning o'ziga xosligi va yuzaga kelishi haqida tushuncha bering.

Qo'shimcha topshiriqlar:

Quyidagi atamalarni yozing va yod oling:

Qasirg'a - shamolni birdaniga kuchayishi nihoyatda keskin bo'lsa, u qasirg'a deb ataladi. Qasirg'ada shamolning qisqa muddatli keskin kuchayishlari 20 m/sek gacha va undan ortiqroq bo'ladi.

Samum – Kichik Osiyo, Arabiston, Sahroi Kabir cho'llarida, O'rtayer dengizining janubiy sohillari, Afrikaning shimoli-g'arbiy sohillari va Marokashda to'satdan boshlanuvchi issiq, quruq chang bo'ronidir. Samum O'rtayer dengizi bo'ylab sharqqa harakatlanuvchi siklonning iliq sektorida hosil bo'ladi va faol atmosfera frontiga bog'liq. Samumning hosil bo'lishi shuningdek termik depressiyada kuchli konveksiyaning rivojlanishi bilan ham bog'liq bo'ladi.

Qasirg'a va kichik masshtabli uyurmalar - quyun, tromb, tornadolarni mahalliy sirkulyasiyaning ko'rinishlari deb hisoblash mumkin.

Qasirg'a – qisqa vaqt davomida tezligi va yo'nalishi birdan keskin o'zgaruvchi shamol. Qasirg'ada shamol tezligi ko'pincha 20-30 m/s dan ortadi. Odatda qasirg'a bir necha minut davom etadi. Ba'zida shamol tezligi va yo'nalishining keskin o'zgarishi takrorlanadi. Qasirg'ada atmosfera bosimi (barogrammada o'ziga xos ko'ngura – momaqaldiroq burni hosil bo'ladi) va nisbiy namlikning sakrashi hamda haroratning tez pasayishi yuz beradi. Qasirg'a vaqtida ko'pincha jala va momaqaldiroq kuzatiladi.

Kichik masshtabli uyurmalar - quyun, tromb, tornado – kuchli vayron qiluvchi uyurma bo'lib, bir necha metrdan bir necha yuz metrgacha (kam hollarda 1-3 km) diametrli deyarli vertikal (egilgan) o'qqa ega bo'lgan qora ustun ko'rinishidagi kuchli yomg'irli to'p-to'p (ona) bulutdan yergacha tushadi. Ba'zida deyarli gorizontol o'qli yoysimon qasirg'a hosil bo'ladi.

Muzliklar shamollari – bu tog'larda muzliklardan pastga tomon esadigan shamollardir. Tog' yonbag'irlari muzlik bilan qoplangan bu holda haroratning gorizontol gradiyenti tunu-kun vodiyaning muzlikka tomon yo'nalgan. Shuning uchun muzlik shamoli quyi qatlamda doim muzlikdan vodiya, yuqori qatlamda esa vodiyaning muzlikka esadi.

Shu bilan birga havoning muzlik ustida pastga, vodiy ustida esa yuqoriga yoʻnalgan harakati kuzatiladi. Shamol tezligi tunda ortadi, kunduzi kamayadi. U 3-7 m/s ga yetishi mumkin. Muzlik shamolining vertikal qalinligi bir necha oʻn metr, ayrim hollarda esa bir necha yuz metrni tashkil etadi.

Magnit boʻronlari - kompas magnit milining surilishini qoʻzgʻatuvchi Yer magnit maydonining keskin oʻzgarishi. Magnit boʻronlari bir vaqtda Yer yuzining katta hududlarida, baʼzan butun Yer yuzida kuzatiladi. Magnit boʻronlari, koʻpincha, tun vaqtiga toʻgʻri keladi. U, odatda, qutbiy yogʻdu, momaqaldiroq, zilzila paytida sodir boʻladi va har 11 yilda kuzatiladigan Quyosh faolligining kuchayishi davrida tez-tez takrorlanib oʻtadi.

Amaliy mashgʻulotni bajarish uchun foydalanish tavsiya etilgan adabiyot va internet resurslariga havolalar:

1. Kshudiram Saha. The Earth's Atmosphere: Its Physics and Dynamics. Part II. Berlin, Springer, 2008. – 367 p.
2. Alautdinov M., Fatxullayeva Z.N., Xolmatjonov B.M. Dinamik meteorologiya (oʻquv qoʻllanma). Toshkent, OʻzMU, 2008.
3. Фатхуллаева З.Н., Холматжонов Б.М. Динамическая метеорология, (конспект лекций). Ташкент, НУУз, 2001.
4. Alautdinov M. Dinamik meteorologiya boʻyicha masalalar toʻplami. Toshkent, OʻzMU, 2006.;
5. Хромов С.П, Петросянц М.А. Метеорология и климатология. — Москва: Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова. — 2012. — С. 151—153. — 584 с.
6. Задачник по динамической метеорологии. Под редакцией. Л.С.Гандина. — Л.: Гидрометеиздат, 1984.
7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. —Л.: Гидрометеиздат, 2000. — 778 с.
8. Фатхуллаева З.Н. Динамическая метеорология (методические указания). Ташкент, НУУз, 2006.
9. <http://ziyo.net>
10. <https://e-library.namdu.uz/>
11. <https://unilibrary.uz/>
12. www.undp.uz.
13. www.atmos.washington.edu/academic/synoptic.html.
14. www.Ziyo.net

28-Amaliy mashgʻulot. Natural koordinatalar sistemasini

Ishdan maqsad: Talabalarda Koordinatalarni almashtirishning asosiy formulalari, natural koordinatalar sistemasida harakat tenglamalari haqida tushuncha hosil qilish.

Ish uchun kerakli jihozlar: Fan boʻyicha oʻquv uslubiy majmua, qoʻshimcha adabiyotlar, internet maʼlumotlari, amaliy mashgʻulot daftari va ruchka.

Amaliy mashgʻulot topshiriqlari

1. Koordinatalarni almashtirishning asosiy formulalari haqida tushuncha bering.
2. Natural koordinatalar sistemasida harakat tenglamalari haqida tushuncha bering.

Qo'shimcha topshiriqlar:

Quyidagi atamalarni yozing va yod oling:

Dalton qonuni – bug‘lanish tezligi va namlik defisiti orasidagi bog‘liqlik: $w=A(E'-e)$, bu yerda Ye' – bug‘lantiruvchi sirt haroratida suv bug‘ining to‘yinish elastikligi, ye – bug‘lantiruvchi sirt ustidagi bug‘ elastikligi, A – proporsionallik koeffitsiyenti.

Dispers tizim – ikkitadan kam bo‘lmagan fazadan tashkil topgan fizikaviy-kimyoviy tizim. Ulardan biri – dispers faza ancha kichik o‘lchamli zarrachalar ko‘rinishida ikkinchi faza – dispers muhitda taqsimlangan bo‘ladi. Ularga kolloidlar, shu jumladan aerozollar misol bo‘ladi. Atmosfera havosidagi chang zarrachalari, kondensatsiya mahsulotlari va boshqalar dispers muhit hisoblanadi.

Yer toji – ekzosferaning ustida joylashib, taxminan 1 dan 20 ming km gacha cho‘zilgan yer atmosferasining tashqi qismi. U asosan atmosferadan chiqib ketuvchi, zichligi taxminan 1 sm³ ga 1000 ionni tashkil etuvchi ionlashgan, shuningdek neytral vodoroddan iborat; 2 ming km dan quyida vodoroddan tashqari uning tarkibida ionlashgan kislorod va azot mavjud. Sayyoralararo fazoda ionlar konsentratsiyasi 1 sm³ ga 100 ion va undan kamroqni tashkil etadi.

Yerning meteorologik yo‘ldoshi – dasturiga bulutlilikni suratga olish va asosan radiatsiyaga oid bo‘lgan kuzatish va o‘lchashlarni bajaruvchi Yerning sun‘iy yo‘ldoshi bo‘lib, yer atmosferasi, shu jumladan, troposferadagi planetar masshtabli jarayonlarni o‘rganish vazifasiga ega.

Joy relyefi – yer sirtining gorizont va vertikal bo‘linishi shakllarining majmuasi, ya‘ni qavariqlik va botiqlik, tog‘lar, pasttekisliklar va boshqalar.

Ideal gaz – ichki energiyasi faqat harorat funksiyasi bo‘lgan, solishtirma issiqlik sig‘imi esa haroratga bog‘liq bo‘lmagan gaz. Ideal gazda molekulalar o‘rtasidagi o‘rtacha masofaga nisbatan ularning o‘lchamlarini e‘tiborga olmasa bo‘ladi; shuning uchun molekulalararo kuchlarni o‘ta kichik deb hisoblash va issiqlik energiyasi harakatiga nisbatan molekulalararo o‘zaro ta‘sir energiyasini e‘tiborga olmaslik mumkin.

Amaliy mashg‘ulotni bajarish uchun foydalanish tavsiya etilgan adabiyot va internet resurslariga havolalar:

1. Kshudiram Saha. The Earth's Atmosphere: Its Physics and Dynamics. Part II. Berlin, Springer, 2008. – 367 p.
2. Alautdinov M., Fatxullayeva Z.N., Xolmatjonov B.M. Dinamik meteorologiya (o‘quv qo‘llanma). Toshkent, O‘zMU, 2008.
3. Фатхуллаева З.Н., Холматжонов Б.М. Динамическая метеорология, (конспект лекций). Ташкент, НУУз, 2001.
4. Alautdinov M. Dinamik meteorologiya bo‘yicha masalalar to‘plami. Toshkent, O‘zMU, 2006.;
5. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. — Москва: Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова. — 2012. — С. 151—153. — 584 с.
6. Задачник по динамической метеорологии. Под редакцией. Л.С.Гандина. — Л.: Гидрометеоиздат, 1984.
7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. —Л.: Гидрометеоиздат, 2000. — 778 с.

8. Фатхуллаева З.Н. Динамическая метеорология (методические указания). Ташкент, НУУз, 2006.
9. <http://ziyo.net>
10. <https://e-library.namdu.uz/>
11. <https://unilibrary.uz/>
12. www.undp.uz.
13. www.atmos.washington.edu/academic/synoptic.html.
14. www.Ziyo.net

29-Amaliy mashg'ulot. Atmosferada ajratish sirtlar.

Ishdan maqsad: Talabalarda atmosferada ajratish sirtlari, ajratish sirtlarining umumiy xossalari, ajratish sirtlarida kinematik va dinamik shartlar hamda stasionar ajratish sirtlarni qiyaligi haqida tushuncha hosil qilish.

Ish uchun kerakli jihozlar: Fan bo'yicha o'quv uslubiy majmua, qo'shimcha adabiyotlar, internet ma'lumotlari, amaliy mashg'ulot daftari va ruchka.

Amaliy mashg'ulot topshiriqlari

1. Atmosferada ajratish sirtlari haqida tushuncha bering.
2. Ajratish sirtlarining umumiy xossalari haqida tushuncha bering.
3. Ajratish sirtlarida kinematik va dinamik shartlar haqida tushuncha bering.
4. Stasionar ajratish sirtlarni qiyaligi haqida tushuncha bering.

Qo'shimcha topshiriqlar:

Quyidagi atamalarni yozing va yod oling:

Izobarik sirt – barcha nuqtalarida atmosfera bosimi bir xil bo'lgan sirt. Yuzga karrali gektopaskal (1000, 900, 800, 700 gPa va boshq.), so'ngra 50, 25, 10 gPa, shuningdek 850 gPa qiymatli izobarik sirtlar asosiy izobarik sirtlar deb ataladi.

Irizatsiya – Quyoshdan 30° va undan katta masofada joylashgan bulutlar (yuqori to'p-to'p yoki qatlamli to'p-to'p) chetlarida kamalak ranglarining paydo bo'lishi. Ayniqsa qizil va yashil ranglar ajralib turadi. Hodisa yorug'lik difraksiyasi bilan tushuntiriladi; bulutlarning rangli qismlari katta diametrli xalqaning segmenti hisoblanadi. Bu xolda bulut elementlari juda mayda va birjinsli.

Issiqlik almashinuvi – atmosferaning bir qatlami yoki qismidan boshqalariga issiqlikning uzatilishi. Issiqlik almashinuvi radiatsiyaning ko'chishi, issiqlik o'tkazuvchanlik (asosan turbulent) va suvning fazaviy aylanishlari yo'li bilan sodir bo'ladi.

- **Issiqlik o'tkazuvchanlik** – moddaning issiqlik o'tkazish qobiliyati. Gaz va suyuqliklarda molekulyar harakat uzatilishi oqibatida issiqlikning tarqalishi yuz beradigan molekulyar va turbulent harakat davomida moddaning yirik (molyar) elementlari bilan issiqlikning ko'chishi yuz beradigan turbulent issiqlik o'tkazuvchanlik farqlanadi.

- **Konveksiya** – suyuqlikning, xususan havoning, turbulentlikdan, ya'ni suyuqlik zarralarining asosiy ko'chishga qo'shiluvchi xaotik harakatidan farqli ravishda muayyan yo'nalishdagi tartiblangan ko'chishi.

- **Radiasion** – kosmik fazo, atmosfera va yer sirti orasida turli ko'rinishdagi radiatsiya almashinuvi. Ko'pincha to'shalgan sirt va atmosferaning quyi qatlamlari

orasidagi radiasion almashinuv to'g'risida so'z boradi. Radiasion almashinuv oqibatida yer sirti, atmosfera va uning yuqori chegarasida muayyan radiatsiya balansi mavjud bo'ladi.

Amaliy mashg'ulotni bajarish uchun foydalanish tavsiya etilgan adabiyot va internet resurslariga havolalar:

1. Kshudiram Saha. The Earth's Atmosphere: Its Physics and Dynamics. Part II. Berlin, Springer, 2008. – 367 p.
2. Alautdinov M., Fatxullayeva Z.N., Xolmatjonov B.M. Dinamik meteorologiya (o'quv qo'llanma). Toshkent, O'zMU, 2008.
3. Фатхуллаева З.Н., Холматжонов Б.М. Динамическая метеорология, (конспект лекций). Ташкент, НУУз, 2001.
4. Alautdinov M. Dinamik meteorologiya bo'yicha masalalar to'plami. Toshkent, O'zMU, 2006.;
5. Хромов С.П, Петросянц М.А. Метеорология и климатология. — Москва: Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова. — 2012. — С. 151—153. — 584 с.
6. Задачник по динамической метеорологии. Под редакцией. Л.С.Гандина. — Л.: Гидрометеиздат, 1984.
7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. —Л.: Гидрометеиздат, 2000. — 778 с.
8. Фатхуллаева З.Н. Динамическая метеорология (методические указания). Ташкент, НУУз, 2006.
9. <http://ziyo.net>
10. <https://e-library.namdu.uz/>
11. <https://unilibrary.uz/>
12. www.undp.uz.
13. www.atmos.washington.edu/academic/synoptic.html.
14. www.Ziyo.net

30-Amaliy mashg'ulot. Ufq tekisligiga nisbatan ajratish sirtining qiyaligi

Ishdan maqsad: Talabalarda ufq tekisligiga nisbatan ajratish sirtining qiyaligi haqida tushuncha hosil qilish.

Ish uchun kerakli jihozlar: Fan bo'yicha o'quv uslubiy majmua, qo'shimcha adabiyotlar, internet ma'lumotlari, amaliy mashg'ulot daftari va ruchka.

Amaliy mashg'ulot topshiriqlari

1. Ajratish sirtlarni (frontlar) qiyaligiga izobaralar egriligi, ajratish sirtlarni tezligi va tezlanishini ta'siri haqida tushuncha bering.
2. Stasionar ajratish sirti yaqinida shamol va bosim maydonlari haqida tushuncha bering.
3. Ajratish sirti yaqinida turbulentlik va vertikal harakatlar haqida tushuncha bering.

Qo'shimcha topshiriqlar:

Quyidagi atamalarni yozing va yod oling:

Issiqlik sig'imi – jism yutgan issiqlik miqdorining unga mos keluvchi harorat ortishiga nisbati; boshqacha aytganda – jism haroratini 1° ga orttirish uchun kerak bo'lgan issiqlik miqdori.

Koagulyasiya – bulut yoki tuman elementlarining (tomchi yoki kristallar) to'qnashishi va birikishi natijasida kattalashishi bo'lib, oqibatda bulut va tumanlardan yirik elementlarning yog'in ko'rinishidagi tushishiga olib keladi. Bunda tomchilar o'zaro birlashishi yoki kristall zarrachalar ustida muzlashi mumkin.

Meteorologik ko'rinuvchanlik uzoqligi – ufqdagi cho'zinchoq qora ob'yektning kunduzi osmon fonidagi ko'rinuvchanligi.

Meteorologik maydoncha – ochiq va joyning atrof-muhitiga xos bo'lgan yerdagi meteorologik stansiyaning meteorologik asboblari qurilmalari o'rnatiladigan maydoncha.

Meteorologik stansiya – joy relyefi, atrofdagi binolar va aholi punktlari nuqtai nazaridan muayyan talablarga javob beruvchi meteorologik kuzatishlar amalga oshiriladigan punkt.

Amaliy mashg'ulotni bajarish uchun foydalanish tavsiya etilgan adabiyot va internet resurslariga havolalar:

1. Kshudiram Saha. The Earth's Atmosphere: Its Physics and Dynamics. Part II. Berlin, Springer, 2008. – 367 p.

2. Alautdinov M., Fatxullayeva Z.N., Xolmatjonov B.M. Dinamik meteorologiya (o'quv qo'llanma). Toshkent, O'zMU, 2008.

3. Фатхуллагаева З.Н., Холматжонов Б.М. Динамическая метеорология, (конспект лекций). Ташкент, НУУз, 2001.

4. Alautdinov M. Dinamik meteorologiya bo'yicha masalalar to'plami. Toshkent, O'zMU, 2006.;

5. Хромов С.П, Петросьянц М.А. Метеорология и климатология. — Москва: Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова. — 2012. — С. 151—153. — 584 с.

6. Задачник по динамической метеорологии. Под редакцией. Л.С.Гандина. – Л.: Гидрометеиздат, 1984.

7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. –Л.: Гидрометеиздат, 2000. – 778 с.

8. Фатхуллагаева З.Н. Динамическая метеорология (методические указания). Ташкент, НУУз, 2006.

9. <http://ziyo.net>

10. <https://e-library.namdu.uz/>

11. <https://unilibrary.uz/>

12. www.undp.uz.

13. www.atmos.washington.edu/academic/synoptic.html.

14. www.Ziyo.net



DINAMIK METEOROLOGIYA

FANIDAN

MUSTAQIL TA'LIM TOPSHIRIQLARI



2023/2024 o'quv yili kunduzgi ta'lim shakli,

60520200 – Meteorologiya va iqlimshunoslik yo'nalishi

1- kurs talabalari uchun

MUSTAQIL TA'LIM VA MUSTAQIL ISHLAR

1. Mustaqil ta'limni tashkil etishning maqsad va vazifalari

Talabalarning mustaqil ta'limni tashkil etishdan asosiy **maqsad** fan (modul) bo'yicha o'zlashtirilgan bilimlarni mustahkamlash, boyitish, amaliy ko'nikma va malakalarni takomillashtirish, axborot bilan ishlash, o'z-o'zini rivojlantirish, kognitiv, kreativ, hamkorlikda ishlash kompetentsiyalarini shakllantirishdan iboratdir.

