

**O'ZBEKISTON RESPUBLIKASI OLIY VA O'RTA MAXSUS TA'LIM
VAZIRLIGI
URGANCH DAVLAT UNIVERSITETI TABIIY FANLAR FAKULTETI
GEOGRAFIYA YO'NALISHI TALABASI**

ASTANAQULOV ASLIDDIN.



MAVZU: Atmosfera harakatlari va ularning turlari

REFERATI

URGANCH – 2016

Reja:

I. Kirish

1. Atmosfera sirkulyatsiyasi va havo massalari.
2. Siklon va antisiklon harakatlari
3. Mussonlar harakati va ularning o'ziga xos xususiyatlari.

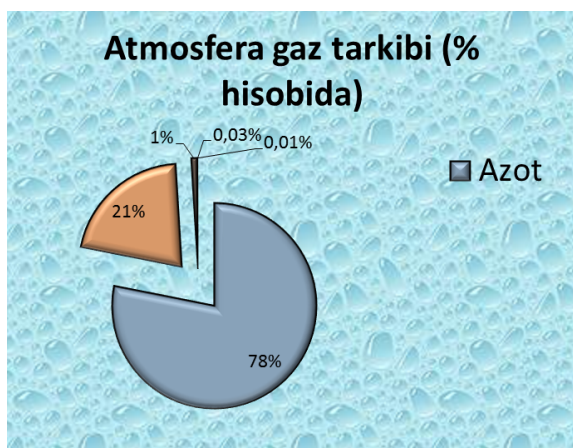
II. Xulosa

III. Foydalanilgan adabiyaotlar

Kirish

Yerning gaz qobig'iga atmosfera deb ataladi. Atmosferaning tarkibi va tuzilishi har doim ham hozirgidek bo'lmay, Yer tabiatining bir qismi sifatida butun tabiat bilan birgalikda rivojlanib kel-gan. Shu bilan birga havo qobig'i butun planetamiz tabiatining shakllanishiga faol ta'sir ko'rsatadi.

Atmosfera hozirgi vaqtda gazlar bilan qattiq hamda suyuq zarrachalar aralashmasidan iborat. Quyida quruq havoning tarkibi kel-tirilgan. Kislorod atmosferada azon (O_2) ko'rinishida ham uchraydi.



Sokin turgan havo massasida gazlar diffuziya va og'irlik kuchi ta'sirida solishtirma og'irligiga muvofiq ravishda, ya'ni og'ir gaz-lar pastda, engillari yuqorida joylashishi lozim edi. Biroq, havoning turbulent aralashib turishi gazlarning diffuzion taqsimlanishiga imkon bermaydi va gazlarning atmosferadagi prostent hisobidagi

salmog'i 80 km balandlikkacha o'zgarishsiz qoladi. Atmosferaning yanada balandroq qatlamlarida quyosh radiastiyasi ta'sirida gazlarning hola-ti o'zgaradi.

Atmosferaning tarkibi Yer tabiatining bir qismi sifatida uzoq geologik davr mobaynida shakllangan. Atmosfera doimiy va vaqtincha tarkiblardan iborat.

Atmosferaning doimiy tarkibi turli xil gazlar aralashmasi-dan iborat. L. P. Shubayev (1975) ma'lumoti bo'yicha quruq havoning tarkibida quyidagi gazlar mavjud: azot (78,10%), kis-lorod (20,93%), argon (0,93%), karbonat angidrid (0,03%), vo-dorod, geliy, neon, kripton, ksenon va boshqalar (0,01%). Kis-lorod atmosferada ozon ko'rinishida ham uchraydi.

Atmosfera tarkibini shakllanishida uchta bosqich ajratiladi:

Yerning dastlabki
atmosfera suv
bug'lari, vodorod
ammiak va vodorod
sulfatidan iborat

ikkinchi bosqichda
atmosfera karbonat
angidrididan iborat
bo'lgan

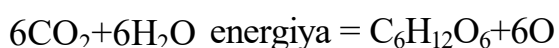
Uchinchi bosqich
paleozoyning
oxiridan boshlangan.
Mazkur davrdan
boshlab atmosfera
tarkibi hozirgi
holatga ega bo'lgan

1) Yerning dastlabki atmosfera suv bug'lari, vodorod ammiak va vodorod sulfatidan iborat bo'lgan. Suv bug'lari Quyoshning ultrabinafsha nurlari ta'sirida vodorod bilan kislorodga parchalanib turgan bo'lsa ham, u vaqtdagi atmosferada erkin kislorod bo'lmagan. Erkin kislorod ammiak oksidlanib, azot va suvga aylanishiga, shuningdek metan bilan uglerodning oksidlanishiga sarf-bo'lgan. Vodorodning bir qismi kosmik fazoga tarqalib turgan. Karbonat angidrid Yer po'stining boshqa elementlari bilan reaksiyaga kirishib, ohaktosh va boshqa karbonatli jinslarni hosil qilgan; 2) ikkinchi bosqichda atmosfera karbonat angidrididan iborat bo'lgan. Karbonat angidrid vulkanlar otilganda mantiyadan chiqib kelgan. Qadimda vulkanlar ko'p otilib turgan. Atmosferaning karbonat angidridli bosqichi toshko'mir davrida tugagan. Ushbu davrda yashil o'simliklar fotosintez jarayonida karbonat angidridni yutib, havoga erkin kislorod chiqargan; 3) uchinchi bosqich paleozoyning oxiridan boshlangan. Mazkur davrdan boshlab atmosfera tarkibi hozirgi holatga ega bo'lgan. Bunday havo tarkibining tarkib topishida va saqlanib qolishida tirik mavjudotlar muhim o'rin tutgan (V.I.-Vernadskiy).

Azot atmosferada katta miqdorni tashkil qiladi (78%). Uning manbai ammiak bo'lishi

mumkin ($4\text{NH}_3 + 3\text{O}_2 = 2\text{N}_2 + 6\text{H}_2\text{O}$). Azot bog'langan holda organik birikmalarda keng tarqalgan. Bunday azot asosan bakteriyalarning erkin azotning to'plashidan hosil bo'ladi. Azotning birikmalardan ajralib chiqishi ham asosan bakteriyalar ta'sirida ro'y beradi. Atmosferada azot kislorod aralashmasi rolini o'ynab, oksidlanish sur'atini va biologik jarayonlarini tartibga solib turadi. Azot uncha faol emas, ammo atmosferada eng keng tarqalgan gaz. Azot juda ko'p organizmlar tomonidan bevosita havodan emas, balki azot to'playdigan bakteriyalar va suv o'tlari orqali o'zlashtiriladi.

Kislorod kimyoviy jihatdan o'ta faol element. Kislorod Yerdan eng keng tarqalgan elementlardan hisoblanadi. Uning asosiy qismi bog'langan holda mavjud, barcha kislorod miqdorining faqat 0,01 qismigina erkin holdadir. Erkin kislorod dastlab, suv bug'larining Quyoshning ultrabinafsha nurlari ta'siri ostida fotokimyoviy parchalanishidan hosil bo'lgan. Lekin erkin kislorodning asosiy qismi yashil o'simliklar fotosintez vaqtida hosil bo'ladigan kisloroddan og'irroqdir. Uning og'irligi CO_2 gazning ultrabinafsha nurlari ta'sirida parchalanishidan hosil bo'ladigan «og'ir» kislorod hisobiga ortadi. Kislorodning atmosferada bo'lishi hayot omili — nafas olishning zaruriy shartidir. Kislorod organizmlarni hosil qiluvchi oqsil, yog' va uglevodlar tarkibiga kiradi. Organizmlar hayot kechirish uchun zarur bo'lgan energiyani oksidlanish hisobiga oladi. Atmosferada taxminan 10^{15} t kislorod bor. Fotosintez jarayonida atmosferaga yiliga $20 \cdot 10^{16}$ g. kislorod chiqariladi.



Suv tarkibidagi karbonat angidrid gazi suvning erituvchanlik xossasini oshiradi va tog' jinslarining nurashida bir omil bo'ladi. U Yerning issiqlik balansini tartibga solib turuvchi omil-lardan biridir, chunki u qisqa to'lqinli Quyosh radioatsiyasini o'tkazib yuborib, Yer tarqatadigan uzun to'lqinli issiqlik nurini yutib qoladi.

Atmosferada ozon ham bor, u kislorod molekulasining ultrabinafsha nurlar va elektr zaryadlari ta'sirida atomlarga parchalanishi, shuning uchun ushbu atomlarning molekulalar bilan qo'shilishi natijasida hosil bo'ladi: $\text{O}_2 + \text{O} = \text{O}_3$.

Ozon beqaror gaz va buning ustiga kuchli oksidlovchidir. Uning miqdori Yer

yuzasida juda kam. Chaqmoqdan keyin hamda tog'larda tepaga ko'tarilgan sari bir oz ortadi. Bu gazning asosiy massasi atmosferada to'plangan, u joyda ozon pardasini hosil qiladi.

Quyosh radiastiyasi deb Yerga tushadigan butun quyosh materiyasi va energiyasiga aytiladi. Radiastiya moddiydir. Quyosh nuri—materiya (modda)ning yashash shakllaridan biri. U ikki asosiy qismdan iborat: a) absolyut nuldan yuqori darajaga qizitilgan barcha jismlar tarqatadigan issiqlik radiastiyasi va b) elektr bilan zaryadlangan elementar zarrachalar qismlaridan «borat korpuskulyar radiastiya. Korpuskulyar radiastiya, yuqorida aytib o'tilganidek, atmosferaning yuqori qatlamlarini ionlash.tiradi, radiastiya mintaqalarini hosil qiladi, magnit



bo'ronlari va qutb shafaqlarining vujudga kelishiga sabab bo'ladi; stratosfera bilan troposferaga kirib kelmaydi. Geografik qobiqrshg issiqlik rejimi temperatura (issiqlik) radiastiyasiga bog'liq, quyida ana shu radiastiya haqida gap yotadi. Temperatura radiastiyasi

elektromagnit to'lqinlari yig'indisidan iborat. Quyosh nuri spektri quyidagi to'lqinli nurlardan iborat: a) 0,40 *mk* dan kam bo'lgan uzun to'lqinli ko'zga ko'rinmas ultrabinaf-sha nurlar, b) to'lqin uzunligi 0,40 *mk* dan 0,75 *mk* gacha bo'lgan ko'rin ma nurlar va v)to'lqin uzunligi 0,75 *mk* dan katta bo'lgan ko'rinmas infraqizil nurlar.

Atmosferaning umumiy stirkulyastiyasi deb atmosferaning quyi qismidagi yirik ko'lamdagi havo harakatlari asosiy turlarining majmuiga aytiladi.

Bu harakatlar natijasida katta havo massalari ham gorizontal, ham vertikal yo'nalishda almashinadi. Atmosfera umumiy stirkulyastiyasining asosiy tarkibiy qismlari quyidagilar: g'arbiy-sharqiyva sharqiy-g'arbiy shamollar.o'rtacha kengliklardagi stiklon va antistiklonlar harakatlari, naysimon (struyali) oqimlar, qutbiy stirkulyastiyalar, passatlar, mussonlar. Ularni birma-bir ko'rib chiqamiz.

G'arbiy va sharqiy shakyullar. Issiqning zonal taqsimlanishi tufayli barik gradient troposferaning ko'p qismida meridian bo'ylab qutblarga tomon yo'nalgan. Bu hol aylanayotgan planetada tropik havo asosiy massasining g'arbdan sharqqa tomon ko'chishiga olib keladi. Bu— havo massalarining *g'arbdan-sharqqa ko'chishi* (g'arbiy shamollar) dir. O' quyidagilarni o'z ichiga oladi: a)o'rtacha kengliklarda butun tropo-sferani, b) qutbiy kentliklarda troposferaning Arktikada shimoli-sharqiy, Antarktikada janubi-sharqiy shamollardan yuqoridagi qis-mini, v) tropik kengliklarda ham troposferaning passatlardan ba-landdagi yuqori qismini. Tropik kengliklardagi g'arbiy shamollarni ba'zilar antipassatlar deb ataydi, lekin ular kelib chiqishi jiha-tidan passatlar bilan bog'lanmagan, balki umumiy planetar g'arbny shamollarning bir qismidir. Yer sharida qita va okeanlarning notekis taqsimoti, quruqlik landshaftlarining turli-tumanligi Yer sirtining issiqlik, mexanik va optik xususiyatlarining turlicha bo'lishiga olib keladi. Shu sababli atmosfera nafaqat vertikal bo'yicha, balki gorizontal yo'nalishda ham biijsinli bo'lmaydi. Harorat, namlik, bulutlilik, yog'inlar va boshqa meteorologik kattaliklar gorizontal yo'nalishda

o'zgaradi. Biroq bu o'zgarishlar turli joylarda bir xil emas. Meteorologik kattaliklar gorizontal bo'yicha nisbatan sust o'zgaradigan keng hududlar shakllanishi mumkin.

Gorizontal o'lchamlari bo'yicha qifa va okeanlar o'lchamlari bilan taqqoslanadigan va ma'lum fizikaviy xossalarga ega bo'lgan havoning katta hajmlari havo massalari deb ataladi. Havo massalarining vertikal o'lchamlari bir necha kilometrni tashkil qiladi. Havo massalarining haroratlari va boshqa xossalarida (namlik, chang miqdori, ko'rinuvchanlik va h.k.), uni shakllanish o'cho-g'ining xususiyatlari aks etgan bo'ladi. Yerning boshqa hududlariga ko'chganida, havo massalari bu hududlarga o'ziga xos ob-havo rejimini olib keladi. Havo massalarining shakllanish hududiga bog'liq bo'lgan geografik tasnifi mavjud. Bu tasnif bo'yicha arktik havo (AH), o'rta kengliklar havosi (MH), tropik havo (TH) va ekvatorial havo (EH) massalari ajratiladi. Bir hududdan boshqa hududga ko'chayotganda havo massa-larining xususiyatlari, birinchi navbatda, harorat to'xtovsiz o'zga-radi. Bu jarayon havo massalarining transformatsiyasi deb ataladi.

2. Issiqlik holatiga qarab iliq va sovuq havo massalarini ajratishadi. Agar havo massasi nisbatan sovuqroq Yer sirtidan iliqroq Yer sirtiga ko'chsa (odatda, yuqori kengliklardan quyi kengliklarga), bu havo massasi sovuq havo massasi deb ataladi. Bu havo massasi o'zi bilan sovuqlikni olib keladi va harakat davomida pastdan, Yer sirtidan boshlab isiydi. Shuning uchun ham sovuq havo massasida haroratning katta vertikal gradiyentlari yuzaga keladi, konveksiya rivojlanadi, to'p-to'p bulutlar va jala yog'inlari kuzatiladi.