Talabalarning mustaqil ta'limni tashkil etish quyidagi **vazifalarni** muvaffaqiyatli hal etishga xizmat qilishi lozim:

talabalarda o'z-o'zini rivojlantirish, mustaqil bilim olish va innovatsion faoliyatni shakllantirishga imkon beruvchi kompetentsiyalarni egallash maqsadi bilan bog'liqlikda mustaqil o'quv faoliyatini amalga oshirish;

bilim, ko'nikma va malakalarni mustaqil egallash, muammoni shakllantira olish va uni hal etishning maqbul yo'larini izlab topishga qobiliyatli kreativ shaxsni tarbiyalash;

talabalarda o'quv dasturini o'zlashtirishga doir motivatsiyani hosil qilish;

ta'lim oluvchilarda bilim olishga doir mas'uliyatni oshirish;

talabalarda umummadaniy va kasbiy kompetentsiyalarni rivojlantirishga imkon berish;

ta'lim oluvchilarda mustaqil bilim olish, o'z-o'zini boshqarish va o'z-o'zini rivojlantirishga qobiliyatlikni shakllantirish uchun sharoit yaratish.

2. Mustaqil ta'lim uchun tavsiya etiladigan mavzular:

1. Suyuqliklar harakatini o'rganish usullari: Lagranj usuli, Eyley usuli.
2. Meteorologik maydonlarning asosiy differensial xarakteristikalar.
3. Issiqlik oqimi tenglamasining turli shakllarini keltirib chiqarish.
4. O'z o'qi atrofida aylanayotgan Yer kurrasining harakat tenglamalari.
5. Atmosfera dinamikasi tenglamalari xadlarini baholash.
6. Atmosferaning turg'unligini qatlam usuli yordamida aniqlash.
7. Geostrofik shamolning sharoitida vertikal tezlik.
8. Siklon va antisiklonlarda shamolni balandlik bo'yicha o'zgarishi.
9. Haqiqiy shamolning geostrofik shamoldan chetlanishining vertikal harakatlarga ta'siri.
10. Frontlarning tezligi va tezlanishi.
11. Ajratish sirti yaqinida turbulentslik va vertikal harakatlar.
12. Barometrik formulalarning amaliy qo'llanilishi.
13. Havo haroratining yillararo o'zgarishi.
14. Atmosferada suv bug'ining kondensatsiya va sublimatsiyasi shartlari.
15. Tumanlar shakllanishining fizik-meteorologik sharoitlari, ularning tasnifi.
16. Bulutlar hosil bo'lishining fizik-meteorologik sharoitlari.
17. Bulutlarning sutkalik va yillik o'zgarishi.
18. Quyosh energiyasining atmosfera va yer sirtidagi o'zgarishlari.
19. Yer sirti va atmosferaning issiqlik balansi.
20. Atmosferada ta'sir etuvchi asosiy kuchlar

21. Turbulent atmosfera uchun harakat tenglamalari
22. Oqim chiziqlari va traektoriyalar
23. Atmosferaning chegaraviy qatlamida ishqalanishning shamol tezligi va yo'nalishiga ta'siri
24. Mahalliy sirkulyasiyalar
25. Qasirg'a va changli bo'ronlar
26. Magnit bo'ronlari.

3. Mustaqil o'zlashtiriladigan mavzular bo'yicha talabalar tomonidan dolzarb mavzu bo'yicha ma'ruzalar tayyorlash, kurs ishi yozish, konspekt yozish, glossariy tuzish, individual va jamoaviy o'quv loyihasi tuzish, keys-topshiriqlarini bajarish, mavzuli portfoliolar tuzish, axborot-tahliliy materiallar bilan ishlash, manbalar bilan ishlash, infografika tuzish, chizma-tasviriy modellar (intellekt-kart, freym, mantiqiy graf va h.k.) yaratish, multimediali taqdimotlar yaratish, darslarning metodik ishlanmalarini tayyorlash, darsdan tashqari mashg'ulot ishlanmalarini tayyorlash va uni taqdimot qilish talab etiladi.

4. Mustaqil o'qib-o'rganish va mustaqil ish topshiriqlarini bajarishda talabalar quyidagi **vazifa** va **majburiyatlarni** amalga oshirishi lozim:

- fan (modul)lar bo'yicha mustaqil o'qib-o'rganish uchun tavsiya etilgan mavzularni to'liq o'zlashtirishi va mustaqil ish topshiriqlarini belgilangan muddatlarda sifatli tarzda taqdim etishi;

- mustaqil ish topshiriqlarini bajarishda plagiat (ko'chirmakashlik)ga yo'l qo'ymasligi;

- mustaqil ish topshiriqlarini bajarishga kreativ yondashishi, mustaqil, tanqidiy va innovatsion fikrlash, axborotlar bilan ishlash kompetentligiga ega bo'lishi, o'z-o'zini rivojlantirishga intilishi;

- kichik guruhlarda hamkorlikdagi mustaqil ish topshiriqlarini bajarishda jamoaning umumiy maqsadiga mos harakat qilishi, o'ziga yuklatilgan vazifalarni o'z vaqtida bajarishi, jamoada ishlay olish kompetentsiyasini o'zlashtirishi.

Mustaqil ishga qo'yilgan baho (ballar) bo'yicha e'tirozlar bo'lgan taqdirda, talaba belgilangan muddat tugaganidan keyin 24 (yigirma to'rt) soat (1 sutka) davomida dekanat (registrator ofis)ga elektron platforma orqali ariza bilan murojaat qilishi mumkin.

5. Mustaqil ta'lim mavzularini taqsimlanishi		
№	Mustaqil ta'lim mavzulari	Soati
1	Suyuqliklar harakatini o'rganish usullari: Lagranj usuli, Eyler usuli.	8
2	Meteorologik maydonlarning asosiy differensial xarakteristikalar.	8
3	Issiqlik oqimi tenglamasining turli shakllarini keltirib chiqarish.	8
4	O'z o'qi atrofida aylanayotgan Yer kurrasining harakat tenglamalari.	8
5	Atmosfera dinamikasi tenglamalari xadlarini baholash.	8
6	Atmosferaning turg'unligini qatlam usuli yordamida aniqlash.	8
7	Geostrofik shamolning sharoitida vertikal tezlik.	8
8	Siklon va antisiklonlarda shamolni balandlik bo'yicha o'zgarishi.	8
9	Haqiqiy shamolning geostrofik shamoldan chetlanishining vertikal harakatlarga ta'siri.	8
10	Frontlarning tezligi va tezlanishi.	8

11	Ajratish sirti yaqinida turbulentslik va vertikal harakatlar.	8
12	Barometrik formulalarning amaliy qo'llanilishi.	8
13	Havo haroratining yillararo o'zgarishi.	8
14	Atmosferada suv bug'ining kondensatsiya va sublimatsiyasi shartlari.	8
15	Tumanlar shakllanishining fizik-meteorologik sharoitlari, ularning tasnifi.	8
1-semestr ja'mi		120
16	Bulutlar hosil bo'lishining fizik-meteorologik sharoitlari.	5
17	Bulutlarning sutkalik va yillik o'zgarishi.	5
18	Quyosh energiyasining atmosfera va yer sirtidagi o'zgarishlari.	5
19	Yer sirti va atmosferaning issiqlik balansi.	6
20	Atmosferada ta'sir etuvchi asosiy kuchlar	6
21	Turbulent atmosfera uchun harakat teglamalari	5
22	Oqim chiziqlari va traekrotiyalar	5
23	Atmosferaning chegaraviy qatlamida ishqalanishning shamol tezligi va yo'nalishiga ta'siri	5
24	Mahalliy sirkulyasiyalar	6
25	Qasirg'a va changli bo'ronlar	6
26	Magnit bo'ronlari.	6
2-semestr ja'mi		60
Ja'mi		180

6. Mustaqil ta'lim mavzularining turi va bajarilish shakli				
№	Mustaqil ta'lim mavzulari	Mustaqil ta'lim turi	Bajarish shakli	soati
1	Suyuqliklar harakatini o'rganish usullari: Lagranj usuli, Eyler usuli.	Auditoriya mashg'ulotlariga tayyorgarlik ko'rish	axborot-tahliliy materiallar bilan ishlash. Tahliliy fikrlar asosida multimediali taqdimot tayyorlash	8
2	Meteorologik maydonlarning asosiy differensial xarakteristikalarini.	Auditoriya mashg'ulotlariga tayyorgarlik ko'rish	axborot-tahliliy materiallar bilan ishlash. Tahliliy fikrlar asosida savollar banki tuzish	8
3	Issiqlik oqimi tenglamasining turli shakllarini keltirib chiqarish.	Auditoriyadan tashqari vaqtda bajariladigan mustaqil ishlar	axborot-tahliliy materiallar bilan ishlash. Tahliliy fikrlar asosida savollar banki tuzish	8
4	O'z o'qi atrofida aylanayotgan Yer kurrasining tenglamalari.	Axborot-resurs markazlari, uyi (talabalar turar joylari)da o'qib-o'rganish	axborot-tahliliy materiallar bilan ishlash; multimediali taqdimotlar yaratish	8
5	Atmosfera dinamikasi tenglamalari baholash.	Axborot-resurs markazlari, uyi (talabalar turar joylari)da o'qib-o'rganish	FAQ-frequently asked questions orqali o'zini qiziqtirgan savol va	8

			muammolarga javob izlash	
6	Atmosferaning turg'unligini qatlam usuli yordamida aniqlash.	Auditoriya mashg'ulotlariga tayyorgarlik ko'rish	FAQ-frequently asked questions orqali o'zini qiziqtirgan savol va muammolarga javob izlash	8
7	Geostrofik shamolning sharoitida vertikal tezlik.	Axborot-resurs markazlari, uyi (talabalar turar joylari)da o'qib-o'rganish	axborot-tahliliy materiallar bilan ishlash; multimediali taqdimotlar yaratish	8
8	Siklon va antisiklonlarda shamolni balandlik bo'yicha o'zgarishi.	Auditoriyadan tashqari vaqtda bajariladigan mustaqil ishlar	axborot-tahliliy materiallar bilan ishlash; infografika tuzish	8
9	Haqiqiy geostrofik shamoldan chetlanishining vertikal harakatlarga ta'siri.	Auditoriyadan tashqari vaqtda bajariladigan mustaqil ishlar	axborot-tahliliy materiallar bilan ishlash; infografika tuzish	8
10	Frontlarning tezligi va tezlanishi.	Axborot-resurs markazlari, uyi (talabalar turar joylari)da o'qib-o'rganish	axborot-tahliliy materiallar bilan ishlash; infografika tuzish	8
11	Ajratish sirti yaqinida turbulentslik va vertikal harakatlar.	Axborot-resurs markazlari, uyi (talabalar turar joylari)da o'qib-o'rganish	multimediali taqdimotlar yaratish	8
12	Barometrik formulalarning amaliy qo'llanilishi.	Auditoriyadan tashqari vaqtda bajariladigan mustaqil ishlar	multimediali taqdimotlar yaratish; glossariy tuzish	8
13	Havo haroratining yillararo o'zgarishi.	Axborot-resurs markazlari, uyi (talabalar turar joylari)da o'qib-o'rganish	axborot-tahliliy materiallar bilan ishlash; multimediali taqdimotlar yaratish	8
14	Atmosferada suv bug'ining kondensatsiya va sublimatsiyasi shartlari.	Axborot-resurs markazlari, uyi (talabalar turar joylari)da o'qib-o'rganish	FAQ-frequently asked questions orqali o'zini qiziqtirgan savol va muammolarga javob izlash	8
15	Tumanlar shakllanishining fizik-meteorologik sharoitlari, ularning tasnifi.	Axborot-resurs markazlari, uyi (talabalar turar joylari)da o'qib-o'rganish	axborot-tahliliy materiallar bilan ishlash; multimediali taqdimotlar yaratish	8
	1-semestr ja'mi			120
16	Bulutlar hosil bo'lishining fizik-meteorologik	Axborot-resurs markazlari, uyi	axborot-tahliliy materiallar bilan	5

	sharoitlari.	(talabalar turar joylari)da o'qib-o'rganish	ishlash; multimediali taqdimotlar yaratish	
17	Bulutlarning sutkalik va yillik o'zgarishi.	Axborot-resurs markazlari, uyi (talabalar turar joylari)da o'qib-o'rganish	infografika tuzish; chizma-tasviriy modellar yaratish	5
18	Quyosh energiyasining atmosfera va yer sirtidagi o'zgarishlari.	Auditoriyadan tashqari vaqtda bajariladigan mustaqil ishlar	axborot-tahliliy materiallar bilan ishlash; multimediali taqdimot yaratish	5
19	Yer sirti va atmosferaning issiqlik balansi.	Auditoriyadan tashqari vaqtda bajariladigan mustaqil ishlar	axborot-tahliliy materiallar bilan ishlash; multimediali taqdimot yaratish	6
20	Atmosferada ta'sir etuvchi asosiy kuchlar	Axborot-resurs markazlari, uyi (talabalar turar joylari)da o'qib-o'rganish	axborot-tahliliy materiallar bilan ishlash; infografika tuzish	6
21	Turulent atmosfera uchun harakat teglamalari	Axborot-resurs markazlari, uyi (talabalar turar joylari)da o'qib-o'rganish	axborot-tahliliy materiallar bilan ishlash; multimediali taqdimot yaratish	5
22	Oqim chiziqlari va traekrotiyalar	Auditoriyadan tashqari vaqtda bajariladigan mustaqil ishlar	axborot-tahliliy materiallar bilan ishlash; test topshiriqlari ishlab chiqish	5
23	Atmosferaning chegaraviy qatlamida ishqalanishning shamol tezligi va yo'nalishiga ta'siri	Axborot-resurs markazlari, uyi (talabalar turar joylari)da o'qib-o'rganish	FAQ-frequently asked questions orqali o'zini qiziqtirgan savol va muammolarga javob izlash	5
24	Mahalliy sirkulyasiyalar	Axborot-resurs markazlari, uyi (talabalar turar joylari)da o'qib-o'rganish	axborot-tahliliy materiallar bilan ishlash; multimediali taqdimotlar yaratish	6
25	Qasirg'a va changli bo'ronlar	Auditoriyadan tashqari vaqtda bajariladigan mustaqil ishlar	axborot-tahliliy materiallar bilan ishlash; multimediali taqdimot yaratish	6
26	Magnit bo'ronlari.	Auditoriyadan tashqari vaqtda bajariladigan mustaqil ishlar	axborot-tahliliy materiallar bilan ishlash; test topshiriqlari ishlab chiqish	6

2-semestr ja'mi	60
Jami	180

Foydalanish uchun tavsiya etiladigan adabiyotlar ro'yxati:

1. Kshudiram Saha. The Earth's Atmosphere: Its Physics and Dynamics. Part II. Berlin, Springer, 2008. – 367 r.
2. Alautdinov M., Fatxullayeva Z.N., Xolmatjonov B.M. Dinamik meteorologiya (o'quv qo'llanma). Toshkent, O'zMU, 2008.
3. Фатхуллаева З.Н., Холматжонов Б.М. Динамическая метеорология, (конспект лекций). Ташкент, НУУз, 2001.
4. Alautdinov M. Dinamik meteorologiya bo'yicha masalalar to'plami. Toshkent, O'zMU, 2006.
5. Динамическая метеорология. Под редакцией Д.Л.Лайхтмана. –Л.: Гидрометеоиздат, 1976.
6. Задачник по динамической метеорологии. Под редакцией. Л.С.Гандина. –Л.: Гидрометеоиздат, 1984.
7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. –Л.: Гидрометеоиздат, 2000. – 778 с.
8. Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет
9. Ю.В.Петров, Ҳ.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет
10. Фатхуллаева З.Н. Динамическая метеорология (методические указания). Ташкент, НУУз, 2006.
11. www.undp.uz.
12. www.atmos.washington.edu/academic/synoptic.html
13. www.Ziyo.net
14. <https://kun.uz/uz/news/2022/08/18/magnit-boronlari-ozni-nima-kimlar-xavf-ostida-va-qanday-himoyalani-mumkin>
15. https://uz.wikipedia.org/wiki/Magnit_bo%CA%BBronlari
16. <https://qalampir.uz/uz/news/yerda-kuchli-magnit-buroni-boshlandi-49110>
17. <https://www.yuz.uz/uz/news/er-yuzini-magnit-boronlari--qoplaydi->
18. <https://www.youtube.com/watch?v=mAcbJpljZ1w>
19. <https://darakchi.uz/oz/45490>
20. <https://cyberleninka.ru/article/n/magnit-bo-ronlarining-inson-hayotiga-ta-siri>
21. https://uza.uz/oz/posts/yerda-kuchli-magnit-buroni-bosh-ogrigi-qon-bosimini-oshishi-bosh-aylanishi-kuzatiladi_422531
22. https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%93%D0%B5%D0%BE%D0%BC%D0%B0%D0%B3%D0%BD%D0%B8%D1%82%D0%BD%D0%B0%D1%8F_%D0%B1%D1%83%D1%80%D1%8F
23. https://xras.ru/magnetic_storms.html
24. <http://nuclphys.sinp.msu.ru/magn/magn2.htm>
25. <https://trends.rbc.ru/trends/futurology/61a0de9a9a7947160b0e0330>
26. <https://t.me/namdugeografiyakutubxonasi>

«DINAMIK METEOROLOGIYA» FANIDAN GLOSSORIY

Adveksiya (lot. advection - el-tish), meteorologiyada - havo va u bilan birga fizik xossalari (temperatura, namlik va hokazo)ning gorizontol (yotiq) yo'nalishda ko'chishi. Biror hududdagi ob-havo va uni tashkil qiluvchi meteorologiya unsurlari ikkinchi bir hududga gorizontol ko'chganda adveksiya yuz beradi. Shu hududning temperaturasi adveksiya tufayli ko'tarilsa, iliqlik adveksiyasi, aksincha, pasaysa - salqinlik adveksiyasi deb ataladi. Adveksiya natijasida yuz beradigan atmosfera hodisalari advektiv hodisalar deb ataladi, mas, advektiv tumanlar, momaqaldiroq, ayoz va boshqa sovuq va issiq, quruq va nam havo massalari adveksiyasi ob-havoning qanday bo'lishida muhim rol o'ynaydi.

Bora (Mistral, Bize, Nord-ost) – bo'ronli kuchning sovuq shamoli. U sovuq mavsumda iliq dengiz qirg'oqlarining tor qismlarida hosil bo'ladi. Bora tog'larning past yon bag'irlaridan dengiz tomon yo'naltirilgan bo'ladi. Ushbu shamollar, masalan, Shveysariya va Frantsiyaning tog'li hududlarida esadi.