Agar havo massasi nisbatan issiqroq joydan sovuqroq joyga harakatlanib kelsa, bu havo massasi iliq havo massasi deb ataladi. Ular o'zi bilan issiqlikni olib kelib pastdan soviy boshlaydi. Natijada quyi qatlamlarda haroratning kichik vertikal gradiyentlari hosil bo'ladi, konveksiya rivojlanmaydi, ko'pincha qatlamdor bulutlar va tumanlar kuzatiladi.

Biror hududda uzoq vaqt turib qolgan havo massasi mahalliy havo massasi deb ataladi. Ularning xususiyatlari mavsumga bog'liq bo'lib, Yer sirtidan isish yoki sovish jarayonlari bilan belgilanadi.

3. Ikkita qo'shni havo massalarining orasida nisbatan ensiz o'tish zonasi mavjud bo'ladi. o'tish zonalarida meteorologik katta-liklarning gorizontal bo'yicha keskin o'zgarishlari kuzatiladi. Bu zonalar frontal zonalar deb ataladi. Frontal zonalarining uzunligi bir necha ming km, qalinligi bir necha km ga yetishi mumkin. Frontal zonalar Yer sirtiga nisbatan qiya (qiyalik burchagi taxminan $0,5^\circ$), sovuq havo massasi frontal zonaning ostida, ilig'i esa ustida joylashgan bo'ladi. Frontal sirtning Yer sirti bilan kesishgan chizig'i atmosfera fronti deb ataladi. Ob-havoning o'zgarishi frontlar bilan bog'liq. Front zonalaridagi havoning ko'tariluvchi harakatlari keng bu-lutlar tizimining paydo bo'lishiga olib keladi, ulardan keng maydonlarda yog'inlar yog'adi. Atmosfera frontlarida paydo bo'ladigan ulkan atmosfera to'lqinlari siklon va antisiklonlar hosil bo'lishiga olib keladi. Ular bilan esa shamol rejimi va boshqa ob-havo hodisalari bog'liq.

Yer yuzasida. atmosfera bosimining taqsimlanishi va uning fasllarga qarab o'zgarib turishi atmosfera umumiy stirkulyastiyasshshng oqi-batidir. Buni o'rganish — iqlimshunoslik va meteorologiyaning eng muhim vazifasi, chunki issiqlik va namning bir joydan ikkinchi joyga ko'chishi, ob-havo va iqlimning tarkib topishi havo oqimlariga bog'liqdir.

Asrimizning birinchi choragida norvegiyalik iqlimshunos Berknes kundalik sinoptik kartalar asosida atmosferaning umumiy stirkulya-stiyasi sxemasini (1921 y.) ishlab chiqdi (46-rasmga qarang), bu sxemaga ko'ra har bir yarim sharda uchtdan havo stirkulyastiyasi halqalari bor.

Birinchi halqa tropik kengliklarda joylashgan bo'lib, ekvator ustidagi (ko'tarilgan) havo oqimini (barik minimum), uning tropik-larga borishini, 30° kengliklar

yaqinida pastga tushishini (barik maksimum) va havonikg passatlar bilan ekvatorga qaytishini o'z ichiga oladi.

Ikkinchi halqa o'rtacha kengliklarda joylashgan va subtropik ba-rik maksimumlardan esuvchⁱ g'arbiy shamollardan, havoning mo''tadil va Arktika frontlarida ko'tarilishidan va uning stratosferadagi oqi-midan (tropik kengliklar va qutblar tomon oqadi) iborat. Uchinchisi — qutbiy halqa. Bunga qutblar yaqinida havoning pastga tushib kelishi, qutbiy rayonlardan Arktika va Antarktika frontlari tomonga oqishi hamda frontlarda yuqoriga ko'tarilishi kiradi.

Bu sxema atmosfera umumiy stirkulyastiyasining bir qancha muhim belgilarini aks ettirsa-da, so'nggi aerologik tadqiqotlardan ma'lum bo'lishicha, u havo massalari harakatining haqiqiy va murakkab sistemasini ifodalay olmas ekan. Bu sxemada er yuzasining har xilligi, okeanlar va materiklar hioobga olinmaydi. Er yuzasining oksan va materiklardan iborat ekanligi natijasida ekvatorial zonadan boshqa hamma zona regionlarga bo'linadi, bir xil regionlarda ko'tarilma havo oqimlari mavjud bo'lsa, bir_{ch} xillarida pasayma oqimlar ro'y be-radi. Atmosferaning haqiqiy stirkulyastiyasi stiklon va antistiklonlar ta'sirida yana ham murakkablashadi, Ana shu sababdan atmosfera stir-kulyastiyasining hamma tomonini hisobga oladigan bitta sxemani tuzish mumkin emas. Haqiqiy stirkulyastiya doimiy ravishda o'zgarib turadigan qismlardan tashkil topadi.

Siklon-antistiklon stirkulyastiyasi.

Stiklon-antistiklon harakatlari tropiklardan tashqaridagi kengliklar atmosfera stirkulyastiyasi-ning asosiy xilidir. Stiklon-antistiklon stirkulyastiyasi ma'lum bir joyga xos omillar ta'sirida ro'y bermay, Erdagi butun issiqlik mashinasi, ya'ni ekvatorda isituvchi omilning, qutblarda sovituvchi omilning joylashishi va materik hamda okeanlar issiqlik rejimi-ning fasliy farqi ta'sirida vujudga keladi. Biz yuqorida ko'rib chyaqqanimidek, Erning issiqlik maydoni shundayki, bunda

har bir yarim sharda temperatura keskin farq qiluvchi ikkitadan zana tarkib topadi, bu ikki zonada ikki front Arktika (Antarktika) va mo''tadil (2 ta) frontlar mavjud.

Atmosfera frontining qiya yuzasida uzunligi 1000 km gacha bo'lgan va undan ham uzun katta to'liqlar vujudga keladi. Yer yuzasidagi front chizig'i ham to'liqinsimon shaklga ega. Sovuq havo til shaklida janubga kirib keladi, iliq havo ham xuddi shunday sovuq havo tomonga shimolga kirib boradi. Bu joyda qat'iy zonal jarayon buziladi.

Havo massalari orasidagi kabi, sektorlar orasida ham doimo frontlar bo'ladi. Iliq sektorning sharqiy qismida *ilq front* joylashadi. Bu frontda iliq havo massalari sovuq havo yon bag'ri bo'ylab, yuqoriga ko'tariladi. Stiklonning g'arbiy qismida sovuq havo issiq havo ostiga kirib keladi, bu erda *sovuq front* joylashadi. Bu har ikkala front atmosfera asosiy frontining qismlaridir, lekin ular turli havo massalari tillarining bir-biriga yaqinlashishi va shamol-lar tutashib ketganligidan aktivlashgan bo'ladi.

Past bosim oblastiga janubi-g'arb tomondan muttasil, salqin havo kelib turadi. Salqin havo oqimi iliq havoni, u bilan birga butun past bosim oblastini sharqqa surib, qisib boradi. Shunday qilib, stiklon g'arbdan shimoli-sharqqa surilib turadi. Bu yo'nalish mo''ta-dil mintaqada g'arbiy shamollar yo'nalishiga to'g'ri keladi. Stiklonlar harakatining o'rtacha tezligi soatiga 30—40 km ni. sutkasiga esa 700—900 km ni tashkil etadi.

Siklonning rivojlanish stikli 4—7 kun davom etadi. Ana juy vaqt davomida u uch bosqichni o'tadi: a) paydo bo'lish bosqichi; bu bosqichda stiklon harakati quyi troposferadagi havo massasinigina qamrab ola-di, b) eng chuqurlashgan bosqichi; bunda salqin havo avekstiyasi nati-jasida stiklon vertikal yo'nalish bo'yicha butun troposferani va ancha katta maydonni egallaydi, v) okklyuziya (to'lish) bosqichi, bu bosqichda salqin havo kelishi to'xtaydi va faqat bir xil havo yassasi qola-di; stiklon tugaydi.

Odatda stiklonlar yakka holda hosil bo'lmay, atmosfera fronti to'liqlariga mos ravishda ularning butun bir turkumi vujudga kela-di va qatorlashib o'tadi. Stiklonlar turkumida ko'pincha to'rtta stiklon bo'ladi, ularning g'arb tomondagi yoshrog'i, sharqdagi eskirog'iga qara-ganda janubroqdan o'tadi .(49-rasm), umuman stiklonlar harakati shim. shq. qa, shim-shim. shq. qa va hatto shimolga yo'nalgan bo'ladi. Shunday qilib, stiklonlar havo massalarining ham kenglik, ham meridian yo'palishida almashinishiga olib keladi. Atlantika okeanidan Yevropaga har yili o'rta hisobda 60 ga yaqin stiklon turkumi kirib keladi.

O'rtacha kengliklar stiklonlari juda katta bo'lib, ularning ko'nda-lang kesimi bir necha ming *km* ga etishi mumkin. Masalan, stiklon Shimoli-g'arbiy Yevropada bo'lsa, u Angliyadan Shimoliy Dvinagacha va Qola yarim orolidan Yuqori Volgagacha bo'lgan maydonni egallaydi.

Bu stiklonning markazi Onega ko'li yaqinida joy-lashadi, iliq front bu joydan Okaning quyar jo-yigacha, salqin front esa Shimoliy dengizgacha cho'-zilgan bo'ladi.

Janubiy yarim shar-dya stiklonlar yo'li An-tarktida bilan 40° jan. kenglik oraligidan o'ta-di. Bu joyda stiklonlar-ning tezligi katta — soatiga 40—45 *km*. Stiklonlar umuman bulutln, sershamol va yomg'irli ob-havo keltiradi, lekin uning turli qismida ob-havo turli xil bo'ladi.

Siklonlar yaqinlashayotganda osmonda dastavvalpatsimon bulutlar paydo bo'lib, ular sharqqa tomon tez yurib turadi. So'ngra ular ketidan patsimon-qat-qat, baland qat-qat va qat-qat bulutlar keladi. Bular bilan bir vaqtda atmosfera bosimi pasaya boradi, shamol kuchayadi, namlik ortadi, sovuq fasllarda kun iliydi, yozda havo salqinlashadi.

Iliq frontda va stikloining iliq sektorida atmosfera bosimi past bo'ladi, kuchsiz iliq shamol esadi, stiklon markazida shamol bo'lmasligi mumkin, bulutlar past, bir xil

kul rang tusda bo'ladi, shivalab yomg'ir yog'adi. Bunday holat bo'lishiga sabab iliq havoning sekin-asta ko'tarilishidir.

Salqin frontda havo massalari to'qnashadi: salqin havo iliq havo-ga orqa tomondan uriladi, va uni er yuzidan yuqoriga ko'taradi. Natija-da havo bosimi ortadi, shamol kuchayadi, o'qtin-o'qtin shamol esadi, bulutlar bo'linadi, tez yuradi, bulut-lar orasidan moviy osmon ko'rinadi, yomg'ir bir kuchayib, bir sekinla-shadi, jalaga o'xshab yog'adi.

Siklon o'tayotganda ob-havo mazkur joy ustidan stiklonning qaysi qismi o'tishiga bog'liq bo'ladi.

Havo fronti to'lqinining bosim yuqori bo'lgan qismida *antistiklon*—bir xil havo massasidagi barik maksimum tarkib topadi. Anti-stiklonlarda havo yuqoridan pastga tomon harakat qiladi (50-rasm), zichlashadi va er yuzasiga bosiladi. Havo pastga tomon harakat qilgan-ligidan u adiabatik ravishda isiydi va quruqlashadi. Shu sababli antistiklonda havo ochiq va quruq, bulutsiz yoki kam bulutli bo'ladi. Ezda temperatura yuqori, issiq, qishda esa sovuq bo'ladi; qishda havo pastga tushib isishiga qaramay, ob-havo sovuq bo'lishiga sabab shuki, yuqoridagi havo bundan ham sovuqdir. Antistiklon markazida shtil bo'ladi, chekka qismlarida esa bir tekis shabada esib turadi— yuqoridan tushayotgan havo atrofga asta tarqalib ketadi.

Antistiklonning rivojlanishida uchta bosqich bo'ladi: a) atmosferada frontida yangi vujudga kelgan antistiklon troposferaning yerga yaqin qisminigina o'z ichiga oladi, b) havo frontida temperatura farqi oshib, stiklonlar kuchaygan sari antistiklon o'sa boradi, barqaror bo'-lib qoladi va katta maydonga yoyiladi, uning ichki qismida temperatura bir xil, shamollar kuchsiz bo'ladi, v) vaqt o'tishi bilan antistiklon havosi o'zgaradi — uning temperatura va namligi o'zgaradi va antistiklon yo'qoladi.

Antistiklonlar stiklonlar bilan juda bog'langan bo'lib, soatiga 30 *km* ga yaqin tezlikda g'arbdan sharqqa tomon harakat qiladi, lekin stiklonlardan farq qilib, shimolga emas, balki butun havosi bilan birga janubga yo'nalgan bo'ladi; binobarin, ular umuman janubi-sharqqa yoyiladi. Antarktida va Arktikada, shuningdek, o'rtacha kenglik-lardagi materiklar ustida antistiklonlar sovib ketgan er yuzasi ta'sirida vujudga keladi va ular barqaror xarakterga ega bo'ladi.

Subtropik antistiklonlar — Azor, Gavayi va janubiy yarim shar-dagi shunday antistiklonlarning vujudga kelishi haqida turli .xil fikrlar mavjud. Yaqin vaqtlarga qadar ular ekvatoridan ko'tariladigan havoning pastga tushishi natijasida vujudga keladi, deb hisoblanar edi. Hozirgi vaqtda ularning tarkib topishi o'rtacha kengliklar

anti-stiklonlarining subtropiklarga surilib borishi bilan bog'lanmoqda (X. Flan¹, X. P. Pogosyan, 1959, S. P. Xromov, 1964), o'rtacha kengliklar antistiklonlari umuman ekvatorga tomon yo'nalgandir; biz buni yuqori-roqda ko'rib chiqqan edik. Bu antistiklonlarning subtropiklarda to'p-

Naysimon oqim deb troposferashshg yuqori, stratosferaning quyi qatlamlarida, ko'ndalang kesimi ellips shaklida bo'lib, qambar maydonda uzoq masofaga qattiq esuvchi havo oqimiga aytiladi.

lanib qolishiga sabab shuki, quyi geografik kengliklarda Koriolis xuchining kamayib qolishi natijasida barik maksimumlar .ekvatorial zonaga tomon ortiqcha surila olishi mumkin emas. Naysimon (struyali) oqimlar. Temperaturaga va bosimning katta gradientlari (farqlari) bilan bog'liq bo'lgan yer yuzasiga yaqin frontal zonalar yuqori troposferada balandlik frontal zonalarga o'tadi. Har qanday frontal zonaga xos bo'lgan shamollar yuqoriga ko'tarilgan sari ishqalanish kamayishi bilan kuchayadi. Shamollar tezligi 9—12 *km* baladlikda eng kuchayadi va stratosferaga o'tishda pasayadi. Katta tezlikdagi shamollar nay (faraz qilingan) ko'rinishida bo'ladi, shuning uchun ular *naysimon oqimlar* deb ataladi.