Pampero - Argentina va Urugvayning sovuq bo'roni, Janubiy yoki janubi-g'arbiy shamoli, ba'zida yomg'ir yog'adi. Uning shakllanishi Antarktidadan sovuq havo massalarining kirib kelishi bilan bog'liq.

Termal shamol – bu issiq cho'l va nisbatan sovuq dengiz, masalan, Qizil dengiz o'rtasida paydo bo'ladigan harorat farqi bilan bog'liq shamollarning umumiy nomi. Bu Misrdagi Dahab va Xurgada sharoitlari o'rtasidagi farq, bu unchalik uzoq emas, lekin u yerda shamol unchalik kuchli emas. Gap shundaki, Dahab shahri Sinay va Arabiston yarim orollari tomonidan tashkil etilgan kanyondan chiqishda joylashgan. Shamol kanyonning o'zida tezlashadi, shamol tunnelining ta'siri paydo bo'ladi, ammo ochiq maydonga chiqib, shamol kuchi asta-sekin kamayadi. Sohildan uzoqlashganda, bunday shamollarning tezligi pasayadi. Ochiq okean tomon siljish bilan global atmosfera shamollari ko'proq ta'sir qiladi.

Tramontana – Atlantika okeanining atmosfera oqimlarining Lion ko'rfazi havosi bilan to'qnashuvi natijasida hosil bo'lgan O'rta er dengizining shimoliy dovulli shamoli. Ularning uchrashuvidan so'ng, 55 m / s dan oshib ketadigan va qattiq hushtak va qichqiriq bilan birga keladigan shiddatli bo'ron paydo bo'ladi.

Fen - tog'larning yon bag'irlaridan tekislikka yo'naltirilgan iliq quruq shamol. Shamol tog' yonbag'irlari bo'ylab ko'tarilgan havo namlikni beradi va bu yerda yog'ingarchilik sodir bo'ladi. Havo tog'lardan tushganda, u allaqachon juda quruq bo'ladi. Fenning bir turi - garmsel shamolidir - asosan yozda janubdan yoki janubi-sharqdan G'arbiy Tyan-Shan tog' etaklari hududida esadi.

Haroratning geostrofik adveksiyasi - atmosferdagi havo haroratining geostrofik rivojlanishi va harakatlanishi bilan bog'liq bo'lgan bir konseptdir. Bu konsept meteorologiya va okeanografiyada foydalaniladi.

Ekman spirali – atmosfearning chegaraviy qatlamida turbulentslik koeffitsiyenti balandlik bo'yicha o'zgarmas, harakat gorizontol va turg'un, izobaralar to'g'ri chiziq va o'zaro parallel hamda geostrofik shamol balandlik bo'yicha o'zgarmas deb qabul qilinganda shamolning balandlik bo'yicha taqsimlanishining matematik ifodasi. Bir nuqtadan (koordinata boshidan) o'tkazilgan vektor uchlarining geometrik o'rnini ko'rsatuvchi egri chiziq (godograf) bo'lib, ishqalanish qatlamida turli balandliklardagi gorizontol shamol tezligini tasvirlaydi. Logarifmik spirali hisoblanadi.

Entropiya – tizim energiyasining ishga aylanmaydigan qismining o'lchovi. Adiabatik tizimda, ya'ni muhit bilan issiqlik almashinmaydigan tizimda, qaytuvchi

jarayonda entropiya o'zgarmaydi, qaytmas jarayonda esa ortadi. Adiabatik tizimning termodinamik muvozanatiga maksimal entropiyali holat mos keladi.

Yacheykali konveksiya – suyuqlikning yupqa qatlamidagi konveksiyaning xususiyati bo'lib, erkin sirtga ega va u pastdan isiydi: suyuqlikning quyi va yuqori sirtlaridagi haroratlar farqi muayyan qiymatdan ortganidan so'ng suyuqlik gorizontol yo'nalishda ajraladi. Har ikkala qatlamning markazida konveksion harakat yuqoriga, chekkasida esa pastga yo'naladi. Yacheykalar sekin-asta to'g'ri oltiburchakli shaklga aylanadi. Atmosfera sharoitidagi konveksiyalar shunday tabiatga ega bo'lishi mumkin.

Izobarik sirt – barcha nuqtalarida atmosfera bosimi bir xil bo'lgan sirt. Yuzga karrali gektopaskal (1000, 900, 800, 700 gPa va boshq.), so'ngra 50, 25, 10 gPa, shuningdek 850 gPa qiymatli izobarik sirtlar asosiy izobarik sirtlar deb ataladi.

Irizatsiya – Quyoshdan 30° va undan katta masofada joylashgan bulutlar (yuqori to'p-to'p yoki qatlamli to'p-to'p) chetlarida kamalak ranglarining paydo bo'lishi. Ayniqsa qizil va yashil ranglar ajralib turadi. Hodisa yorug'lik difraksiyasi bilan tushuntiriladi; bulutlarning rangli qismlari katta diametrli xalqaning segmenti hisoblanadi. Bu xolda bulut elementlari juda mayda va birjinsli.

Sadafrang bulutlar – tabiati ma'lum bo'lmagan bulutlar, shakli bo'yicha patsimon va patsimon-to'p-to'p bulutlarga o'xshaydi, kuchli irizatsiyalangan, 20-30 km balandliklarda kuzatiladi; ular quyosh nurlarini qaytarib, qora osmonda yorishayotgandek ko'rinadi. Kam va Yerning ayrim hududlaridagina, xususan, qishda, quyosh ufqdan bir necha gradus pastda bo'lganda shimoliy Yevropa va Alyaskada kuzatiladi. Irizatsiya hodisasi bo'yicha sadafrang bulutlar sferik zarralar, ya'ni o'ta sovugan tomchilardan iborat deb faraz qilish mumkin.

Sath sirti – yerning og'irlik kuchi maydonida (xususan, atmosferada) teng potentsialli sirt bo'lib, unda og'irlik kuchi potentsiali (geopotensial) bir xil qiymatga ega. Sirtning ixtiyoriy nuqtasida og'irlik kuchi ushbu sirtga normal bo'ylab yo'nalgan. Dunyo okeani sirti sath sirtlaridan biridir.

Sinpotik karta – geografik karta, unga vaqtning muayyan momentlarida meteorologik satnsiyalar tarmog'idan olingan kuzatishlar natijalari raqam va belgilar orqali tushiriladi.

Tuman pardasi (dimka) – ko'z bilan ajratib bo'lmaydigan muallaq holdagi mayda suv tomchilari va muz kristallarining yig'ilib qolishi oqibatida yer sirti yaqinida havoning kuchsiz xiralaniishi.

Turg'unlik – odatda atmosfera stratifikatsiyasining turg'unligi nazarda tutiladi. Qaralayotgan havo qatlami ichida vertikal ko'chishlarning so'nish qobiliyati.

Dalton qonuni – bug'lanish tezligi va namlik defisiti orasidagi bog'liqlik: $w=A(E'-e)$, bu yerda Ye' – bug'lantiruvchi sirt haroratida suv bug'ining to'yinish elastikligi, ye – bug'lantiruvchi sirt ustidagi bug' elastikligi, A – proporsionallik koeffitsiyenti.

Qasirg'a - shamolni birdaniga kuchayishi nihoyatda keskin bo'lsa, u qasirg'a deb ataladi. Qasirg'ada shamolning qisqa muddatli keskin kuchayishlari 20 m/sek gacha va undan ortiqroq bo'ladi.

Samum – Kichik Osiyo, Arabiston, Sahroi Kabir cho'llarida, O'rtayer dengizining janubiy sohillari, Afrikaning shimoli-g'arbiy sohillari va Marokashda to'satdan boshlanuvchi issiq, quruq chang bo'ronidir. Samum O'rtayer dengizi bo'ylab sharqqa harakatlanuvchi siklonning iliq sektorida hosil bo'ladi va faol atmosfera frontiga bog'liq. Samumning hosil bo'lishi shuningdek termik depressiyada kuchli konveksiyaning rivojlanishi bilan ham bog'liq bo'ladi.

Qasirg'a va kichik masshtabli uyurmalar - quyun, tromb, tornadolarni mahalliy sirkulyasiyaning ko'rinishlari deb hisoblash mumkin.

Qasirg'a – qisqa vaqt davomida tezligi va yo'nalishi birdan keskin o'zgaruvchi shamol. Qasirg'ada shamol tezligi ko'pincha 20-30 m/s dan ortadi. Odatda qasirg'a bir necha minut davom etadi. Ba'zida shamol tezligi va yo'nalishining keskin o'zgarishi takrorlanadi. Qasirg'ada atmosfera bosimi (barogrammada o'ziga xos ko'ngura – momaqaldiraq burni hosil bo'ladi) va nisbiy namlikning sakrashi hamda haroratning tez pasayishi yuz beradi. Qasirg'a vaqtida ko'pincha jala va momaqaldiraq kuzatiladi.

Kichik masshtabli uyurmalar - quyun, tromb, tornado – kuchli vayron qiluvchi uyurma bo'lib, bir necha metrdan bir necha yuz metrgacha (kam hollarda 1-3 km) diametrli deyarli vertikal (egilgan) o'qqa ega bo'lgan qora ustun ko'rinishidagi kuchli yomg'irli to'p-to'p (ona) bulutdan yergacha tushadi. Ba'zida deyarli gorizontal o'qli yoysimon qasirg'a hosil bo'ladi.

Muzliklar shamollari – bu tog'larda muzliklardan pastga tomon esadigan shamollardir. Tog' yonbag'irlari muzlik bilan qoplangan bu holda haroratning gorizontal gradiyenti tunu-kun vodiya muzlikka tomon yo'nalgan. Shuning uchun muzlik shamoli quyi qatlamda doim muzlikdan vodiya, yuqori qatlamda esa vodiya muzlikka esadi. Shu bilan birga havoning muzlik ustida pastga, vodiya ustida esa yuqoriga yo'nalgan harakati kuzatiladi. Shamol tezligi tunda ortadi, kunduzi kamayadi. U 3-7 m/s ga yetishi mumkin. Muzlik shamolining vertikal qalinligi bir necha o'n metr, ayrim hollarda esa bir necha yuz metrni tashkil etadi.

Magnit bo'ronlari - kompas magnit milining surilishini qo'zg'atuvchi Yer magnit maydonining keskin o'zgarishi. Magnit bo'ronlari bir vaqtda Yer yuzining katta hududlarida, ba'zan butun Yer yuzida kuzatiladi. Magnit bo'ronlari, ko'pincha, tun vaqtiga to'g'ri keladi. U, odatda, qutbiy yog'du, momaqaldiraq, zilzila paytida sodir bo'ladi va har 11 yilda kuzatiladigan Quyosh faolligining kuchayishi davrida tez-tez takrorlanib o'tadi.

Dispers tizim – ikkitadan kam bo'lmagan fazadan tashkil topgan fizikaviy-kimyoviy tizim. Ulardan biri – dispers faza ancha kichik o'lchamli zarrachalar ko'rinishida ikkinchi faza – dispers muhitda taqsimlangan bo'ladi. Ularga kolloidlar, shu jumladan aerozollar misol bo'ladi. Atmosfera havosidagi chang zarrachalari, kondensatsiya mahsulotlari va boshqalar dispers muhit hisoblanadi.

Yer toji – ekzosferaning ustida joylashib, taxminan 1 dan 20 ming km gacha cho'zilgan yer atmosferasining tashqi qismi. U asosan atmosferadan chiqib ketuvchi, zichligi taxminan 1 sm³ ga 1000 ionni tashkil etuvchi ionlashgan, shuningdek neytral vodoroddan iborat; 2 ming km dan quyida vodoroddan tashqari uning tarkibida ionlashgan kislorod va azot mavjud. Sayyoralararo fazoda ionlar konsentratsiyasi 1 sm³ ga 100 ion va undan kamroqni tashkil etadi.

Yerning meteorologik yo'ldoshi – dasturiga bulutlilikni suratga olish va asosan radiatsiyaga oid bo'lgan kuzatish va o'lchashlarni bajaruvchi Yerning sun'iy yo'ldoshi bo'lib, yer atmosferasi, shu jumladan, troposferadagi planetar masshtabli jarayonlarni o'rganish vazifasiga ega.

Joy relyefi – yer sirtining gorizontal va vertikal bo'linishi shakllarining majmuasi, ya'ni qavariqlik va botiqlik, tog'lar, pasttekisliklar va boshqalar.

Ideal gaz – ichki energiyasi faqat harorat funksiyasi bo'lgan, solishtirma issiqlik sig'imi esa haroratga bog'liq bo'lmagan gaz. Ideal gazda molekulalar o'rtasidagi o'rtacha masofaga nisbatan ularning o'lchamlarini e'tiborga olmasa bo'ladi; shuning uchun

molekulararo kuchlarni o'ta kichik deb hisoblash va issiqlik energiyasi harakatiga nisbatan molekulararo o'zaro ta'sir energiyasini e'tiborga olmaslik mumkin.

Issiqlik almashinuvi – atmosferaning bir qatlami yoki qismidan boshqalariga issiqlikning uzatilishi. Issiqlik almashinuvi radiatsiyaning ko'chishi, issiqlik o'tkazuvchanlik (asosan turbulent) va suvning fazaviy aylanishlari yo'li bilan sodir bo'ladi.

- **Issiqlik o'tkazuvchanlik** – moddaning issiqlik o'tkazish qobiliyati. Gaz va suyuqliklarda molekulyar harakat uzatilishi oqibatida issiqlikning tarqalishi yuz beradigan molekulyar va turbulent harakat davomida moddaning yirik (molyar) elementlari bilan issiqlikning ko'chishi yuz beradigan turbulent issiqlik o'tkazuvchanlik farqlanadi.

- **Konveksiya** – suyuqlikning, xususan havoning, turbulentlikdan, ya'ni suyuqlik zarralarining asosiy ko'chishga qo'shiluvchi xaotik harakatidan farqli ravishda muayyan yo'nalishdagi tartiblangan ko'chishi.

Radiasion – kosmik fazo, atmosfera va yer sirti orasida turli ko'rinishdagi radiatsiya almashinuvi. Ko'pincha to'shalgan sirt va atmosferaning quyi qatlamlari orasidagi radiasion almashinuv to'g'risida so'z boradi. Radiasion almashinuv oqibatida yer sirti, atmosfera va uning yuqori chegarasida muayyan radiatsiya balansi mavjud bo'ladi.

Issiqlik sig'imi – jism yutgan issiqlik miqdorining unga mos keluvchi harorat ortishiga nisbati; boshqacha aytganda – jism haroratini 1° ga orttirish uchun kerak bo'lgan issiqlik miqdori.

Koagulyasiya – bulut yoki tuman elementlarining (tomchi yoki kristallar) to'qnashishi va birikishi natijasida kattalashishi bo'lib, oqibatda bulut va tumanlardan yirik elementlarning yog'in ko'rinishidagi tushishiga olib keladi. Bunda tomchilar o'zaro birlashishi yoki kristall zarrachalar ustida muzlashi mumkin.

Meteorologik ko'rinuvchanlik uzoqligi – ufqdagi cho'zinchoq qora ob'yektning kunduzi osmon fonidagi ko'rinuvchanligi.

Meteorologik maydoncha – ochiq va joyning atrof-muhitiga xos bo'lgan yerdagi meteorologik stansiyaning meteorologik asboblari qurilmalari o'rnatiladigan maydoncha.

Meteorologik stansiya – joy relyefi, atrofdagi binolar va aholi punktlari nuqtai nazaridan muayyan talablarga javob beruvchi meteorologik kuzatishlar amalga oshiriladigan punkt.

Mutloq geopotensial - agar izobarik yuzaning balandligi dengiz sathidan hisoblansa, u holda geopotensial mutlaq deb ataladi

Nisbiy geopotensial - dengiz sathidan quyida joylashgan izobarik yuzadan hisoblansa nisbiy geopotensial bo'ladi.

Og'irlik kuchi – ikki kuch: Yer markaziga yo'nalgan yerning tortish kuchi va Yerning aylanishi bilan belgilanuvchi, kenglik aylanasi radiusi bo'ylab yo'nalgan inersion markazdan qochma kuchlarning teng ta'sir etuvchisi. Og'irlik kuchi ta'sirida bo'shliqdagi yer tortish maydonida ixtiyoriy jism og'ma chiziq bo'ylab og'irlik kuchi tezlanishi deb ataluvchi erkin tushish tezlanishi bilan pastga tushadi.

Oqim – atmosfera yog'inlari suvlarining muayyan hududdan daryolarga, so'ngra okean yoki berk ko'llarga oqib chiqishi. Yer osti va sirt oqimlari ajratiladi. Sirt oqimlari yonbag'ir va o'zan oqimlariga bo'linadi. Oqim – namlik aylanishining tashkil etuvchilaridan bir.

Paskal qonuni – tashqi kuchlarning suyuqlikka berayotgan bosimi suyuqlikning barcha yo'nalishlari bo'yicha bir xilda uzatiladi.