Kuchli shamollar esuvchi nisbatan kambar polosa yapasqi quvurga o'xshaydi. Uning uzunligi minglab *km* ga, kengligi yuzlab va qalinligi bir necha *km* ga etadi. Shamolning tezligi odatda soatiga 200 *km* ga yaqin bo'ladi, ba'zan 500, ayrim vaqtlarda 750 *km* ga boradi. Ular ekvatorial kengliklardan boshqa hamma joyda g'arbdan sharqqa qarab esadi.

Atmosfera umumiy stirkulyasiyasining tarkibiy qismi bo'lgan nay-simon oqimlar hamma kengliklar uchun xosdir, biroq ularning ko'p-kamligi hamda tezligi turli rayonlarda turlichadir.

Naysimon oqimlarning quyidagi turlari bor (X. P. Pogosyan bo'yicha):

1. Arktika dengizlari bilan Kavkaz oraligida vujudga keladigan, tropikdan tashqaridagi naysimon oqimlar, ularning paydo bo'lishi baland stiklon va antistiklonlar bilan bog'liq, o'rni y3rapji6" tura-di, intensivligi to'xtovsiz o'zgaradi, balandligi 8—12 *km*, tezligi soatiga 150—300 *km*. Bularning juda intensiv ekanligiga sabab temperaturaning keskin tafovut qilishidir. Temperatura har 1000 *km* da 10—20° gacha farq qiladi.

2. Subtropik naysimon oqimlar qishda 25—30°, yozda 10—15° shimoliy kengliklarda subtropik antistiklonlarning shimoliy chekkasida vujudga keladi. Oqimning o'st qismi tropopauza balandligida, 11—13 *km* da joylashadi. Bu oqimlar o'rni mo''tadil mintaqqa oqimlariga qara-ganda kam o'zgaradi, tezligi soatiga 150—200 *km*.

3. Ekvatorial naysimon oqimlar subtropik antistiklonlarning ekvator tomonidagi chekkasida vujudga keladi va sharqqa tomon yo'-naladi, tezligi soatiga 100 *km* ga yaqin. Ular Osiyoning janubida ayniqsa ko'p bo'ladi.

4. Stratosfera naysimon oqimlari 50—70° shimoliy kengliklarda 25—35 *km* balandlikda aniqlangan. Ular qutb tunlari vaqtida o'rtacha

kengliklar bilan qutbiy o'lkalar temperaturasidagi tafovutlar natijasida vujudga keladi.

Naysimon oqimlar Yaponiya, Britaniya orollari hamda AQShning shimoli-sharqiy qismi ustida juda intensiv bo'ladi va tez-tez ro'y be-rib turadi. Bunga qishda sovuq materiklar ustidagi havo temperatura-si bilan iliq okean oqimlari ustidagi havo temperaturasining keskin almashinishi sabab bo'ladi.

Intensivligi jihatidan ikkinchi darajadagi naysimon oqimlar o'rta Yevropa, SSSR territoriyasi, Shimoliy Afrika va Hindiston ustida kuzatiladi.

Naysimon oqimlarning vujudga kelishi, zaiflashishi va to'xta-shiga troposfera frontlarining hosil bo'lishi hamda buzilib ketishi sabab bo'ladi. Troposfera frontlarining tarkib topishi o'z nav-batida havo massalarining issiqlik xususiyatlari va temperatura gradientlariga bog'liqdir. Front hosil bo'lishi prostesslarining oqibati bo'lgan naysimon oqimlar atmosfera stirkulyastiyasining aktiv omilidir: ular muayyan sharoitda stiklon va antistiklonlarga ta'sir ko'rsatadi, ularni buzib yuborishi ham mumkin, havo massalarini bir joydan ikkinchi joyga ko'chiradi, Janubiy Osiyodagi qishki musson-ning tarkib topishida qatnashadi hamda atmosferaning pastki qatlam-lariga boshqa xil ta'sir ko'rsatadi.

Qutbiy stirkulyastiya. Arktika bilan Antarktikada, yuqorida aytib o'tganimizdek, termik sabablarga ko'ra yuqori bosim oblastlari tarkib topadi. Lekin er yuzasining holatidagi farq — Arktikada okean va Antarktikada materikning mavjudligi Er sharining bu o'lkalarida atmosfera stirkulyastiyasining o'ziga xos bir qancha xususiyatlarining tarkib topishiga sabab bo'ladi. Arktikada issiqlik adveksiyasi va stiklon harakatlari Antarktikadagiga qaraganda ko'p. Ezda Arktika-ga Atlantikadan iliq(oqim) va stiklonlar tez-tez kirib keladi; Antarktikada yozda ham issiqlik adveksiyasi va stiklonlar bo'lmaydi, bu erda antistiklon barqaror turadi.

Arktikada ham, Antarktikada ham barik gradientlar qutblardan mo''tadil mintaqalariga tomon yo'nalgan. Xuddi shu yo'nalishda Arktikada shimoli-sharqiy, Antarktikada janubi-sharqiy shamollar esadi. Arktikadagi shimoli-sharqiy shamollar barqaror emas. Buning ustiga Evrosiyaning va Amerikaning shimoliy sohillarida mussonga o'xshagan shamollar: yozda Shimoliy Muz okeanidan materiklarga, qishda materiklardan okeanga tomon shamollar esadi. Bu shamollarni musson shamollari deb bo'lmaydi, chunki ular iqlimga mussonlar-dek ta'sir ko'rsatmaydi. Antarktikadagi janubi-sharqiy shamollar — juda katta antistiklonning zich, sovuq havosi oqimidan iborat bo'lib, u barqaror va tezligi katta bo'ladi. Bu shamollar sohilning havo oqimi oson kirib keladigan past erlarida ayniqsa kuchli bo'ladi.: «Shamollar qutbi» shu erdadir.

Passatlar stirkulyastiyasi. Quyi geografik kengliklardagi havo stirkulyastiyasi ekvatorial barik minimum bilan subtropik barik maksimumning mavjudligiga bog'liq. Issiq mintaqada kengliklar orasidagi temperatura tafovuti katta bo'lganligidan atmosfera stirkulyastiyasi ham o'rtacha kengliklardagidek intensiv emas. Stiklon va antistiklonlar juda zaif bo'ladi.

Subtropik maksimumlar (ularning hosil bo'lishi hozirgi vaqtda materiklardan antistiklonlarning siljib kelishi bilan bog'lanmoqda) yaxlit mintaqalar hosil qilmay, ayrim barik oblastlarga bo'linib ketgan. Bu hol ularning hosil bo'lishi to'g'risidagi tropik stirkulyastiya halqasi nazariyasidagi vozuq kechishga majbur etgan sabablardan biridir.

Ekvatorial minimum ham hamma joyda bir xil emas, uni o'rtacha hisobda minimum deyish mumkin. Bu joyda past va yuqori bosim oblastlari to'xtovsiz vujudga kelib, yana yo'qolib turadi, lekin ularning tropiklardan tashqaridagi o'lkalar stiklonlari hamda antistiklonlariga qaraganda ancha kam o'zgarib turishiga suv ko'pmiqdorda bug'lana-digan sharoitda bug' hosil bo'lishi yashirin issiqligining ajrab chiqishi bilan bog'liq bo'lgan gidrotermik hodisalar sababdir.