«DINAMIK METEOROLOGIYA»

FANIDAN

ILOVALAR

O'ZBEKISTON RESPUBLIKASI
OLIIY TA'LIM, FAN VA INNOVATSIYALAR VAZIRLIGI
NAMANGAN DAVLAT UNIVERSITETI



«TASDIQLAYMAN»

O'quv ishlari bo'yicha prorektor,

D. Xolmatov

» _____ 2023 yil

**DINAMIK METEOROLOGIYA
FANINING
O'QUV DASTURI**

2023/2024 o'quv yili kunduzgi ta'lim shakli, 1- kurs talabalari uchun

Bilim sohasi: 500000- Tabiiy fanlar, matematika va statistika
Ta'lim sohasi: 520 000 – Atrof muhit
Ta'lim yo'nalishi: 60520200 – Meteorologiya va iqlimshunoslik

Namangan-2023

1

Fan/modul kodi DIMB2101	O'quv yili 2023-2024	Semestr 1-2	ECTS - Kreditlar 1-semestr – 6 2-semestr – 4	
Fan/modul turi Majburiy fan	Ta'lim tili O'zbek		Haftadagi dars soatlari 1-semestr – 4 2-semestr – 4	
1.	Fanning nomi	Auditoriya mashg'ulotlari (soat)	Mustaqil ta'lim (soat)	Jami yuklama (soat)
	Dinamik meteorologiya	120	180	300
2.	<p style="text-align: center;">I. FANNING MAZMUNI</p> <ul style="list-style-type: none"> • Fanni o'qitishdan maqsad – talabalarga atmosferada ta'sir etuvchi ku atmosfera gidrotermodynamikasi tenglamalari, ularni soddalashtirish usullari, atmosfera dinamikasi, asosiy harakat tenglamalarining natural koordinat sistemasidagi ko'rinishlarini hamda atmosferadagi ajratish sirtlarining xossalari uning qiyalik burchagi masalalarini o'rgatishdan iborat. • Fanning vazifasi – talabalarda atmosferada sodir bo'luvchi fizik jarayonlarning nazariy asoslarini tushunishga imkon beruvchi bilimlarni shakllan termodinamik jarayonlar bilan bog'liq bo'lgan atmosfera harakatlarining n usullarini amalda qo'llay bilish bo'yicha malaka va tajriba hosil qilishdan iborat. <p>Fan bo'yicha talabalarning bilim, ko'nikma va malakalariga quyida keltiril talablar qo'yiladi. "Ta'lim to'g'risida"gi Qonunda, Davlat ta'lim standartlari va M talablari bo'yicha fan doirasida ko'zda tutilgan yo'nalish bitiruvchilari tayyorg darajasiga qo'yiladigan talablar asosida zaruriy kompetentsiyalarni egallash k tutilgan.</p> <p style="text-align: center;">Fan o'qitilishining natijalari (shakllanadigan kompetentsiyalar)</p> <p>Fanni o'zlashtirish natijasida talaba:</p> <ul style="list-style-type: none"> • dinamik meteorologiyaning asosiy ta'rif va tushunchalari; suyuqlik va gazlar harakatini o'rganish usullari, fizikaning saqlanish qonunlari, o'xshashli nazariyasi hamda meteorologik kattaliklar va ular hosilalarining qiymat tartibla atmosfera termodinamikasining asosiy holatlari, atmosferaning turli qatlamlarid shamolning yuzaga kelish shartlari, koordinatalarni almashtirish tamoyilla atmosferadagi ajratish sirtlari <i>tasavvurga ega bo'lishi kerak</i>; • atmosfera gidrotermodynamikasining asosiy tenglamalarini keltir chiqarish, gidrotermodynamika tenglamalarini soddalashtirish, atmosferada soc bo'luvchi adiabatik jarayonlar, geostrofik, termik, nogeostrofik va gradiyent sham tenglamalari, ajratish sirtida bajariluvchi kinematik va dinamik shartlar, ajrati sirtining qiyalik burchagi tenglamasi, ajratish sirtining qiyaligiga ta'sir etuvc omillarni <i>bilishi va ulardan foydalana olishi lozim</i>; 			

• atmosfera jarayonlarini chuqur tushunish va ularni matematik modellashtirish, real sharoitlar uchun gidrotermodynamika qonunlarini qo'llay olish, zamonaviy informasion texnologiyalar yordamida meteorologik masalalarni yechish va miqdoriy baholash, dinamik meteorologiya masalalarini mustaqil yechish va ulardan meteorologik prognozlarni tuzishda amaliy foydalanish *ko'nikmalariga ega bo'lishi kerak.*

II. ASOSIY NAZARIY QISM (MA'RUZA MASHG'ULOTLARI)

II.I. Fan tarkibiga quyidagi mavzular kiradi:

1-mavzu. Kirish. Fanning maqsad va vazivalari

Dinamik meteorologiyaning fan sifatida shakllanishi. Dinamik meteorologiya fanining predmeti va vazifalari. Tadqiqot usullari. Meteorologik fanlar ichida tutgan o'rni. Dinamik meteorologiya fanining boshqa fanlar bilan aloqasi va fan tarmoqlariga bo'linishi.

2-3-mavzu. Atmosfera dinamikasining umumiy prinsiplari.

Atmosfera uzluksiz muhit sifati. Suyuqliklar harakatini o'rganish usullari: Lagranj usuli, Eyler usuli. Turli substansiyalar uchun muvozanat tenglamasining umumiy ta'riflanishi.

4-5-mavzu. Atmosferada ta'sir etuvchi kuchlar

Atmosferaga ta'sir etuvchi kuchlar haqida tushuncha. Massaga ta'sir etuvchi kuchlar. Og'irlik kuchi. Korioliz kuchi va markazdan qochma kuch. Sirtga ta'sir etuvchi kuchlar. Barik gradiyent va qovushqoq ishqalanish kuchlari.

6-7-mavzu. Atmosfera gidrodinamikasining asosiy tenglamalari

Harakat tenglamalari harakat miqdori saqlanishi qonunining ifodasi sifatida. Navye-Stoks va Eyler harakat tenglamalar sistemalari. To'g'ri burchakli lokal koordinatalar sistemasida harakat tenglamalari. Uzluksizlik tenglamasi massa saqlanishi qonunining ifodasi. Mexanik va termodinamik tizimlarda energiya saqlanish qonuni. Issiqlik uzatilishi tenglamasi termodinamik tizimlarda energiya saqlanishi qonunining ifodasi sifatida.

8-9-mavzu. O'xshashlik nazariyasi asoslari

Atmosfera dinamikasi tenglamalarini soddalashtirish. O'xshashlik nazariyasi usullari yordamida gidrotermodynamika tenglamalari tizimi tahlili va soddalashtirilishi. Atmosfera harakat tenglamalaridan biri. Atmosfera harakatlarining farqlovchi xususiyatlari va ularning tasnifi.

10-11-mavzu. Atmosfera dinamikasi tenglamalarini soddalashtirish

Atmosfera dinamikasi tenglamalarini soddalashtirish. Asosiy meteoelementlar va ularning xosilalari miqdor tartiblari. Atmosfera dinamikasi tenglamalarni soddalashtirish.

12-13-mavzu. Atmosfera termodinamikasi asoslari

Atmosfera uchun termodinamikaning birinchi qonuni. Asosiy tenglamalar.

Quruq va nam havo uchun holat tenglamasi. Havo termodinamik holatining politropik o'zgarishi.

14-15-mavzu. Adiabatik jarayonlar

Adiabatik jarayonlar. Nam adiabatik jarayonlar. Atmosferaning turg'unlik shartlari. Nam adiabatik gradiyent. Konveksiya. Havo zarrasining quruq adiabatik va nam adiabatik harakatiga nisbatan atmosferaning stratifikatsiyasi. Konveksiya va kondensatsiya sathlari. Stratifikatsiyaning sutkalik o'zgarishi. Havo massalarining stratifikatsiyasi. Potensial turg'unlik va noturg'unlik. Noturg'unlik energiyasi. Termodinamik grafiklar.

2-Semestr

16-17-mavzu. Yer sirti va atmosferaning issiqlik holati

Havo harorati o'zgarishining sabablari. Yer sirtining issiqlik balansi. Haroratning balandlik bo'yicha taqsimoti. Harorat inversiyalari. Yer-atmosfera tizimining issiqlik balansi. Havo haroratining yillik o'zgarishlari. Yillik o'zgarish turlari. Konvektiv va turbulent issiqlik oqimlari. Issiqlik uzatilishi. Turbulent atmosfera uchun issiqlik uzatilishi tenglamasi.

18-19-mavzu. Atmosferaning suv rejimi

Atmosferada havo namligining o'zgarishi. Atmosferada suv bug'ining kondensatsiyasi va sublimatsiyasi. Tumanlar. Ularning tasniflari. Geografik taqsimoti. Yog'inlar hosil bo'lishi jarayoni. Atmosfera yog'inlarining tasnifi. Yog'inlarning geografik taqsimoti. Yer sirti gidrometeorlari. Turbulent atmosferada suv bug'ining ko'chishi tenglamasi.

20-21-mavzu. Atmosfera bosim maydoni

Atmosfera statikasining asosiy tenglamasi. Barometrik formulalar, ularning qo'llanilishi. Barik tizimlar. Barik pog'ona. Bosimning sutkalik o'zgarishi. Yanvar va iyulda dengiz sathida bosimning geografik taqsimoti

22-mavzu. Geopotensial va uning o'zgarishi

Geopotensial va uning o'zgarishi. Mutloq va nisbiy geopotensial. Mutlaq va nisbiy barik topografiya kartalari. Geopotensial balandlik. Gorizont barik gradiyent, uning balandlik bo'yicha o'zgarishi.

23-24-mavzu. Atmosferda havo oqimlari

Shamol va uning xarakteristikalari. Ishqalanishning shamol tezligi va yo'nalishiga ta'siri. Atmosferada bo'linish sirtlari. Atmosfera frontlarining shakllanishi. Atmosferaning tropik kengliklardagi sirkulyasiyasi. Atmosferaning notropik kengliklardagi sirkulyasiyasi. Mahalliy sirkulyasiyalar. Qasirg'a va changli bo'ronlar. Turbulent atmosfera uchun harakat tenglamalari.

25-mavzu. Erkin atmosfera dinamikasi

Geostrofik shamol, uning xossalari. Geostrofik shamolning balandlik bo'yicha o'zgarishi. Vertikal bo'yicha geostrofik shamolning o'zgarishi. Termik shamollar va uning asosiy xususiyatlari. Geostrofik shamolda haroratni lokal

(mahalliy) o'zgarishi.

26-mavzu. Nogeostrofik harakat

Nogeostrofik harakat. Haqiqiy shamolning geostrofik shamoldan og'ishlari. Erkin atmosferada vertikal oqimlar.

27-mavzu. Natural koordinatalar sistemasi

Koordinatalarni almashtirishning asosiy formulalari. Natural koordinatalar sistemasida harakat tenglamalari.

28-mavzu. Gradiyent shamol

Gradiyent shamol. Shamolning barik qonuni. Aylanaviy izobaralarda gradiyent shamol. Siklon va antisiklonlarda gradiyent shamol.

29-mavzu. Atmosferada ajratish sirtlari

Atmosferada ajratish sirtlari. Ajratish sirtlarining umumiy xossalari. Ajratish sirtlarida kinematik va dinamik shartlar. Stasionar ajratish sirtlarni qiyaligi.

30-mavzu. Ufq tekisligiga nisbatan ajratish sirtining qiyaligi

Ajratish sirtlarni (frontlar) qiyaligiga izobaralar egriligi, ajratish sirtlarni tezligi va tezlanishini ta'siri. Stasionar ajratish sirti yaqinida shamol va bosim maydonlari. Ajratish sirti yaqinida turbulentslik va vertikal harakatlar.

II.2. MA'RUZA MAVZULARINING TAQSIMLANISHI

№	Mavzular	Soati
1	Kirish. Fanning maqsad va vazivalari	2
2	Atmosfera dinamikasining umumiy prinsiplari.	2
3	Atmosfera dinamikasining umumiy prinsiplari.	2
4	Atmosferada ta'sir etuvchi kuchlar	2
5	Atmosferada ta'sir etuvchi kuchlar	2
6	Atmosfera gidrodinamikasining asosiy tenglamalari	2
7	Atmosfera gidrodinamikasining asosiy tenglamalari	2
8	O'xshashlik nazariyasi asoslari	2
9	O'xshashlik nazariyasi asoslari	2
10	Atmosfera dinamikasi tenglamalarini soddalashtirish	2
11	Atmosfera dinamikasi tenglamalarini soddalashtirish	2
12	Atmosfera termodinamikasi asoslari	2
13	Atmosfera termodinamikasi asoslari	2
14	Adiabatik jarayonlar	2
15	Adiabatik jarayonlar	2
	1-semestr bo'yicha ja'mi	30
16	Yer sirti va atmosferaning issiqlik holati	2
17	Yer sirti va atmosferaning issiqlik holati	2

18	Atmosferaning suv rejimi	2		
19	Atmosferaning suv rejimi	2		
20	Atmosfera bosim maydoni	2		
21	Atmosfera bosim maydoni	2		
22	Geopotensial va uning o'zgarishi	2		
23	Atmosferda havo oqimlari	2		
24	Atmosferda havo oqimlari	2		
25	Erkin atmosfera dinamikasi	2		
26	Nogeostrofik harakat	2		
27	Natural koordinatalar sistemasi	2		
28	Gradiyent shamol	2		
29	Atmosferada ajratish sirtlari	2		
30	Ufq tekisligiga nisbatan ajratish sirtining qiyaligi	2		
2-semestr bo'yicha ja'mi		30		
Ja'mi		60		
T/r	Haftalar	Dars mavzusi	Darsga kelishdan oldin o'rganish zarur bo'lgan materiallar	Fan topshiriqlari va bajarilish muddati
1	1 Hafta	Kirish. Fanning maqsad va vazivalari	Xolmatjanov B.M. Dinamik meteorologiya asoslari. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Topshiriqlar yo'q
2	2 Hafta	Atmosfera dinamikasining umumiy prinsiplari.	Xolmatjanov B.M. Dinamik meteorologiya asoslari. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 200 kam bo'lmagan Esse (Muddat: 3 ma'ruza mashg'ulotiga qadar)
3	3 Hafta	Atmosfera dinamikasining umumiy prinsiplari.	Xolmatjanov B.M. Dinamik meteorologiya asoslari. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	O'qituvchi yordamchi daqiqa vaqt Ichida m tushguntirish) (Teach assistant, dars davon
4	4 Hafta	Atmosferada ta'sir etuvchi kuchlar	Xolmatjanov B.M. Dinamik meteorologiya asoslari. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	O'qituvchi yordamchi daqiqa vaqt Ichida m tushguntirish) (Teach assistant, dars davon
5	5 Hafta	Atmosferada ta'sir etuvchi kuchlar	Xolmatjanov B.M. Dinamik meteorologiya asoslari. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	O'qituvchi yordamchi daqiqa vaqt Ichida m tushguntirish) (Teach assistant, dars davon
6	6 Hafta	Atmosfera gidrodinamikasining asosiy tenglamalari	Xolmatjanov B.M. Dinamik meteorologiya asoslari. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	O'qituvchi yordamchi daqiqa vaqt Ichida m tushguntirish) (Teach assistant, dars davon
7	7 Hafta	Atmosfera gidrodinamikasining asosiy tenglamalari	Xolmatjanov B.M. Dinamik meteorologiya asoslari. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	O'qituvchi yordamchi daqiqa vaqt Ichida m tushguntirish) (Teach assistant, dars davon
8	8 Hafta	O'xshashlik nazarivasi	Xolmatjanov B.M. Dinamik meteorologiya asoslari.	O'qituvchi yordamchi

		asoslari	Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	daqiqa vaqt Ichida mavzuni tushguntirish) (<i>Teacher assistant, dars davomida</i>).	
9	9 Hafta	O'xshashlik nazariyasi asoslari	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Guruh bo'lib o'qish va hisobot berish/taqdimot prizintatsiya (<i>Oraliq imtihon-Mid-term exam</i>)	
10	10 Hafta	Atmosfera dinamikasi tenglamalarini soddalashtirish	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Guruh bo'lib o'qish va hisobot berish/taqdimot prizintatsiya (<i>Oraliq imtihon-Mid-term exam</i>)	
11	11 hafta	Atmosfera dinamikasi tenglamalarini soddalashtirish	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	O'qituvchi yordamchisi. (10-15 daqiq vaqt Ichida mavzuni tushguntirish) (<i>Teacher assistant, dars davomida</i>).	
12	12 Hafta	Atmosfera termodinamikasi asoslari	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	O'qituvchi yordamchisi. (10-15 daqiq vaqt Ichida mavzuni tushguntirish) (<i>Teacher assistant, dars davomida</i>).	
13	13 Hafta	Atmosfera termodinamikasi asoslari	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	O'qituvchi yordamchisi. (10-15 daqiq vaqt Ichida mavzuni tushguntirish) (<i>Teacher assistant, dars davomida</i>).	
14	14 hafta	Adiabatik jarayonlar	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	O'qituvchi yordamchisi. (10-15 daqiq vaqt Ichida mavzuni tushguntirish) (<i>Teacher assistant, dars davomida</i>).	
15	15 Hafta	Adiabatik jarayonlar	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	2 usulda og'zaki yoki yozma shaklda YN topshirish (<i>Interview In 2</i>) [Yakuniy-Final]	
2 semestr					
16	16 Hafta	Yer sirti va atmosfera ning issiqlik holati	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Topshiriqlar yo'q	
17	17 Hafta	Yer sirti va atmosfera ning issiqlik holati	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 200 so'zdan kam bo'lmagan Esse yozish. (<i>Muddat: 3 ma'ruza mashg'ulotiga qadar</i>)	
18	18 Hafta	Atmosfera ning suv rejimi	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	O'qituvchi yordamchisi. (10-15 daqiq vaqt Ichida mavzuni tushguntirish) (<i>Teacher assistant, dars davomida</i>)	
19	19 Hafta	Atmosfera ning suv rejimi	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	O'qituvchi yordamchisi. (10-15 daqiq vaqt Ichida mavzuni tushguntirish) (<i>Teacher assistant, dars davomida</i>).	
20	20 Hafta	Atmosfera bosim maydoni	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма	O'qituvchi yordamchisi. (10-15 daqiq vaqt Ichida mavzuni tushguntirish) (<i>Teacher assistant, dars davomida</i>).	

			265-бет		
21	21 Hafta	Atmosfera bosim maydoni	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Ҳ.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	O'qituvchi yordamchisi. (10-15 daqiqa vaqt Ichida mavzuni tushuntirish) (<i>Teacher assistant, dars davomida</i>).	
22	22 Hafta	Geopotensial va uning o'zgarishi	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Ҳ.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	O'qituvchi yordamchisi. (10-15 daqiqa vaqt Ichida mavzuni tushuntirish) (<i>Teacher assistant, dars davomida</i>).	
23	23 Hafta	Atmosferda havo oqimlari	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Ҳ.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	O'qituvchi yordamchisi. (10-15 daqiqa vaqt Ichida mavzuni tushuntirish) (<i>Teacher assistant, dars davomida</i>).	
24	24 Hafta	Atmosferda havo oqimlari	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Ҳ.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Guruh bo'lib o'qish va hisobot berish/taqdimot prizintatsiya (<i>Oraliq imtihon-Mid-term exam</i>)	
25	25 Hafta	Erkin atmosfera dinamikasi	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Ҳ.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Guruh bo'lib o'qish va hisobot berish/taqdimot prizintatsiya (<i>Oraliq imtihon-Mid-term exam</i>)	
26	26 Hafta	Nogeostrofik harakat	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Ҳ.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	O'qituvchi yordamchisi. (10-15 daqiqa vaqt Ichida mavzuni tushuntirish) (<i>Teacher assistant, dars davomida</i>).	
27	27 Hafta	Natural koordinatalar sistemasi	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Ҳ.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	O'qituvchi yordamchisi. (10-15 daqiqa vaqt Ichida mavzuni tushuntirish) (<i>Teacher assistant, dars davomida</i>).	
28	28 Hafta	Gradiyent shamol	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Ҳ.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	O'qituvchi yordamchisi. (10-15 daqiqa vaqt Ichida mavzuni tushuntirish) (<i>Teacher assistant, dars davomida</i>).	
29	29 Hafta	Atmosferada ajratish sirtlari	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Ҳ.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	O'qituvchi yordamchisi. (10-15 daqiqa vaqt Ichida mavzuni tushuntirish) (<i>Teacher assistant, dars davomida</i>).	
30	30 Hafta	Ufq tekisligiga nisbatan ajratish sirtining qiyaligi	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Ҳ.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	2 usulda og'zaki yoki yozma shaklda YN topshirish (<i>Interview In 2</i>) [Yakuniy-Final]	

III. AMALIY MASHG'ULOTLAR BO'YICHA KO'RSATMA VA TAVSIYALAR

Amaliy mashg'ulotlar uchun quyidagi mavzular tavsiya etiladi:

1-amaliy mashg'ulot. Dinamik meteorologiyaning fan sifatida shakllanishi

Dinamik meteorologiyaning fan sifatida shakllanishi. Dinamik meteorologiya fanining predmeti va vazifalari. Tadqiqot usullari. Meteorologik fanlar ichida

tutgan o'zni. Dinamik meteorologiya fanining boshqa fanlar bilan aloqasi va fan tarmoqlariga bo'linishi.