Passatlar — subtropik) antistiklonlarning ekvator tomonidagi qismlaridan esuvchi shamollar. Passat shamollari mintaqasi uzluksiz emas: bu shamollar Shimoliy Amerikaning janubiy qismi va Shimo-lyay Avstraliya ustida esmaydi. Passatlar keyingi vaqtlargacha o'ylan-ganidek, doimiy emas. Passatlarning vaqt-vaqti bilan uzilib qoli-shiga subtropik antistiklonlarning zaiflanishi sabab bo'ladi. Passatlar okeanlar ustida aniqroq ifodalangan, materiklar ustida hamma erda va hamma vaqt ham birdek esa bermaydi.

Havo troposferaning quyi 1—2 *km* li qatlamidagina ekvatorga harakat qiladi, yuqorida esa havoning meridian bo'ylab harakati tu-gab, sharqiy shamollar esadi. Passat antipassatga aylanmaydi: an-tipassat deb atalgan havo oqimi ekvatorial kengliklar havo oqimi bo'lmay, tropik kengliklar g'arbiy oqimlarining bir tarmog'idir.

Yarim sharlarning, ayniqsa ulardagi quruqliklarning navbatma-navbat isib-sovib turishi sababli ekvatorial minimum va tropik mak-simumlar fasliy ravishda goh shimoliy, goh janubiy yarim sharga su-rilib turadi.

Iyul oyida ekvatorial minimum shimoliy yarim sharga o'tadi va hatto tropik kengligigacha etib keladi (Eron-Txar depressiyasi). Yanvar oyida esa ekvatoridan janubga, Shimoliy Avstraliyagacha suri-lib boradi. Ana shunga ko'ra passat shamollari ekvatorni bir shimolga va bir janubga tomon kesib o'tadi. Buning natijasida *shamollar o'zgarib turadigan subekvatorial zona* hamda tropik mussonlar vujudga keladi.

Issiq mintaqada tropik stiklonlar vujudga keladi. Ular katta maydonni egallamaydi, lekin ularda barometrik gradient juda katta bo'lib, shu sababdan shamol juda qattiq dovul va bo'ronga aylanib, tezligi sekundiga 80 *m* ga etadi va jala quyadi. Bunday stiklonlar Yapo-niya va Xitoyda tayfun, Markaziy Amerikada xurraganes deyiladi. Ular bug' hosil bo'lishi yashirin issiqligining ajrab chiqishi natija-sida temperaturalar keskin farq qiladigan joylarda vujudga kela-di va shunday

issiqlikning ajrab turishi tufayli kuchayib boradi. Bu xil stiklonlar Filippin orollari yaqinida, Janubiy Xitoy dengizida, Bengal qo'ltig'ida, Karib dengizida, Maskaren, Yangi Gebrid, Samoa orollari yaqinida vujudga keladi. Ular hosil bo'lgan joyidan g'arbga va shimoli-g'arbga tomon harakat qiladi; subtropiklarga yetgandan keyin shimolga tomon buriladi, ularning harakat tezligi soa-tiga 10—15 km ga yaqin. Tropik stiklonlar katta vayronagarchiliklar va ofatlar keltiradi. Sharqiy Osiyoga yiliga 20 dan ortiq tayfun keladi.

Mussonlar. Mussonlar (mavsum so'zidan olingan) — troposfera-iing quyi qismidagi murakkab shamollar. Mussonlarni turli mamlakatlar iqlimshunoslari uzoq vaqtdan buyon o'rganib kelayotganligiga qaramay, ularning qanday vujudga kelishi yetarlicha bilib olingani yo'q. Ba'zi iqlimshunoslar (A. I. Voeykov, B. P. Alisov, O. A. Drozdov, X. P. Pogosyan, V. V. Shu/geykin, Xitoy iqlimshunoslari) mussonlar materik va okeanlar temperaturasining har xilligi va shimoliy hamda janubiy yarim sharlarning Navbatma-navbat isishi natijasida vujudga keladi, deb tushuntirsalar, boshqalari (X. Flon, S. P. Xromov) mussonlarni antkstiklonlar— subtropik antistiklonlar va Osiyo antistikloni chekkasida vujudga keladigan shamollar deb hisoblashadi.

Mussonlar harakati va ularning o'ziga xos xususiyatlari.

Mussonlar deb ba'zi bir katta geografik o'lkalarda kuzatiladigan va asosiy yo'nalishi qishdan yozga va yozdan qishga o'tishda qarama-qarshi tomonga yoki qarama-qarshiga yaqin tomonga o'zgaradigan barqaror havo oqimiga aytiladi. Ikki xil musson — tropikdagi va tropikdan tashqaridagi mussonlar bo'ladi.

Musson stirkulyastiyasi keng ma'noda materik va okean atmosfera-sining o'zaro ta'siri natijasi yoki, V. V. Shuleykin fikriga ko'ra,, ikkinchi darajali issiqlik mashinasining ishi oqibatidir. Musson-lar, okeanlar bilan materiklar o'rtasida temperatura farqi bo'lgan hamma joyda esishi kerak. Biroq musson stirkulyastiyasi Er sharining turli joylarida ekvator bilan qutblar o'rtasidagi

stirkulyastiya bilan, yarim sharlarning navbatma-navbat isib va sovib turishi, g'arbiy sha-mollar hamda stiklon faoliyati bilan turlicha uyg'unlashib ro'y bera-di. Musson stirkulyastiyasi Er yuzasi yaqinida havo oqimlarining fas-liy ravishda almashinishida namoyon bo'ladi. Musson havo oqimining qalinligi odatda 2—3 *km* ga teig, kamdan-kam 5 *km* gacha etadi. Musson oqimidan yuqorida umumplanetar g'arbiy shamollar hukmron.

Musson stirkulyastiyasining mavjud bo'lishi uchun asosiy shartlar-dan.biri stiklon harakatlarining bo'lmasligidir. Yevropa va Shimoli-G'arbiy Amerika ustida stiklonlar kuchli ekanligi sababli bu joy-larda musson stirkulyastiyasi bo'lmaydi, uni g'arbiy shamollar buzib yuboradi.

Mussonlar o'rtacha kengliklarda esadi. Urtacha kengliklarda, yuqorida qayd qilib o'tganimizdek, yozda isigan Evrosiyo materigida ko'proq bosim past bo'ladi, qishda esa aksincha quruqlik sovib ketib, unda Sibir maksimumi tarkib topadi. Biroq, bosimning faqat mate-rikda o'zgarishi havo massalarini harakatta keltira olmaydi, buning ustiga, okeanda ham havo temperaturasi qishda pasayib, yozda ko'tari-ladi.

Sharqiy Osiyoda mussonlarning vujudga kelishiga Tinch okeanda ekvator-dan shimolda atmosferaning umumiy stirkulyastiyasiga bog'liq xolda atmosfera bosimining o'zgarishi sabab bo'ladi. Ezda bu joyda Gavani maksimumi, qishda Aleut minimumi mavjud bo'ladi.

Bir vaqtning o'zida bosimning quruqlikda termik sababga ko'ra va dengizda mintaqalarning surilishi oqibatida o'zgarishi mussonlar hosil bo'lishiga etarli bosim farqini vujudga keltiradi.