2-3-amaliy mashg'ulot. Atmosfera dinamikasining umumiy prinsiplari.

Atmosfera uzluksiz muhit sifati. Suyuqliklar harakatini o'rganish usullari: Lagranj usuli, Eyler usuli. Turli substansiyalar uchun muvozanat tenglamasining umumiy ta'riflanishi.

4-5-amaliy mashg'ulot. Atmosferada ta'sir etuvchi kuchlar.

Atmosferaga ta'sir etuvchi kuchlar haqida tushuncha. Massaga ta'sir etuvchi kuchlar. Og'irlik kuchi. Korioliz kuchi va markazdan qochma kuch. Sirtga ta'sir etuvchi kuchlar. Barik gradiyent va qovushqoq ishqalanish kuchlari.

6-7-amaliy mashg'ulot. Atmosfera dinamikasining asosiy tenglamalari.

Harakat tenglamalari harakat miqdori saqlanishi qonunining ifodasi sifatida. Navye-Stoks va Eyler harakat tenglamalar sistemalari. To'g'ri burchakli lokal koordinatalar sistemasida harakat tenglamalari. Uzluksizlik tenglamasi massa saqlanishi qonunining ifodasi. Mexanik va termodinamik tizimlarda energiya saqlanish qonuni. Issiqlik uzatilishi tenglamasi termodinamik tizimlarda energiya saqlanishi qonunining ifodasi sifatida.

8-amaliy mashg'ulot. Atmosfera dinamikasi tenglamalarini soddalashtirish usullari.

Atmosfera dinamikasi tenglamalarini soddalashtirish. Asosiy meteoelementlar va ularning xosilalari miqdor tartiblari. Atmosfera dinamikasi tenglamalarni soddalashtirish.

9-amaliy mashg'ulot. O'xshashlik nazariyasi asoslari.

Atmosfera dinamikasi tenglamalarini soddalashtirish. O'xshashlik nazariyasi usullari yordamida gidrotermodinamika tenglamalari tizimi tahlili va soddalashtirilishi. Atmosfera harakat tenglamalaridan biri. Atmosfera harakatlarining farqlovchi xususiyatlari va ularning tasnifi.

10-amaliy mashg'ulot. Atmosfera termodinamikasi asoslari

Atmosfera uchun termodinamikaning birinchi qonuni. Asosiy tenglamalar. Quruq va nam havo uchun holat tenglamasi. Havo termodinamik holatining politropik o'zgarishi.

11-12-amaliy mashg'ulot. Adiabatik jarayonlar

Adiabatik jarayonlar. Nam adiabatik jarayonlar. Atmosferaning turg'unlik shartlari. Nam adiabatik gradiyent. Konveksiya. Havo zarrasining quruq adiabatik va nam adiabatik harakatiga nisbatan atmosferaning stratifikatsiyasi. Konveksiya va kondensatsiya sathlari. Stratifikatsiyaning sutkalik o'zgarishi. Havo massalarining stratifikatsiyasi. Potensial turg'unlik va noturg'unlik. Noturg'unlik energiyasi. Termodinamik grafiklar.

13-amaliy mashg'ulot. Yer sirti va atmosferaning issiqlik holati

Havo harorati o'zgarishining sabablari. Yer sirtining issiqlik balansi. Haroratning balandlik bo'yicha taqsimoti. Harorat inversiyalari. Yer-atmosfera tizimining issiqlik balansi. Havo haroratining yillik o'zgarishlari. Yillik

o'zgarish turlari. Konvektiv va turbulent issiqlik oqimlari. Issiqlik uzatilishi. Turbulent atmosfera uchun issiqlik uzatilishi tenglamasi.

14-amaliy mashg'ulot. Atmosferaning suv rejimi

Atmosferada havo namligining o'zgarishi. Atmosferada suv bug'ining kondensatsiyasi va sublimatsiyasi. Tumanlar. Ularning tasniflari. Geografik taqsimoti. Yog'inlar hosil bo'lishi jarayoni. Atmosfera yog'inlarining tasnifi. Yog'inlarning geografik taqsimoti. Yer sirti gidrometeorlari. Turbulent atmosferada suv bug'ining ko'chishi tenglamasi.

15-amaliy mashg'ulot. Atmosfera bosim maydoni

Atmosfera statikasining asosiy tenglamasi. Barometrik formulalar, ularning qo'llanilishi. Barik tizimlar. Bosimning sutkalik o'zgarishi. Yanvar va iyulda dengiz sathida bosimning geografik taqsimoti.

16-amaliy mashg'ulot. Geopotensial va uning o'zgarishi

Geopotensial va uning o'zgarishi. Geopotensial balandlik. Gorizont barik gradiyent, uning balandlik bo'yicha o'zgarishi.

17-18-amaliy mashg'ulot. Atmosferda havo oqimlari

Shamol va uning xarakteristikalari. Ishqalanishning shamol tezligi va yo'nalishiga ta'siri. Atmosferada bo'linish sirlari. Atmosfera frontlarining shakllanishi. Atmosferaning tropik kengliklardagi sirkulyasiyasi. Atmosferaning notropik kengliklardagi sirkulyasiyasi. Mahalliy sirkulyasiyalar.

19-amaliy mashg'ulot. Atmosfera harakatlarining tasnifi.

Atmosfera harakatlarining farqlovchi xususiyatlari va ularning tasnifi. Turbulent atmosfera uchun harakat tenglamalari.

20-amaliy mashg'ulot. Mutlaq va nisbiy geopotensial.

Mutloq va nisbiy geopotensial. Mutlaq va nisbiy barik topografiya kartalari.

21-amaliy mashg'ulot. Erkin atmosfera dinamikasi

Erkin atmosfera dinamikasi haqida tushuncha. Erkin atmosferada shamol. Erkin atmosferada vertikal oqimlar. Erkin atmosferada tartib jihatdan bir-biriga yaqin kuchlar. Erkin atmosferada siklon va antisiklon sohasi.

22-amaliy mashg'ulot. Geostrofik shamol.

Geostrofik shamol, uning xossalari. Geostrofik shamolning balandlik bo'yicha o'zgarishi. Vertikal bo'yicha geostrofik shamolning o'zgarishi.

23-amaliy mashg'ulot. Termik shamol.

Termik shamollar va uning asosiy xususiyatlari. Termik shamol tezligi. Termik shamol tenglamasi.

24-amaliy mashg'ulot. Haroratning geostrofik adveksiyasi.

Haroratning geostrofik adveksiyasi. Geostrofik shamolda haroratni lokal (mahalliy) o'zgarishi. Sovuqlik va iliqlik adveksiyasi.

25-amaliy mashg'ulot. Nogeostrofik og'ishlar.

Nogeostrofik harakat. Haqiqiy shamolning geostrofik shamoldan og'ishlari. Nogeostrofik harakat uchun og'ishlarni umumiy tezligi. Erkin atmosferada vertikal oqimlar.

26-amaliy mashg'ulot. Gradiyent shamol.

Gradiyent shamol. Shamolning barik qonuni. Aylanaviy izobaralarda gradiyent shamol. Siklon va antisiklonlarda gradiyent shamol.

27-amaliy mashg'ulot. Qasirg'a va chang bo'ronlar. Magnit bo'ronlari.

Qasirg'a va chang bo'ronlar, ularning xususiyatlari hamda yuzaga kelishi. Magnit bo'ronlari, ularning o'ziga xosligi va yuzaga kelishi.

28-amaliy mashg'ulot. Natural koordinatalar sistemasi

Koordinatalarni almashtirishning asosiy formulalari. Natural koordinatalar sistemasida harakat tenglamalari.

29-amaliy mashg'ulot. Atmosferada ajratish sirtlar.

Atmosferada ajratish sirtlari. Ajratish sirtlarining umumiy xossalari. Ajratish sirtlarida kinematik va dinamik shartlar. Stasionar ajratish sirtlarni qiyaligi.

30-amaliy mashg'ulot. Ufq tekisligiga nisbatan ajratish sirtining qiyaligi

Ajratish sirtlarni (frontlar) qiyaligiga izobaralar egriligi, ajratish sirtlarni tezligi va tezlanishini ta'siri. Stasionar ajratish sirti yaqinida shamol va bosim maydonlari. Ajratish sirti yaqinida turbulentslik va vertikal harakatlar.

Amaliy mashg'ulotlar multimedia qurilmalari bilan jihozlangan auditoriyada bir akademik guruhga bir professor-o'qituvchi tomonidan o'tkazilishi zarur. Mashg'ulotlar faol va interfaktiv usullar yordamida o'tilishi, mos ravishda munosib pedagogik va axborot texnologiyalar qo'llanilishi maqsadga muvofiq.

III.1. AMALIY MASHG'ULOT MAVZULARINING TAQSIMLANISHI

№	Mavzular	Soati
1	Dinamik meteorologiyaning fan sifatida shakllanishi	2
2	Atmosfera dinamikasining umumiy prinsiplari.	2
3	Atmosfera dinamikasining umumiy prinsiplari.	2
4	Atmosferada ta'sir etuvchi kuchlar.	2
5	Atmosferada ta'sir etuvchi kuchlar.	2
6	Atmosfera dinamikasining asosiy tenglamalari.	2
7	Atmosfera dinamikasining asosiy tenglamalari.	2
8	Atmosfera dinamikasi tenglamalarini soddalashtirish usullari.	2
9	O'xshashlik nazariyasi asoslari.	2
10	Atmosfera termodinamikasi asoslari	2
11	Adiabatik jarayonlar	2
12	Adiabatik jarayonlar	2
13	Yer sirti va atmosferaning issiqlik holati	2
14	Atmosferaning suv rejimi	2
15	Atmosfera bosim maydoni	2
	1-semestr bo'yicha ja'mi	30
16	Geopotensial va uning o'zgarishi	2

17	Atmosferda havo oqimlari	2
18	Atmosferda havo oqimlari	2
19	Atmosfera harakatlarining tasnifi.	2
20	Mutlaq va nisbiy geopotensial.	2
21	Erkin atmosfera dinamikasi	2
22	Geostrofik shamol.	2
23	Termik shamol.	2
24	Haroratning geostrofik adveksiyasi.	2
25	Nogeostrofik og'ishlar.	2
26	Gradiyent shamol.	2
27	Qasirg'a va chang bo'ronlar. Magnit bo'ronlari.	2
28	Natural koordinatalar sistemasi	2
29	Atmosferada ajratish sirtlar.	2
30	Ufq tekisligiga nisbatan ajratish sirtining qiyaligi	2
2-semestr bo'yicha ja'mi		30
Ja'mi		60

T/r	Haftalar	Dars mavzusi	Darsga kelishdan oldin o'rganish zarur bo'lgan materiallar	Fan topshiriqlari va bajarilish muddati
1	1 Hafta	1-amaliy mashg'ulot. Dinamik meteorologiyaning fan sifatida shakllanishi	Xolmatjanov B.M. Dinamik meteorologiya asoslari. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иклимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 7-10 audio material tayyor (Muddat: 2 amaliy n darsiga qadar)
2	2 Hafta	2-amaliy mashg'ulot. Atmosfera dinamikasining umumiy prinsiplari.	Xolmatjanov B.M. Dinamik meteorologiya asoslari. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иклимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 7-10 audio material tayyor (Muddat: 3 amaliy n darsiga qadar)
3	3 Hafta	3-amaliy mashg'ulot. Atmosfera dinamikasining umumiy prinsiplari.	Xolmatjanov B.M. Dinamik meteorologiya asoslari. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иклимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 5 ta tushungan va 5 ta tus atamalarini ro'yxatini (Muddat: 4 amaliy n darsiga qadar)
4	4 Hafta	4-amaliy mashg'ulot. Atmosferada ta'sir etuvchi kuchlar.	Xolmatjanov B.M. Dinamik meteorologiya asoslari. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иклимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 7 ta tushungan va 7 ta tus atamalarini ro'yxatini (Muddat: 5 amaliy n darsiga qadar)
5	5 Hafta	5-amaliy mashg'ulot. Atmosferada ta'sir etuvchi kuchlar.	Xolmatjanov B.M. Dinamik meteorologiya asoslari. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иклимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 7-10 audio material tayyor (Muddat: 6 amaliy n darsiga qadar)
6	6 Hafta	6-amaliy mashg'ulot. Atmosfera dinamikasining asosiy tenglamalari.	Xolmatjanov B.M. Dinamik meteorologiya asoslari. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иклимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 7-10 audio material tayyor (Muddat: 7 amaliy n darsiga qadar)
7	7 Hafta	7-amaliy mashg'ulot. Atmosfera dinamikasining asosiy tenglamalari.	Xolmatjanov B.M. Dinamik meteorologiya asoslari. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иклимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 7-10 audio material tayyor (Muddat: 8 amaliy n darsiga qadar)
8	8 Hafta	8-amaliy mashg'ulot.	Xolmatjanov B.M. Dinamik meteorologiya	Mavzu bo'yicha 3-5

		Atmosfera dinamikasi tenglamalarini soddalashtirish usullari.	асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Ҳ.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	audio material tayyorlash. <i>(Muddat: 9 amaliy mashg'ulot darsiga qadar)</i>	
9	9 Hafta	9-amaliy mashg'ulot. O'xshashlik nazariyasi asoslari.	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Ҳ.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 7-10 daqiqalik audio material tayyorlash. <i>(Muddat: 10 amaliy mashg'ulot darsiga qadar)</i>	
10	10 Hafta	10-amaliy mashg'ulot. Atmosfera termodinamikasi asoslari	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Ҳ.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 7-10 daqiqalik audio material tayyorlash. <i>(Muddat: 11 amaliy mashg'ulot darsiga qadar)</i>	
11	11 hafta	11-amaliy mashg'ulot. Adiabatik jarayonlar	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Ҳ.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 7-10 daqiqalik audio material tayyorlash. <i>(Muddat: 12 amaliy mashg'ulot darsiga qadar)</i>	
12	12 Hafta	12-amaliy mashg'ulot. Adiabatik jarayonlar	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Ҳ.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 7-10 daqiqalik audio material tayyorlash. <i>(Muddat: 13 amaliy mashg'ulot darsiga qadar)</i>	
13	13 Hafta	13-amaliy mashg'ulot. Yer sirti va atmosferaning issiqlik holati	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Ҳ.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 7-10 daqiqalik audio material tayyorlash. <i>(Muddat: 14 amaliy mashg'ulot darsiga qadar)</i>	
14	14 hafta	14-amaliy mashg'ulot. Atmosferaning suv rejimi	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Ҳ.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 7-10 daqiqalik audio material tayyorlash. <i>(Muddat: 15 amaliy mashg'ulot darsiga qadar)</i>	
15	15 Hafta	15-amaliy mashg'ulot. Atmosfera bosim maydoni	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Ҳ.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 7-10 daqiqalik audio material tayyorlash. <i>(Muddat: 15 amaliy mashg'ulot darsiga qadar)</i>	
2 semestr					
16	16 Hafta	16-amaliy mashg'ulot. Geopotensial va uning o'zgarishi	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Ҳ.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 7-10 daqiqalik audio material tayyorlash. <i>(Muddat: 2 amaliy mashg'ulot darsiga qadar)</i>	
17	17 Hafta	17-amaliy mashg'ulot. Atmosferda havo oqimlari	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Ҳ.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 7-10 daqiqalik audio material tayyorlash. <i>(Muddat: 3 amaliy mashg'ulot darsiga qadar)</i>	
18	18 Hafta	18-amaliy mashg'ulot. Atmosferda havo oqimlari	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Ҳ.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 5 ta eng yaxshi tushungan va 5 ta tushunmagan atamalarini ro'yxatini tuzish. <i>(Muddat: 4 amaliy mashg'ulot darsiga qadar)</i>	
19	19 Hafta	19-amaliy mashg'ulot. Atmosfera harakatlarining tasnifi.	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Ҳ.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 7 ta eng yaxshi tushungan va 7 ta tushunmagan atamalarini ro'yxatini tuzish. <i>(Muddat: 5 amaliy mashg'ulot darsiga qadar)</i>	
20	20 Hafta	20-amaliy mashg'ulot. Mutlaq va nisbiy geopotensial.	Холматжанов Б.М. Динамик метеорология асослари. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Ҳ.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иқлимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 7-10 daqiqalik audio material tayyorlash. <i>(Muddat: 6 amaliy mashg'ulot darsiga qadar)</i>	

21	21 Hafta	21-amaliy mashg'ulot. Erkin atmosfera dinamikasi	Xolmatjanov B.M. Dinamik meteorologiya asoslari. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иклимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 7-10 daqiqalik audio material tayyorlash. (Muddat: 7 amaliy mashg'ulot darsiga qadar)
22	22 Hafta	22-amaliy mashg'ulot. Geostrofik shamol.	Xolmatjanov B.M. Dinamik meteorologiya asoslari. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иклимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 7-10 daqiqalik audio material tayyorlash. (Muddat: 8 amaliy mashg'ulot darsiga qadar)
23	23 Hafta	23-amaliy mashg'ulot. Termik shamol.	Xolmatjanov B.M. Dinamik meteorologiya asoslari. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иклимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 3-5 daqiqalik audio material tayyorlash. (Muddat: 9 amaliy mashg'ulot darsiga qadar)
24	24 Hafta	24-amaliy mashg'ulot. Haroratning geostrofik adveksiyasi.	Xolmatjanov B.M. Dinamik meteorologiya asoslari. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иклимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 7-10 daqiqalik audio material tayyorlash. (Muddat: 10 amaliy mashg'ulot darsiga qadar)
25	25 Hafta	25-amaliy mashg'ulot. Nogeostrofik og'ishlar.	Xolmatjanov B.M. Dinamik meteorologiya asoslari. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иклимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 7-10 daqiqalik audio material tayyorlash. (Muddat: 11 amaliy mashg'ulot darsiga qadar)
26	26 Hafta	26-amaliy mashg'ulot. Gradiyent shamol.	Xolmatjanov B.M. Dinamik meteorologiya asoslari. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иклимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 7-10 daqiqalik audio material tayyorlash. (Muddat: 12 amaliy mashg'ulot darsiga qadar)
27	27 Hafta	27-amaliy mashg'ulot. Qasirg'a va chang bo'ronlar. Magnit bo'ronlari.	Xolmatjanov B.M. Dinamik meteorologiya asoslari. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иклимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 7-10 daqiqalik audio material tayyorlash. (Muddat: 13 amaliy mashg'ulot darsiga qadar)
28	28 Hafta	28-amaliy mashg'ulot. Natural koordinatalar sistemasi	Xolmatjanov B.M. Dinamik meteorologiya asoslari. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иклимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 7-10 daqiqalik audio material tayyorlash. (Muddat: 14 amaliy mashg'ulot darsiga qadar)
29	29 Hafta	29-amaliy mashg'ulot. Atmosferada ajratish sirtlar.	Xolmatjanov B.M. Dinamik meteorologiya asoslari. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иклимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 7-10 daqiqalik audio material tayyorlash. (Muddat: 15 amaliy mashg'ulot darsiga qadar)
30	30 Hafta	30-amaliy mashg'ulot. Ufq tekisligiga nisbatan ajratish sirtining qiyaligi	Xolmatjanov B.M. Dinamik meteorologiya asoslari. Ўқув қўлланма. Тошкент-2013. 75-бет Ю.В.Петров, Х.Т.Эгамбердиев, М.Алаутдинов, Б.М.Холматжанов. (2013). Метеорология ва иклимшунослик асослари., ўқув-услубий қўлланма 265-бет	Mavzu bo'yicha 7-10 daqiqalik audio material tayyorlash. (Muddat: 15 amaliy mashg'ulot darsiga qadar)

Amaliy mashg'ulotlar davomida talabadan:

- har bir amaliy mashg'ulotga qoldirmasdan qatnashish,
- darsga vaqtda yetib kelish,
- dars vaqtdan oldin barcha berilgan topshiriqlarni bajarish va o'qish,
- darsdagi muhokamalar va topshiriqlarda faol ishtirok etish,
- dars muloqotida guruhdoshlari va o'qituvchilariga nisbatan xushmuomala va hurmatda bo'lish kutiladi.

Agar talaba dars qoldirishiga to'g'ri kelsa, o'z vaziyatini yozma holda o'zi o'qiyotgan fakultet dekani yoki uning o'rinbosariga xabar beradi va fakultet dekani yoki uning o'rinbosari vaziyatni sababli deb topsagina talabaga yozma ruxsat beradi va qoldirilgan dars talaba davomati jurnaliga dekanat tomonidan

sababli deb kiritiladi. Ushbu ruxsatnoma nusxasini talaba fan o'qituvchiga darsni qoldirishdan oldin taqdim etishi kutiladi. Aks holda talaba sababsiz dars qoldirilgan deb hisoblaniladi va talaba davomati jurnaliga fan o'qituvchisi tomonidan darsga kelmaganligi qayd etiladi. **Talaba sababli yoki sababsiz dars qoldirishidan qat'iy nazar** qoldirilgan dars uchun tayinlangan o'quv materiallari va vazifalar bo'yicha **kamida 5 betlik** yozma (A4 format) javob qog'ozini keyingi dars boshlangunga qadar topshirishi va yangi dars boshida yozma hisobotni 2-3 minutlik himoya qilishi lozim (bunday holda hech qaysi talaba biror sabab tufayli, [masalan, kasalligi] mustasno emas). Eslatma: auditoriya dars soatini talaba sababli maksimum **8 soatgacha** qoldirish mumkin (Izoh: ushbu soatlar auditoriya dars soatiga nisbatan o'zgarishi mumkin).

Dars qoldirgan talaba uchun namunaviy savollar:

1. Siz dars mavzusi bo'yicha qanday yangi bilimlarni o'zlashtirdingiz (kamida 10 ta)
2. Mavzu doirasida avvaldan nimalarni bilardingiz va bu bilimlar mavzuni o'zlashtirishga qanday yordam berdi?
3. Mavzuni o'rganishda siz uchun qiyin va oson juhatlar nimada bo'ldi?
4. Kelgusida ushbu mavzu bo'yicha bilim va ko'nikmalarni qanday foydalanasiz? (Javob varag'ida har bir savol va uning javobi ko'rsatilsin).

Baholash mezon

Fan toshiriqlari	Foizi	Topshirish muddati
Darsga tayyor holda ishtirok etish, muhokama qilish va topshiriqlarini bajarish	15%	Har hafta
O'qituvchi yordamchisi	10%	2-3 hafta
Ovoz yozish	20%	4-14 hafta
Guruh bo'lib o'qish va hisobot berish/taqdimot prizintatsiya [Oraliq imtihon Mid-term]	25%	9-10 hafta
2 usulda aytib bering [Yakuniy-Final]	30%	15 hafta
Umumiy (Total)	100%	

Baholash uchun topshiriqlarning batafsil tavsiflari, takliflari va baholash kreterialari/rubrikalari

Topshiriq nomi: *Darsga tayyor holda ishtirok etish, muhokama qilish va topshiriqlarini bajarish – 10%*

Topshiriqning tasnifi: Siz **HAMMA** darslarda qatnashishingiz shart, chunki bu kurs muhim interaktiv komponentni o'z ichiga oladi. Siz turli kichik guruhlar, dars muhokamalari va fan topshiriqlarini bajarish faoliyati orqali

o'rganish tajribasida faol ishtirok etishingiz kutiladi. *Kundalik dars vazifalarini bajarish orqali har haftalik dars mavzulariga tayyorgarlik ko'rishingiz kerak bo'ladi.* Axborotni tahlil qilish va uni tengdoshlaringiz bilan muhokama qila olish sizning kasbiy rivojlanishingiz uchun ham muhimdir. *Shu maqsadda, bu baho nafaqat dars mashg'ulotlariga qatnashganingizga, balki har bir mavzu bo'yicha haftalik auditoriya muhokamalariga tayyorligingiz va mazmunli hissa qo'sha olishingizga bog'liq.*

Mantiq: Ushbu faoliyat talabada fanni o'rganishda qat'iylikni namoyon qilish, topshiriqlarni bajarishda mas'uliyatni his qilish, jamoada o'z xatti-harakatini nazorat qilish, dars jarayonida bilim, ko'nikma va malakalarini ko'rsatib bera olish, tartibli va mulohazali bo'lishga undaydi.

Talaba ushbu me'zon yordamida baholanadi:

Standartlarga javob beradi yoki oshib ketadi 12-15 ball	Standartlarga qisman javob beradi 8-11 ball	Standartga harakat qildi 0-7 ball
Fanni o'rganishda, intilishda qat'iylikni doimiy ravishda namoyish etadi; o'zining hulqi /ishtiroki darajasini nazorat qiladi;	Fanni o'rganishda, intilishda qat'iylikni ko'p hollarda namoyish etadi; ba'zan o'zining hulqi /ishtiroki darajasini nazorat qilolmaydi;	Vaqtivaqti bilan fanni o'rganishda, intilishda qat'iyatlikni namoyon qiladi va hulqi/ishtirokini kamdan-kam hollarda nazorat qiladi.
Juftlik, guruh va butun guruh ishi davomida fanga doir atama va tushunchalardan (70-100%) doimiy ravishda foydalanadi.	Juftlik, guruh va butun sinfdagi ishlash jarayonida tez tez fanga doir atama va tushunchalardan (40-60%) foydalanadi.	Ko'pincha juftlik, guruh va butun guruh ishi davomida fanga doir atama va tushunchalardan foydalanmaydi (10-30%)
Har doim dars jarayoniga ixtiyoriy ravishda ishtirok etadi; savollarga tez-tez javob beradi; mulohazali nuqtai nazarga hissa qo'shadi.	Ko'pincha dars jarayoniga o'z xohishi bilan ishtirok etadi; vaqtivaqti bilan savollarga javob beradi; vaqtivaqti bilan fikr almashadi	Kamdan-kam hollarda dars jarayoniga ixtiyoriy ravishda ishtirok etadi; kamdan-kam hollarda savollarga javob bera oladi; nuqtai nazarini kamdan-kam baham ko'radi.
Dars davomida har doim to'g'ri harakat qiladi; darsga har doim hozir bo'ladi; kech qolmaydi yoki darsni sababsiz qoldirmaydi	Ko'pincha dars davomida to'g'ri harakat qiladi; ba'zan darsga kech qoladi; kam hollarda sababsiz dars qoldiradi	Auditoriyada chalg'uvchi yoki chalg'ituvchi xatti-harakatlar qiladi (masalan telefondan maqsadsiz foydalanish); ko'p hollarda darsga kech qoladi; ba'zan sababsiz dars qoldiradi
Har doim darsga tayyorlanish orqali	Darsga umumiy tayyorlangan;	Ko'p hollarda darsga tayyor emas; kamdan-kam

o'rganishga bo'lgan sadoqatini namoyon etadi; har doim kundalik vazifalar o'z vaqtida bajaradi.	Ko'pincha kundalik vazifalar o'z vaqtida bajaradi.	hollarda kundalik vazifalar o'z vaqtida bajaradi, bir necha topshiriqlar belgilangan muddatdan keyin topshirilgan
---	--	---

Topshiriq nomi: O'qituvchi yordamchisi (*Teacher assistant*) - 10%

Topshiriq tasnifi: Ushbu topshiriqni bajarish uchun talabaga individual holda oldindan (kamida 1 hafta oldin) berilgan mavzu yuzasidan **semestr davomida 1 marta** guruh talabalari uchun dars taqdimoti qilishi so'raladi. Dars taqdimoti uchun tavsiya qilingan asosiy material hamda talaba tomonidan mustaqil ravishda izlanib tanlangan qo'shimcha materiallardan foydalanish ko'zda tutilgan. Taqdimot uchun yordamchi o'qituvchi talaba 15-20 minut vaqtda o'ziga berilgan mavzuning asosiy tushunchalarini chuqur, izchil va oson usulda interaktiv metodlarda (o'yin topshiriqlar, baxsli muhokama, texnologiya ishtirokida topshiriqlar bilan) tinglovchilar uchun tushuntirib berishlari kerak.

Mantiq. Ushbu faoliyat talabada mustaqil ravishda berilgan mavzuni o'rganishda ma'lumotlar to'plash, tahlil qilish va taqimot qilish ko'nikmalarini shakllantiradi. Zarur ma'lumotlarni qisqa, tushunarli va oson ifodalashda texnologiya vositalaridan foydalanish ko'nikmasini shakllantiradi va rivojlantiradi. Yangi bilimlarni o'zlashtirishda mas'uliyatni o'z bo'yniga olish, qat'iylikni namoyish qilishga undaydi.

Talaba ushbu me'zon yordamida baholanadi:

	8-10	6-7	0-5
Berilgan vaqtga amal qilish	Berilgan vaqtga to'liq amal qilindi (5+-) vaqtdan umumli foydalanildi	Berilgan vaqtdan 10+-minut ko'p/kam vaqt ishlatildi	Berilgan vaqtdan 15 +-min ko'p/kam ishlatildi
Mavzuning to'liq tushuntirishi	Talaba topshirilgan matnlarni to'liq o'qib chiqdi. Berilgan mavzu uchun tayyorlangan slayd/ poster juda sifatli, malumotlar to'liq joylangan.	Talaba berilgan matnlarni o'qidi, lekin faqat cheklangan ma'lumotlarni almashishi mumkin, tayyorlangan slayd/ posterda malumotlar to'liq joylanmagan	Talaba matnlarni o'qib chiqdi, lekin hech qanday asosiy tushuncha yoki tamoyillarni baham ko'ra olmaydi, tayyorlangan slayd/ poster sifatli emas, asosiy ma'lumotlar joylanmagan

Tinglovchilarni jalb qilish	Mavzuga doir bir necha qiziqarli topshiriqlar (muhokama, savol-javob, o'yinlar) bajarildi, hamma talabalar bilan ishlendi, tinglovchilar taqdimotni diqqat bilan tingladi	Mavzuga doir topshiriqlar (muhokama, savol-javob, o'yinlar) bajarilmadi, bir necha tinglovchilar taqdimotni diqqat bilan tinglamadi	Mavzuga doir topshiriqlar (muhokama, savol-javob, o'yinlar) bajarilmadi, ko'plab tinglovchilar taqdimotni diqqat bilan tinglamadi
------------------------------------	---	---	---

Topshiriq nomi: Ovoz yozish - 20 %

Topshiriq tasnifi: Ushbu topshiriqni bajarish uchun talabaga individual holda sementr davomida haftalik dars mashg'ulotidan avval (kamida 1 hafta oldin) berilgan amaliy mashg'ulot topshiriqlarini bajaradi, ushbu audioni ovozli matn shaklida yozib (MP3 shaklida) maxsus vazifalar uchun telegram kanaliga, yozma variantini (PDF, Word shaklida) hemis dasturining topshiriqlar qismiga belgilangan muddatgacha yuklaydi.

Mantiq: Talabaning fanga doir atama va bilimalari mustahkamlanadi, nutqi ravon bo'lishi va fan bo'yicha til ko'nikmalari amaliyotda o'rganishiga turtki beradi.

Talaba ushbu me'zon yordamida baholanadi:

	16-20	11-15	0-10
Talaffuzning asl variantga o'xshashligi	Talabaning talaffuzi asl variantga juda yaqin, talaffuz xatoliklari deyarli yo'q (90-100%)	Talabaning talaffuzi asl variantga yaqin, talaffuzda ba'zan xatoliklar bor (70-80%)	Talabaning talaffuzi asl variantga yaqin emas, talaffuzda bir necha xatoliklar bor (30-60%)
Audioning sifati	Audio sifatli yozilgan, chalg'ituvchi tovushlar yo'q	Audio sifatli yozilgan, ba'zi chalg'ituvchi tovushlar bor	Audio sifatli yozilmagan, chalg'ituvchi tovushlar bor
Talaffuzning tabiiyligi	Talabaning talaffuzidagi tabiiyligi asl variantga juda yaqin	Talabaning talaffuzidagi tabiiyligi asl variantga yaqin, kam xatolar uchraydi	Talabaning talaffuzidagi tabiiyligi asl variantga yaqin emas, bir necha xatolar uchraydi

Topshiriq nomi: Guruh bo'lib o'qish va hisobot berish/namoyish prizintatsiya (Oraliq imtihon-Mid-term exam) -25%

Topshiriqning tasnifi: Ushbu topshiriq uchun siz tengdoshlarga o'rgatish uchun belgilangan o'qishlaringizni bajarishingiz kerak. Siz ushbu matnlarning mazmunini guruhdoshlaringizga tushuntirasiz va namoyish/prizintatsiya so'ngida mavzuni butun guruh bilan muhokama qilasiz. Namoyish vaqti 25 daqiqa va gururh muhokamasi uchun savol javob o'tkazish uchun 10 daqiqa beriladi. Muvaffaqiyatga erishish uchun siz diqqat bilan o'qishingiz, eslatma olishingiz kerak. Keyin, siz bir xil matnni o'qigan tengdoshlaringiz bilan uni chuqur muhokama qilib, eng muhim ma'lumotni tanlash uchun belgilangan kichik guruhda hamkorlikda ishlaysiz. Ushbu topshiriq davomida siz boshqa jamoa o'z ma'lumotlarini taqdim etganda faol tinglashingiz kerak bo'ladi.

Prezintatsiya tartibi va hisobot berishi: Talabalar ma'lum matnlarni o'qiydigan bir nechta guruhlariga birlashtiriladi. Guruh a'zolarining har biri darsga tayyorgarlik ko'rish uchun kerakli ma'lumotlarni yig'ib, kichik guruhlarda (3-5 talaba) boshqalarga taqdim etadigan asosiy mavzular haqida birgalikda qaror qabul qilishadi. Ular o'qish tamoyillari va ma'lumotlarini hamma bilishi kerak bo'lgan muhim ma'lumotlarga aylantiradigan oddiy grafik yaratadilar. Talabalar o'qish va ma'lumot to'plashda tafsilotlarga e'tibor berishlari, suhbatga qo'shgan hissalari va muhokamada boshqalarning fikrlarini faol tinglashlari uchun baholanadi

Mantiq: Bu faoliyat sizni jamoa bo'lib bir maqsad sari ishlash (team working), mas'uliyatni olish va mustaqil qaror chiqarish qobiliyatingiz shuningdek sizning namoyish qilish/prezintatsiya qilish qobiliyatingizni yaxshilash uchun asosiy ma'lumotlarni to'plash, muhokama qilish va tinglash uchun kelajakka tayyorlash uchun mo'ljallangan. Bundan tashqari, u sizga mavzu bilan notanish bo'lishi mumkin bo'lgan auditoriyaga ma'lumot berish amaliyotini taqdim etadi.

Eslatma! Kichik guruhdagi barcha talabalar uchun maksimal 15 balldan 0 ballgacha bo'lgan faqat bitta baho qo'yiladi, ya'ni guruh taqdimot/prezintatsiyasi uchun qo'yiladigan yagona baho har bir guruh azosiga tegishli bo'ladi. Shuning uchun gururhdagi har bir talaba teng mas'uliyat bilan ishlashi lozim.