O'rtacha kengliklarning musson stirkulyastiyasi Uzoq Sharqda, Shimo-liy Xitoyda, Qoreya yarim oroli va Yaponiyada eng tipik bo'ladi.

Qishda ko'proq sovuq materikdan shimoli-g'arbiy va shimoliy sha-mollar esadi, >bu shamollar sovuq hamda quruq havo keltiradi. Bu sha-mollarning xususiyati geografik kenglikka va er yuzasining holatiga qarab bir oz o'zgaradi.

Qishda sovib ketgan materik ustida qo'shimcha ravishda juda ko'p havo to'planadi, Evrosiyo ustida to'plangan bu havo massasining og'ir-ligi 5000 mlrd. tonnaga teng bo'ladi. Yanvarda har bir gektardagi havo iyuldagiga qaraganda Sibirda 1800 t, Xitoyda 2000 t og'ir bo'-ladi (V. V. Shuleykin). Yozda bu to'plangan juda ko'p havo okeanga qay-tib keladi.

YOZGI musson janubdan va janubi-sharqdan esadi. Bu shamollar* dengizdan iliq, namga to'yingan havo keltiradi, bunday havo ko'p yog'in beradi. Musson shamollari materik ichkarisiga Baykal ko'ligacha ki-rib boradi.

O'rtacha kengliklarning musson stirkulyastiyasi tropiklardan tash-qaridagi boshqa joylardagiga nisbatan kuchli bo'lgan Sharqiy Osiyoda ham unchalik barqaror emas. Stiklon-antistiklon harakati musson sha-mollarini o'zgartirib yuboradi. Shuning uchun ham mussonlarni ko'proq esadigai shamollar deb qarash mumkin.

Musson stirkulyastiyasi temperatura farqi kichik va stiklon faoliya-ti sust bo'lgan tropik kengliklarda eng tipik rivojlangan.

Xitoylik iqlimshunoslarning fikriga ko'ra, Janubi-G'arbiy Xitoydai tropik musson bilan o'rtacha kengliklar mussonlari orasidagi *chegara* o'tadi, boshqacha qilib aytganda, Hindiston mussoni Xitoy mus-soniga qo'shilib ketmagan. Janubiy Osiyodagi musson stirkulyastiyasi Sharqiy Osiyodagi musson stirkulyastiyasidan farq qiladi.

Tropik mussonlar shimoliy va janubiy yarim sharlarning isishi hamda sovishidagi fasliy tafovutlar va Er barik maydonining ekva-torga nisbatan o'zgarib turishi natijasida vujudga keladi. Ekvato-rial depressiya yuqorida ko'rib o'tganimizdek, qaysi yarim sharda yoz bo'lsa, o'sha yarim sharga o'tadi. Shu paytda qish fasli

davom etayotgan yarm shardan esadigan shamollar, ya'ni passat shamollari ekvatorni kesib o'tib, yoz fasli davom etayotgan yarim sharga borib turadi. Janubiy yarim shar passat shamollari Hindiston va Hindixitoy ustida ay-niqsa barqaror bo'ladi va shimolga uzoq kirib boradi, chunki bu joyda ikkinchi darajali issiqlik mashinasi mavjud—Osiyo quruqligi qish-da sovib, yozda qizib ketadi.

.Eng tipik fyon atmosfera umumiy stirkulyastiyasidagi havo oqimlari tog' tizmasini oshib tushganda vujudga keladi. Havo shamolga o'ng yonbag'ir bo'ylab yuqoriga ko'tarilayotganda har 100 *m* balandlikda 1°S dan kamroq sovub boradi, chunki bunda bug' hosil bo'lishi yashirin energiyasi ajralib chiqadi. Ters yonbag'irdan tushayotganda esa har 100*1 da GS dan isib boradi.

Dastlabki temperaturasi 10°S bo'lgan havo massasi balandligi 2 *km* li tog' tizmasini oshib o'tadi, deb faraz qilaylik. Havo ko'tarila-yotgaida u har 100 *m* da 0,5°S dan sovib boradi, demak, dovanga etganda uning temperaturasi 0° ga teng bo'ladi. U soviyotganda namning ko'p qismi yog'in bo'lib tushadi. Yuqoridan tushayotgan havo har 100 *m* da 1° dan isiydi. Havo tog' etagiga tushganda uning temperaturasi 20°S ga etadi, namligi esa keskin kamayib ketadi.

Bu aytilgan fyonga qaraganda antistiklon fyoni ko'proq bo'ladi. Bunday fyon tog'li o'lka ustida antistiklon turganda vujudga keladi. Erkin atmosferada pastga tushayotgan havo, yuqorida bayon qilingani-dek, bir yonbag'irda emas, ikkala yonbag'irda ham kuzatiladi. Erkin atmos-ferada havoning pastga tushishi, ya'ni barcha antistiklondagi kabi, fyon effektini beradi. Havoning bunday pastga tushishi faqat tog'lar-dagina shamol tarzida ro'y beradi. Fyon shamoli, nihoyat, stiklon tog'li o'lkadan o'tayotganda, sovuq sektor havosi yon bag'ir bo'ylab pastga oqib tushganda ham vujudga keladi.

Shunday qilib, fyon tasodifiy va kam uchraydigan mahalliy shamol bo'lmay, iqlimning bir xususiyatidir. Tog'larda fyonli ob-havo tez-tyoz bo'lib turadi. Kutaisida yiliga 114 kun, Alp tog'laridagi Insbrukda 80 kun fyonli bo'ladi.

Urta Osiyo tog'larida, Amerikadagi Qoyali tog'larda va boshqa tog' sistemalarida ham tez-tez fyon esib tura-di. Erta bahordagi fyon tog'lardagi qorning jadal erishiga va daryo-larning falokatli toshib ketishiga sabab bo'ladi. YOZGI fyon ba'zan bog' va tokzorlarni quritib ketadi. Har bir mamlakatda bu shamol o'z nomiga ega. Fyonga o'xshagan hodisa hatto tepaliklarda ham kuzatiladi, ^5unda shamolga o'ng yonbag'ir bilan ters yonbag'irga turli miqdorda nam tushadi.

Bora — ko'proq yilning sovuq davrida past tog' dovonlaridan oshib

o'tadigan juda qattiq va sovuq shamol. Novorossiyskda bu shamol nordost, Apsheron yarim orolida nord, Baykalda sarma, Rona vodiysida mistral deb ataladi. Novaya Zemlyada ham kuchli bora shamoli esadi. Shunga o'xshash, lekin kuchsizroq, shamollar mo''tadil mintaqadagi ko'p-lab tog'li o'lkalar uchun xosdir. Bora bir sutkadan bir haftagacha esi-shi mumkin.

Bora past tog'larning ikki tomonida termodinamik farq katta bo'lganda vujudga keladi. Masalan, Novorossiysk va Boku borolari mana bunday vujudga keladi: Rossiya tekisligini to Kavkaz oldigacha arktika havosi egallab oladi: bu havo Kavkaz tizmasini sharq va g'arb tomonlardan aylanib o'tib, past dovonlardan oshib tushadi. Sovuq havo massalari Qora dengizga yaqinlashganda katta barik gradient vujudga keladi, bu tezligi sekundiga 40 va hatto 60 *m* ga etadigan juda qat-tiq shamollarga sabab bo'ladi. Novaya Zemlyadagi bora Novorossiysk borasidan ham kuchlidir, u Kara dengizida antistiklon, Barenst dengi-zida stiklon bo'lganda vujudga keladi.