Siz ushbu me'zon yordamida baholanasiz:

	5	3-4	1-2
Berilgan vaqtga amal qilish	Berilgan vaqtga to'liq amal qilindi (5+-) vaqtdan umumli foydalanildi	Berilgan vaqtdan 6-10 minut ko'p/kam vaqt ishlatildi	Berilgan vaqtdan min ko'p/kam is
Mavzuning to'liq tushuntirishi	Talaba topshirilgan matnlarni o'qib chiqdi. Berilgan mavzu chuqur, to'liq va oson tushuntirildi	Talaba berilgan matnlarni o'qidi, lekin faqat cheklangan ma'lumotlarni	Talaba matnlarni chiqdi, lekin hec qanday asosiy tu yoki tamoyillarn ko'ra olmaydi

		almashishi mumkin.		
O'rin almashib, teng miqdorda gapirish	Barcha guruh azolari teng miqdorda gapirdi, har bir gapiruvchiga vaqt teng taqsimlangan	Barcha guruh azolaridan 1 talaba teng miqdorda gapirmadi	Barcha guruh azolaridan 2ta talaba teng miqdorda gapirmadi	
Mavzu uchun sifatli slayd va poster/grafik	Mavzu uchun tayyorlangan slayd/ poster juda sifatli, malumotlar to'liq joylangan	Mavzu uchun tayyorlangan slayd/ posterda kamchiliklar bor, malumotlar to'liq joylanmagan	Mavzu uchun tayyorlangan slayd/ poster sifatli emas, asosiy ma'lumotlar joylanmagan	
Tinglovchilarni jalb qilish	Mavzuga doir bir necha qiziqarli topshiriqlar (muhokama, savol- javob, o'yinlar) bajarildi, hamma talabalar bilan ishlandi, tinglovchilar taqdimotni diqqat bilan tingladi	Mavzuga doir topshiriqlar bajarilmadi, hamma talabalar bilan ishlandi, bir necha tinglovchilar taqdimotni diqqat bilan tinglamadi	Mavzuga doir topshiriqlar bajarilmadi, hamma talabalar bilan ishlanilmadi, bir necha tinglovchilar taqdimotni diqqat bilan tinglamadi	
<p>Topshiriq nomi: 2 usulda Individual taqdimot -15% (Yakuniy imtixon-Final exam) 30 %</p> <p>Topshiriqning tasnifi: Ushbu topshiriq uchun kurs davomida o'rganilgan bilimlarni namoyish qilish maqsadida ikkita mahsulot yaratishingiz kerak: (1) bitta PowerPoint slayd yoki grafik yordamida tayyorlangan hisobot va (2) 10-15 daqiqalik nutq. Yaxshi ishlab chiqilgan slayd/grafik (mind mapping tools, masalan: coogl.it; buble.us) yordamida siz 10-15 daqiqa davomida taqdimotda keltirilgan asosiy ma'lumotlarni gapirasiz. Taqdimotda talaba quyidagi savolarga javob berishi ko'zda tutiladi:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Ushbu kursda fanning mazmuni va o'rganilgan bilimlar nima edi (Bilimlar kaslter usulida har bir dars mavzulari uchun 1 ta grafik shaklida taqdim etilishi va og'zaki himoya qilinishi kerak)? 2. Ushbu fan sizning mutaxassislik fanlarini o'rganish tamoyillari haqidagi tushunchangizni qanday o'zgartirdi? 3. Kelgusida ushbu kurs bo'yicha bilim va ko'nikmalarni qanday foydalanasiz? <p>Mantiq: Ushbu topshiriq (1) sintez va integratsiya ko'nikmalarini rivojlantirish, nazariya va/yoki tadqiqotni kundalik amaliyotingizga kiritish va (2) taqdimot ko'nikmalarini rivojlantirish, asosiy ma'lumotlarni aniqlash va uni mantiqiy ravishda taqdim etish uchun mo'ljallangan.</p> <p>Siz ushbu me'zon yordamida baholanasiz:</p>				

	A'lo (26-30)	Yaxshi (20-25)	Qoniqarli (16-19)
Content	Talaba savollarga javob berdi, asosiy ma'lumotlarni muvaffaqiyatli tushuntirdi va ularni kurs va o'z tajribalari bilan bog'ladi. Talaba asosiy ma'lumotlarni grafik tarzda tartibga solish uchun vizual tasvirdan yaxshi foydalangan va grafik malumotlar talaba tomonidan puxta egallangan.	Talaba savollarga javob berdi, asosiy ma'lumotlarni muvaffaqiyatli tushuntirdi va ularni kurs va o'z tajribalari bilan bog'ladi. Talaba asosiy ma'lumotlarni vizual tasvirdan yaxshi foydalanmagan va ba'zi grafik malumotlar talaba tomonidan puxta egallanilmagan.	Talaba kursdagi bir necha mavzular kalit ma'lumotlarni grafik tarzda tartibga solmagan, grafik tasvirdan yaxshi foydalanilmagan va grafik malumotlar talaba tomonidan puxta egallanilmagan.
Grafiklar sifati	Talaba savollarga javob berdi, asosiy ma'lumotlarni muvaffaqiyatli tushuntirdi va ularni kurs va o'z tajribalari bilan bog'ladi. Talaba asosiy ma'lumotlarni grafik tarzda tartibga solish uchun vizual tasvirdan yaxshi foydalangan.	Mantiqiy tartibga solishga yordam bermagan chalkash vizual namoyish.	Vizual axborotni tartibga solishda yordam beradigan visual taqdimot yo'q

IV. MUSTAQIL TA'LIM VA MUSTAQIL ISHLAR

IV.1. Mustaqil ta'limni tashkil etishning maqsad va vazifalari

Talabalarining mustaqil ta'limni tashkil etishdan asosiy **maqsad** fan (modul) bo'yicha o'zlashtirilgan bilimlarni mustahkamlash, boyitish, amaliy ko'nikma va malakalarni takomillashtirish, axborot bilan ishlash, o'z-o'zini rivojlantirish, kognitiv, kreativ, hamkorlikda ishlash kompetentsiyalarini shakllantirishdan iboratdir.

Talabalarining mustaqil ta'limni tashkil etish quyidagi **vazifalarni** muvaffaqiyatli hal etishga xizmat qilishi lozim:

talabalarda o'z-o'zini rivojlantirish, mustaqil bilim olish va innovatsion faoliyatni shakllantirishga imkon beruvchi kompetentsiyalarni egallash maqsadi bilan bog'liqlikda mustaqil o'quv faoliyatini amalga oshirish;

bilim, ko'nikma va malakalarni mustaqil egallash, muammoni shakllantira olish va uni hal etishning maqbul yo'larini izlab topishga qobiliyatli kreativ shaxsni tarbiyalash;

talabalarda o'quv dasturini o'zlashtirishga doir motivatsiyani hosil qilish;

ta'lim oluvchilarda bilim olishga doir mas'uliyatni oshirish;
talabalarda umummadaniy va kasbiy kompetentsiyalarni rivojlantirishga imkon berish;

ta'lim oluvchilarda mustaqil bilim olish, o'z-o'zini boshqarish va o'z- o'zini rivojlantirishga qobiliyatlikni shakllantirish uchun sharoit yaratish.

IV.2. Mustaqil ta'lim uchun tavsiya etiladigan mavzular:

1. Suyuqliklar harakatini o'rganish usullari: Lagranj usuli, Eyler usuli.
2. Meteorologik maydonlarning asosiy differensial xarakteristikalar.
3. Issiqlik oqimi tenglamasining turli shakllarini keltirib chiqarish.
4. O'z o'qi atrofida aylanayotgan Yer kurrasining harakat tenglamalari.
5. Atmosfera dinamikasi tenglamalari xadlarini baholash.
6. Atmosferaning turg'unligini qatlam usuli yordamida aniqlash.
7. Geostrofik shamolning sharoitida vertikal tezlik.
8. Siklon va antisiklonlarda shamolni balandlik bo'yicha o'zgarishi.
9. Haqiqiy shamolning geostrofik shamoldan chetlanishining vertikal harakatlarga ta'siri.
10. Frontlarning tezligi va tezlanishi.
11. Ajratish sirti yaqinida turbulentslik va vertikal harakatlar.
12. Barometrik formulalarning amaliy qo'llanilishi.
13. Havo haroratining yillararo o'zgarishi.
14. Atmosferada suv bug'ining kondensatsiya va sublimatsiyasi shartlari.
15. Tumanlar shakllanishining fizik-meteorologik sharoitlari, ularning tasnifi.
16. Bulutlar hosil bo'lishining fizik-meteorologik sharoitlari.
17. Bulutlarning sutkalik va yillik o'zgarishi.
18. Quyosh energiyasining atmosfera va yer sirtidagi o'zgarishlari.
19. Yer sirti va atmosferaning issiqlik balansi.
20. Atmosferada ta'sir etuvchi asosiy kuchlar
21. Turbulent atmosfera uchun harakat tenglamalari
22. Oqim chiziqlari va traekrotiyalar
23. Atmosferaning chegaraviy qatlamida ishqalanishning shamol tezligi va yo'nalishiga ta'siri
24. Mahalliy sirkulyasiyalar
25. Qasirga va changli bo'ronlar
26. Magnit bo'ronlari.

IV.3. Mustaqil o'zlashtiriladigan mavzular bo'yicha talabalar tomonidan dolzarb mavzu bo'yicha ma'ruzalar tayyorlash, kurs ishi yozish, konspekt yozish, glossariy tuzish, individual va jamoaviy o'quv loyihasi tuzish, keystopshiriqlarini bajarish, mavzuli portfoliolar tuzish, axborot-tahliliy materiallar bilan ishlash, manbalar bilan ishlash, infografika tuzish, chizma-tasviriy modellar (intellekt-kart, freym, mantiqiy graf va h.k.) yaratish, multimediali taqdimotlar yaratish, darslarning metodik ishlanmalarini tayyorlash, darsdan

tashqari mashg'ulot ishlanmalarini tayyorlash va uni taqdimot qilish talab etiladi.

IV.4. Mustaqil o'qib-o'rganish va mustaqil ish topshiriqlarini bajarishda talabalar quyidagi vazifa va majburiyatlarni amalga oshirishi lozim:

- fan (modul)lar bo'yicha mustaqil o'qib-o'rganish uchun tavsiya etilgan mavzularni to'liq o'zlashtirishi va mustaqil ish topshiriqlarini belgilangan muddatlarda sifatli tarzda taqdim etishi;

- mustaqil ish topshiriqlarini bajarishda plagiat (ko'chirmakashlik)ga yo'l qo'ymasligi;

- mustaqil ish topshiriqlarini bajarishga kreativ yondashishi, mustaqil, tanqidiy va innovatsion fikrlash, axborotlar bilan ishlash kompetentligiga ega bo'lishi, o'z-o'zini rivojlantirishga intilishi;

- kichik guruhlarda hamkorlikdagi mustaqil ish topshiriqlarini bajarishda jamoaning umumiy maqsadiga mos harakat qilishi, o'ziga yuklatilgan vazifalarni o'z vaqtida bajarishi, jamoada ishlay olish kompetentsiyasini o'zlashtirishi.

Mustaqil ishga qo'yilgan baho (ballar) bo'yicha e'tirozlar bo'lgan taqdirda, talaba belgilangan muddat tugaganidan keyin 24 (yigirma to'rt) soat (1 sutka) davomida dekanat (registrator ofis)ga elektron platforma orqali ariza bilan murojaat qilishi mumkin

IV.5. Mustaqil ta'lim mavzularini taqsimlanishi

№	Mustaqil ta'lim mavzulari	Soati
1	Suyuqliklar harakatini o'rganish usullari: Lagranj usuli, Eyler usuli.	8
2	Meteorologik maydonlarning asosiy differensial xarakteristikalar.	8
3	Issiqlik oqimi tenglamasining turli shakllarini keltirib chiqarish.	8
4	O'z o'qi atrofida aylanayotgan Yer kurrasining harakat tenglamalari.	8
5	Atmosfera dinamikasi tenglamalari xadlarini baholash.	8
6	Atmosferaning turg'unligini qatlam usuli yordamida aniqlash.	8
7	Geostrofik shamolning sharoitida vertikal tezlik.	8
8	Siklon va antisiklonlarda shamolni balandlik bo'yicha o'zgarishi.	8
9	Haqiqiy shamolning geostrofik shamoldan chetlanishining vertikal harakatlarga ta'siri.	8
10	Frontlarning tezligi va tezlanishi.	8
11	Ajratish sirti yaqinida turbulentslik va vertikal harakatlar.	8
12	Barometrik formulalarning amaliy qo'llanilishi.	8
13	Havo haroratining yillararo o'zgarishi.	8
14	Atmosferada suv bug'ining kondensatsiya va sublimatsiyasi shartlari.	8
15	Tumanlar shakllanishining fizik-meteorologik sharoitlari, ularning tasnifi.	8

		1-semestr ja'mi	120
	16	Bulutlar hosil bo'lishining fizik-meteorologik sharoitlari.	5
	17	Bulutlarning sutkalik va yillik o'zgarishi.	5
	18	Quyosh energiyasining atmosfera va yer sirtidagi o'zgarishlari.	5
	19	Yer sirti va atmosferaning issiqlik balansi.	6
	20	Atmosferada ta'sir etuvchi asosiy kuchlar	6
	21	Turulent atmosfera uchun harakat teglamalari	5
	22	Oqim chiziqlari va traekrotiyalar	5
	23	Atmosferaning chegaraviy qatlamida ishqalanishning shamol tezligi va yo'nalishiga ta'siri	5
	24	Mahalliy sirkulyasiyalar	6
	25	Qasirg'a va changli bo'ronlar	6
	26	Magnit bo'ronlari.	6
		2-semestr ja'mi	60
		Ja'mi	180
3.	VI. TA'LIM TEXNOLOGIYALARI VA METODLARI:		
	<ul style="list-style-type: none"> • ma'ruzalar; • interfaol keys-stadilar; • seminarlar (mantiqiy fiklash, tezkor savol-javoblar); • guruhlarda ishlash; • taqdimotlarni qilish; • jamoa bo'lib ishlash va himoya qilish uchun loyihalar. 		
4.	VII. KREDITLARNI OLISH UCHUN TALABLAR:		
	<p>Talaba ushbu fan bo'yicha belgilangan miqdordagi kreditlarni (6 kredit) qo'lga kiritish uchun semestr davomida 180 soatlik o'qish yuklamasini bajarishi kerak bo'ladi. Shundan 60 soat auditoriya mashg'uloti (dars vaqti), 120 soat mustaqil ta'lim (uyda va kutubxonada mustaqil o'qish) soati hisoblanadi. 1 kredit uchun belgilangan 30 soatlik o'qish yuklamasi bu fanni o'rganish uchun sarflanadigan jami harakatlar jamlanmasi bo'lib, unga nafaqat dars vaqti, balki talabanning fanni o'rganish uchun uyda va kutubxonada sarflagan vaqti, imtihonlar vaqti, umuman olganda talaba ushbu fanni o'zlashtirish uchun sarflagan barcha tizimli harakatlari vaqtini qamrab oladi.</p> <p>Agar talaba o'rganayotgan fanning o'zlashtirish ko'rsatgichi 60% (3.00 baho) dan past bo'lgan taqdirda, fan uchun ajratilgan kreditlar miqdorini to'plamaganligi sababli akademik qarzdor talaba hisoblanadi. Shuningdek, bir fanga ajratilgan auditoriya soatining 25 foizini va undan ortiq soatni sababsiz qoldirgan talaba ushbu fandan chetlashtirilib, yakuniy nazoratga kiritilmaydi hamda mazkur fan bo'yicha tegishli kreditlarni o'zlashtirmagan hisoblanadi. Yakuniy nazorat turiga kiritilmagan yoki kirmagan, shuningdek, ushbu nazorat turi bo'yicha qoniqarsiz baho olgan talaba akademik qarzdor hisoblanadi.</p> <p>Akademik qarzdor talabalar ta'til vaqtida yoki keyingi semestrlar mobaynida tegishli fanlardan o'zlashtirilmagan kreditlar miqdoriga mos ravishda bazaviy to'lov-kontrakt miqdoridan kelib chiqqan holda to'lovni amalga oshirgandan so'ng</p>		

o‘zlashtirilmagan fanlarni o‘z hisobidan qayta o‘qish huquqiga ega bo‘ladi. (Asos: O‘zbekiston Respublikasi Vazirlar Mahkamasining 2020-yil 31-dekabrda 824-sonli “Oliy ta’lim muassasalarida ta’lim jarayonini tashkil etish bilan bog‘liq tizimni takomillashtirish chora-tadbirlari to‘g‘risidagi” qarori)

Talabalar bilimlari quyidagi jadval asosida o‘lchaniladi (Asos: Oliy ta’lim muassasalarida talabalar bilimni nazorat qilish va baholash tizimi to‘g‘risidagi [nizomga](#) ILOVA)

1-jadval

Baholashni 5 baholik shkaladan 100 ballik shkalaga o‘tkazish

JADVALI

5 baholik shkala	100 ballik shkala	5 baholik shkala	100 ballik shkala	5 baholik shkala	100 ballik shkala
5,00 — 4,96	100	4,30 — 4,26	86	3,60 — 3,56	72
4,95 — 4,91	99	4,25 — 4,21	85	3,55 — 3,51	71
4,90 — 4,86	98	4,20 — 4,16	84	3,50 — 3,46	70
4,85 — 4,81	97	4,15 — 4,11	83	3,45 — 3,41	69
4,80 — 4,76	96	4,10 — 4,06	82	3,40 — 3,36	68
4,75 — 4,71	95	4,05 — 4,01	81	3,35 — 3,31	67
4,70 — 4,66	94	4,00 — 3,96	80	3,30 — 3,26	66
4,65 — 4,61	93	3,95 — 3,91	79	3,25 — 3,21	65
4,60 — 4,56	92	3,90 — 3,86	78	3,20 — 3,16	64
4,55 — 4,51	91	3,85 — 3,81	77	3,15 — 3,11	63
4,50 — 4,46	90	3,80 — 3,76	76	3,10 — 3,06	62
4,45 — 4,41	89	3,75 — 3,71	75	3,05 — 3,01	61
4,40 — 4,36	88	3,70 — 3,66	74	3,00	60
4,35 — 4,31	87	3,65 — 3,61	73	3,0 dan kam	60 dan kam

2-jadval

Oliy ta’limda talabalar o‘zlashtirishini baholash tizimlarini qiyosiy taqqoslash

JADVALI

Taklif etilayotgan O‘zbekiston tizimi	Rossiy a tizimi (MDU) *	Yevropa kredit transfer tizimi (ECTS — European Credit Transfer System)	Amerika tizimi (A- F)	Britaniy a tizimi (%)	Yaponiy a tizimi (%)	Koreya tizimi (%)	O‘zbek iston tizimi (%)
“5”	“5”	“A”	“A+”	70 - 100	80 - 100	90 - 100	90 - 100
			“A”				
			“A-”				
“4”	“4”	“B”	“B+”	60 - 64	70 - 79	80 - 89	70 - 89,9
			“B”				
			“B-”				
“3”	“3”	“E”	“C+”	40 - 44	60 - 69	70 - 79	60 - 69,9
			“C”				
			“C-”				
			“D+”				
			“D”				
			“D-”				

	“2”	“2”	“FX”	“F”	0 - 39	0 - 59	0 - 59	0 - 59,9
	<p>Fanga ajratilgan kreditlar talabalarga har bir semestr bo'yicha nazorat turlaridan ijobiy natijalarga erishilgan taqdirda taqdim etiladi.</p> <p>Fan bo'yicha talabalar bilimini baholashda oraliq (ON) va yakuniy (YaN) nazorat turlari qo'llaniladi. Nazorat turlari bo'yicha baholash: 5 – “a'lo”, 4 – “yaxshi”, 3 – “qoniqarli”, 2 – “qoniqarsiz” baho mezonlarida amalga oshiriladi.</p> <p>Oraliq nazorat o'quv semestrda bir marta yozma ish shaklida o'tkaziladi.</p> <p>Talabalar semestr davomida fanga ajratilgan amaliy (seminar) mashg'ulotlarda muntazam, har bir mavzu bo'yicha baholanib boriladi va o'rtachalanadi. Bunda talabaning amaliy (seminar) mashg'ulot hamda mustaqil ta'lim topshiriqlarini o'z vaqtida, to'laqonli bajarganligi, mashg'ulotlardagi faolligi inobatga olinadi.</p> <p>Shuningdek, amaliy (seminar) mashg'ulot va mustaqil ta'lim topshiriqlari bo'yicha olgan baholari oraliq nazorat turi bo'yicha baholashda inobatga olinadi. Bunda har bir oraliq nazorat turi davrida olingan baholar o'rtachasi oraliq nazorat turidan olingan baho bilan qayta o'rtachalanadi.</p> <p>O'tkazilgan oraliq nazoratlardan olingan baho oraliq nazorat natijasi sifatida qaydnomaga rasmiylashtiriladi.</p> <p>Yakuniy nazorat turi semestr yakunida tasdiqlangan grafik bo'yicha yozma ish shaklida o'tkaziladi.</p> <p>Oraliq (ON) va yakuniy (YaN) nazorat turlarida:</p> <p>Talaba mustaqil xulosa va qaror qabul qiladi, ijodiy fikrlay oladi, mustaqil mushohada yuritadi, olgan bilimini amalda qo'llay oladi, fanning (mavzuning) mohiyatini tushunadi, biladi, ifodalay oladi, aytib beradi hamda fan (mavzu) bo'yicha tasavvurga ega deb topilganda – 5 (a'lo) baho;</p> <p>Talaba mustaqil mushohada yuritadi, olgan bilimini amalda qo'llay oladi, fanning (mavzuning) mohiyatini tushunadi, biladi, ifodalay oladi, aytib beradi hamda fan (mavzu) bo'yicha tasavvurga ega deb topilganda – 4 (yaxshi) baho;</p> <p>Talaba olgan bilimini amalda qo'llay oladi, fanning (mavzuning) mohiyatini tushunadi, biladi, ifodalay oladi, aytib beradi hamda fan (mavzu) bo'yicha tasavvurga ega deb topilganda – 3 (qoniqarli) baho;</p> <p>Talaba fan dasturini o'zlashtirmagan, fanning (mavzuning) mohiyatini tushunmaydi hamda fan (mavzu) bo'yicha tasavvurga ega emas, deb topilganda – 2 (qoniqarsiz) baho bilan baholanadi.</p>							
6.	<p style="text-align: center;">ASOSIY ADABIYOTLAR:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Kshudiram Saha. The Earth's Atmosphere: Its Physics and Dynamics. Part II. Berlin, Springer, 2008. – 367 p. 2. Alautdinov M., Fatxullayeva Z.N., Xolmatjonov B.M. Dinamik meteorologiya (o'quv qo'llanma). Toshkent, O'zMU, 2008. 3. Фатхуллаева З.Н., Холматжонов Б.М. Динамическая метеорология, (конспект лекций). Ташкент, НУУз, 2001. 4. Alautdinov M. Dinamik meteorologiya bo'yicha masalalar to'plami. Toshkent, O'zMU, 2006. <p style="text-align: center;">QO'SHIMCHA ADABIYOTLAR</p>							

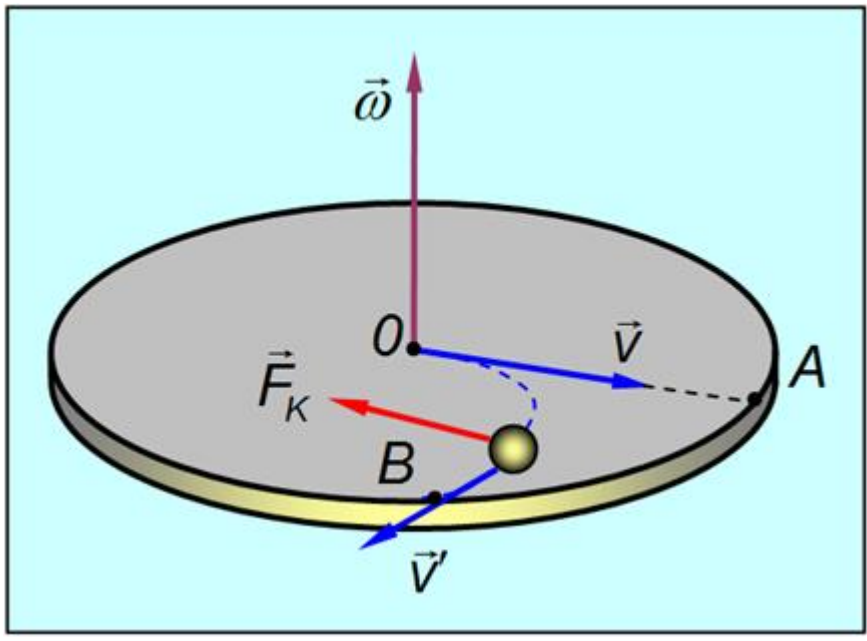
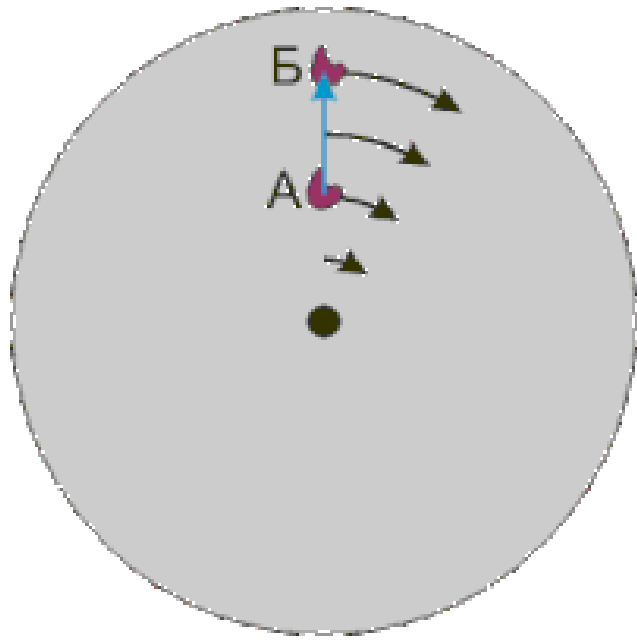
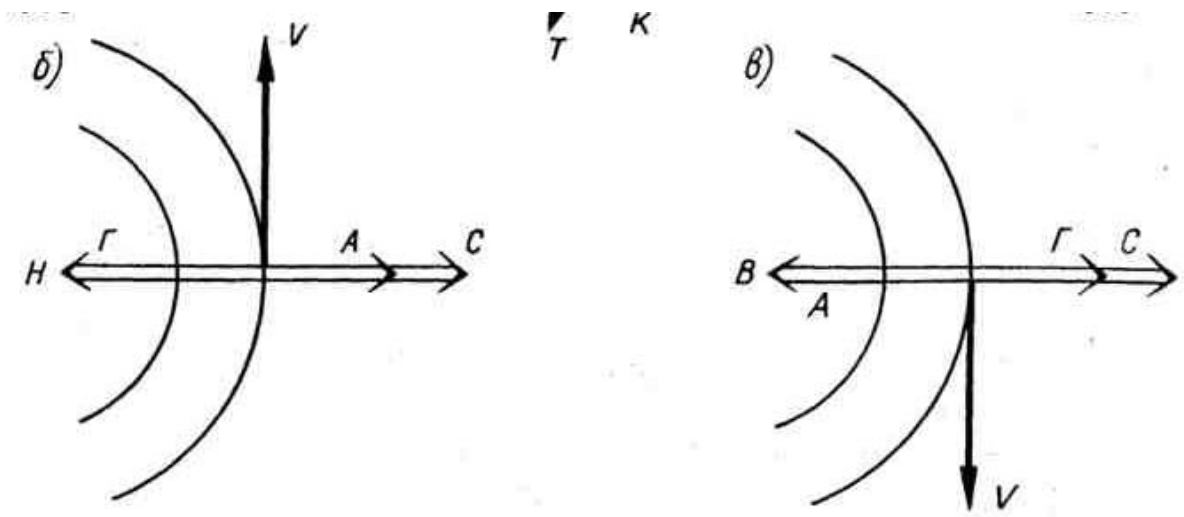
	<p>1. Динамическая метеорология. Под редакцией Д.Л.Лайхтмана. –Л.: Гидрометеиздат, 1976.</p> <p>2. Задачник по динамической метеорологии. Под редакцией. Л.С.Гандина. –Л.: Гидрометеиздат, 1984.</p> <p>3. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. –Л.: Гидрометеиздат, 2000. – 778 с.</p> <p>4. Фатхуллаева З.Н. Динамическая метеорология (методические указания). Ташкент, НУУз, 2006.</p> <p style="text-align: center;">AXBOROT MANBAALARI</p> <p>1. www.undp.uz.</p> <p>2. www.atmos.washington.edu/academic/synoptic.html.</p> <p>3. www.Ziyo.net.</p>
7.	<p>Namangan davlat universiteti tomonidan ishlab chiqilgan va tasdiqlangan:</p> <ul style="list-style-type: none"> - “Geografiya” kafedrasining 2023-yil, “28”- “08”dagi № 01-sonli majlisida muhokama qilingan va tasdiqqa tavsiya etilgan. - Tabiiy fanlar fakulteti kengashining 2023-yil, “29”- “08”dagi № 01-sonli majlisida ma’qullangan va tasdiqqa tavsiya etilgan. - NamDU o’quv-uslubiy kengashining 2023-yil, “30”- “08”dagi № 01- sonli majlisida muhokama qilingan va tasdiqlangan.
8.	<p>Fan/modul uchun mas’ul: I.Z.Akaboyev - NamDU, “Geografiya” kafedrasida o’qituvchisi.</p>
9.	<p>Taqrizchilar: E.A.Soliyev – NamDU, “Geografiya” kafedrasida dotsenti, geografiya fanlari nomzodi. I.R.Soliyev – NamDU, “Geografiya” kafedrasida dotsenti, geografiya fanlari nomzodi.</p>

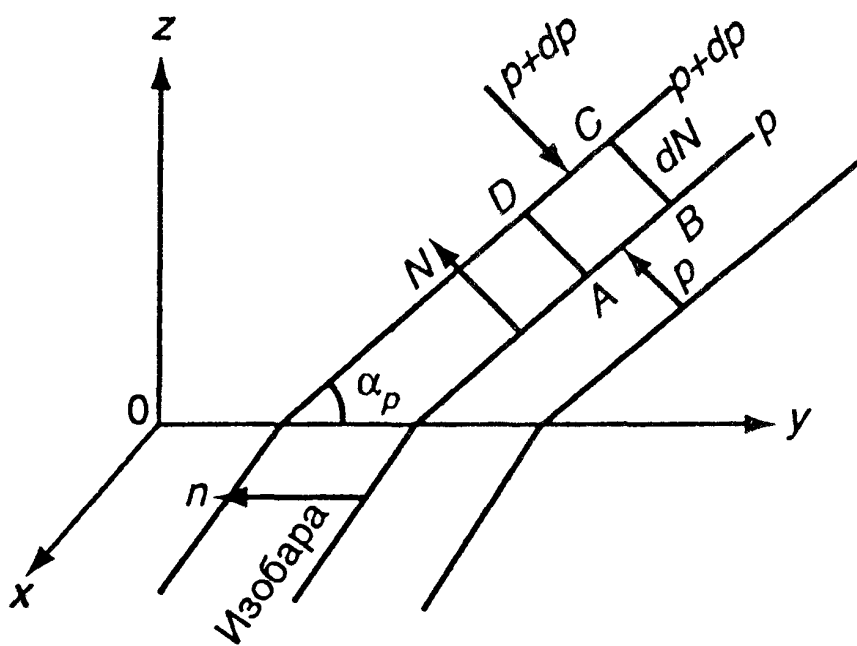
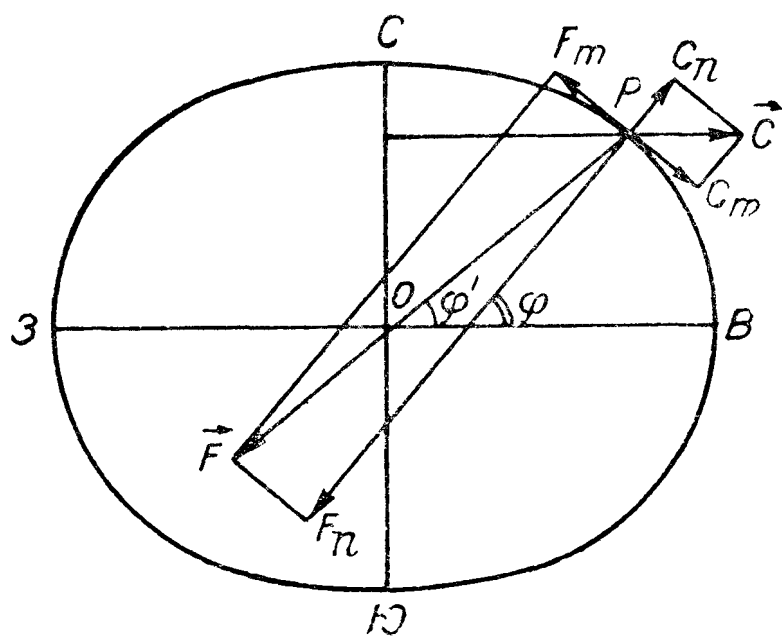
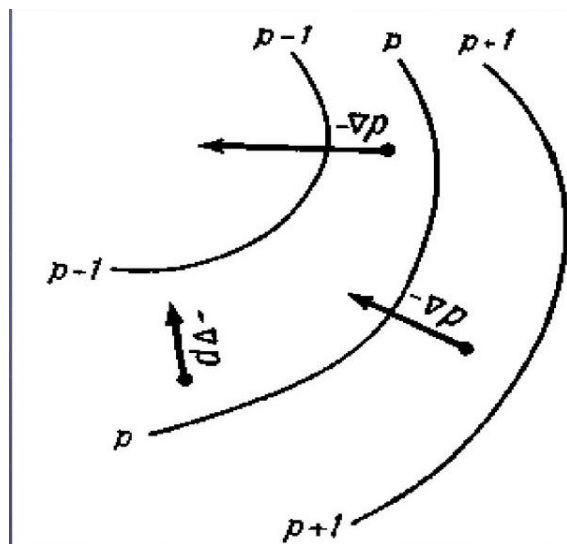
NamDU o’quv-uslubiy boshqarma boshlig’i		X. Mirzaaxmedov
Tabiiy fakulteti dekani		A. Baratov
Geografiya kafedrasida mudiri		B. Abduraxmonov
Tuzuvchi		I. Akaboyev

«DINAMIK METEOROLOGIYA»

FANIDAN

TARQATMA MATERIALLAR





“DINAMIK METEOROLOGIYA” fanidan talabalar bilimini reyting tizimi asosida baholash mezoni.

"Dinamik meteorologiya" fani bo'yicha reyting jadvallari, nazorat turi, shakli, soni hamda xar bir nazoratga ajratilgan maksimal ball, shuningdek joriy va oraliq nazoratlarining saralash ballari xaqidagi ma'lumotlar fan bo'yicha birinchi mashg'ulotda talabalarga e'lon qilinadi.

Kreditlarni olish uchun talablar:

Fanga oid nazariy va uslubiy tushunchalarni to'la o'zlashtirish, tahlil natijalarini to'g'ri aks ettira olish, o'rganilayotgan jarayonlar haqida mustaqil mushohada yuritish va joriy, oraliq nazorat shakllarida berilgan vazifa va topshiriqlarni bajarish, yakuniy nazorat bo'yicha yozma ishni topshirish.

Fan bo'yicha talabalar bilimni baholash O'zbekiston Respublikasi Prezidentining 2019 yil 5 iyundagi PQ-3775-son "Oliy ta'lim muassasalarida ta'lim sifatini oshirish va ularning mamlakatda amalga oshirilayotgan keng qamrovli islohotlarda faol ishtirokini ta'minlash bo'yicha qo'shimcha chora-tadbirlar to'g'risida"gi qarori, O'zbekiston Respublikasi Oliy va o'rta maxsus ta'lim vazirining 2019 yil 9 avgustdagi 19-2019-sonli "Oliy ta'lim muassasalarida talabalar bilimni nazorat qilish va baholash tizimi to'g'risidagi nizomni tasdiqlash haqida"gi buyrug'iga asosan Namangan davlat universitetida ishlab chiqilgan "Namangan davlat universitetida talabalar bilimni nazorat qilish va baholash tizimi bo'yicha Yo'riqnoma" hamda O'zbekiston Respublikasi Vazirlar Mahkamasining 2020 yil 31 dekabrda "Oliy ta'lim muassasalarida ta'lim jarayonini tashkil etish bilan bog'liq tizimni takomillashtirish chora-tadbirlari to'g'risida"gi 824-son Qarori hamda Oliy va o'rta maxsus ta'lim vazirining 2021 yil 16 iyuldagi "Oliy ta'limning davlat ta'lim standartlarini tasdiqlash to'g'risida"gi 311-son buyrug'i asosida ishlab chiqilgan "**Oliy ta'lim muassasalarida kredit-modul tizimida talabalarining mustaqil ta'limini tashkil etish va nazorat qilish bo'yicha yo'riqnoma**"ga asosida tashkil etiladi.

Talabaning fan bo'yicha o'zlashtirishini baholash quyidagi turlar orqali amalga oshiriladi.

Oraliq nazorat (ON)

Yakuniy nazorat (YaN)

1-Oraliq nazorat – semester davomida o'quv dasturining tegishli (fanning bir necha mavzularini o'z ichiga olgan) bo'limi tugallangandan keyin talabaning bilim va amaliy ko'nikma darajasi baholanadi va o'quv faniga ajratilgan umumiy soatlar hajmidan kelib chiqqan holda shakli (yozma, og'zaki, test va h.k.) belgilanadi.

2-Oraliq nazorat - talabaning o'quv dasturining tegishli (fanning bir necha mavzularini o'z ichiga olgan) bo'limi tugallangandan keyin ma'ruza va amaliy mashg'ulot mavzulari bo'yicha bilim va amaliy ko'nikma darajasi baholanadi. Fanning xususiyatidan kelib chiqqan holda nazorat turi og'zaki so'rov, test o'tkazish, suhbat, nazorat ishi, uy vazifalarini tekshirish va shu kabi boshqa shakllarda o'tkazilishi mumkin.

"Dinamik meteorologiya" fanidan semestrda bir juftlik amaliy mashg'ulotda 6 tadan 8 tagacha talaba baholanadi. Har bir oraliq nazorat davomida talaba kamida 3 marta baholanadi va barcha baholar yig'indisi baholar soniga bo'lib umumiy bahoni o'rtachasi chiqariladi.

Yakuniy nazorat:

- **Yozma ish shaklida bo'lsa:**

Tayanch iboralar yoki savolni to'g'ri yoritish – **3**;

Mustaqil yondashish, amaliy misollar keltirish – **1**;

Grafik ishlanmalardan foydalanish – *1*;

Jami -5 baho

- **Test shaklida bo'lsa:**

26 tadan 30 tagacha – *5*;

22 tadan 25 tagacha – *4*;

17 tadan 21 tagacha – *3*.

- **Og'zaki shaklda bo'lsa:**

Savollarga to'laqonli javob berishi uchun – *3*;

Ijodiy fikrlashi, amaliy misollar keltirishi uchun – *1*;

Qo'shimcha savollarga javob berishi uchun – *1*.

Jami -5 baho

3. Talabalar bilimi quyidagi mezonlarga asoslaniladi.

- talaba mustaqil xulosa va qaror qabul qiladi, ijodiy fikrlay oladi, mustaqil mushohada yuritadi, olgan bilimini amalda qo'llay oladi, fanning (mavzuning) mohiyatini tushunadi, biladi, ifodalay oladi, aytib beradi hamda fan (mavzu) bo'yicha tasavvurga ega deb topilganda - 5 (a'lo) baho;
- talaba mustaqil mushohada yuritadi, olgan bilimini amalda qo'llay oladi, fanning (mavzuning) mohiyatni tushunadi, biladi, ifodalay oladi, aytib beradi hamda fan (mavzu) bo'yicha tasavvurga ega deb topilganda- 4 (yaxshi) baho;
- talaba olgan bilimini amalda qo'llay oladi, fanning (mavzuning) mohiyatni tushunadi, biladi, ifodalay oladi, aytib beradi hamda fan (mavzu) bo'yicha tasavvurga ega deb topilganda - 3 (qoniqarli) baho;
- talaba fan dasturini o'zlashtirmagan, fanning (mavzuning) mohiyatini tushunmaydi hamda fan (mavzu) bo'yicha tasavvurga ega emas deb topilganda - 2 (qoniqarsiz) baho bilan baholanadi.