Bora shahar va portlarga katta vayronalik keltiradi. Dengizga 10 *km* dan ortiq kirib bormaydi.

Bug'lanish va mumkin bo'lgan (potensial) bug'lanish. Tirvq or-ganizmlarning bunyodga kelishi va yashab turishida, geografik qobiq-ning rivojlanishida, shuningdek, kishilarning xo'jalik faoliyatida juda muhim shart-sharoitlardan biri, issiqlikdan tashqari, suvdir. Atmosferadagi namning bosh manbai — Dunyo

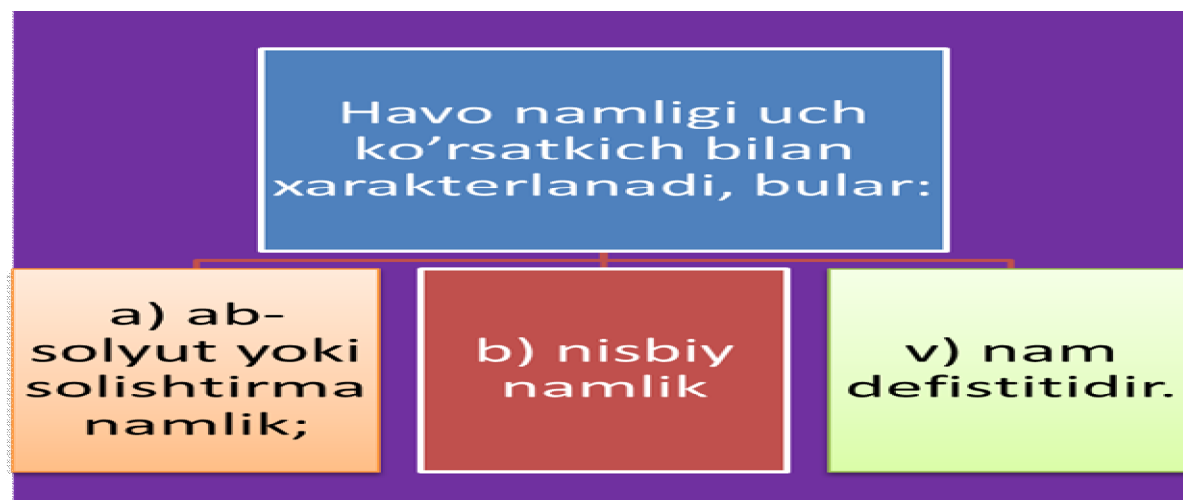
okeani bo'lib, suv mana shu Dunyo okeani yuzasidan bug'lanadi. Bug' holdagi suvni havo oqimlari materiklar ustiga olib keladi, bu erda u yog'in tarzida er yuzasiga tushib, tuproq suvlari va er osti suvlarini hamda er usti suv havzalarini vujudga keltiradi. Quruqlik yuzasida bug'lanish bo'l-gani uchun u ham atmosferaga ma'lum miqdorda suv etkazib berib turadi.

Okeanlardagi, atmosfera va quruqlikdagi suvlar miqdorining [^]ozirgi nisbati, shuningdek ularning o'zaro ta'sir xarakteri Erning taraqqiyoti natijasida tarkib topgan. Hozirgi vaqtda bu niobat bir-biriga qarama-qarshi ikki jarayon — suvning bug'lanishi va yog'in-lar yog'ishi bilan saqlanib turadi. Okean ustidagi namning quruqlik-larga o'tishi va quruqlikdan okeanlarga suvlarning oqib kelishi bu ik-ki jarayonni bir-biri bilan bog'laydi. Biroq, bunda atmosferadagi suv dunyodagi suv zapasining atigi milliondan bir qismini tashkil etadi. Suvning suyuq holatdan gaz holatiga, bug'ga aylanishiga *bug'lanish* deyiladi. Bunda suv molekulalari suv yoki nam yuzadan ajralib chiqib xavoga o'tadi. Ular diffuziya, shuningdek turbulent aralashish natija-sida tezda keng yoyilib ketadi.

Bug'lanish miqdorini bilish juda katta amaliy ahamiyatga ega, uni o'rganish qishloq xo'jaligida — qurg'oqchil erlarga suv chnqarishda, ortiqcha zaxlab ketgan erlarni quritishda, shuningdek, turli tabiiy sharoitda tuproqqa ishlov berishda ayniqsa muhim rol o'ynaydi.

Havo namligi. Suv va quruqlik yuzasidan bug'langan suv havoga o'tib, atmosferaning asosan pastki 5 km li qismida to'planadn. Umuman olganda, troposferada 12000 kub km, ya'ni Ladoga ko'li suvn miqdori-ga qaraganda taxminan 12 baravar ko'p suv bor. *Absolyut, yoki solishtirma namlik* deb, ma'lum byr hajmdagi, ko'-. pincha 1 kub m havodagi suv bug'lari massasiga aytiladi. Absolyut nam-lik bir kilogramm nam havoda necha gramm suv bug'i borligiga qarab ham hisoblanadi. Ko'pincha absolyut namlik deganda, suv bug'larining

millibar hisobidagi elastikligi (yoki konstentrastiyasi) tushuniladi. Faktik elastiklik e harfi bilan, to'yingan bug'ning elastikligi esa E harfi bilan belgilanadi



Havoning temperaturasi qancha yuqori bo'lsa, bu havo shuncha ko'p suv bug'ini o'zida tutib turishi mumkin. Atmosferaga nam etarli miqdorida kelib tursa, issiq havoda suv bug'lari (yozda, kunduzi) sovuq havodagidan ko'p bo'ladi.

Absolyut namlikning sutkalik o'zgarishi temperaturaning sutka-lik o'zgarishi bilan bir me'yorda bo'ladi: absolyut namlik kunduzi ko'pincha tundagidan ko'pdir. Qontinental iqlimli erlarda yozda absolyut minimum ikki marta: tunda kun chiqmasdan oldin va kunduz kuni havo eng isib ketgan vaqtlarda kuzatiladi, chunki havo qizib ketgan-da havodagi nam yuqoriga ko'tariladi. Juda issiq havo absolyut namligi jihatidan ham quruqdir. Yil davomida havodagi absolyut namning eng ko'p vaqti yoz oylari-ga, eng kam vaqti qish oylariga to'g'ri keladi. Moskvada suv bug'lari-ning tarangligi yanvar oyida 3 *mb* ga, iyulda 16 *mb* ra teng.

Ayrim mintaqalar va rayonlardagi havo namligi havo temperatu-rasiga, bug'lanish miqdoriga va advekstiya natijasida keladigan nam-ga bog'liq holda har xil bo'ladi. Umuman havoning absolyut namligi quyi geografik kengliklarda o'rta va yuqori geografik kengliklardagidan katta. Biroq yuqorida aytilganlar etarlicha nam

iqlimli kōylarga te-gishlidir. Materik ichkarisidagi o'lkalarning o'ziga xos alohida qo-nuniyati bor. Ularda yozda temperatura yuqori bo'lishiga qaramay havo namligi uncha ko'p emas yoki juda kam bo'ladi. Cho'llarda havo ayniqsa quruqdir.

Havoning namga faktik to'yinganligining (% hisobida) shu temperaturada mumkin bo'lgan to'yinishiga nisbati *nisbiy namlik* deyiladi. Masalan, nisbiy namlik $r=70\%$ bo'lsa, bu havoda shu tempera-turada o'zi tutib turishi mumkin bo'lgan suv bug'larining 70% i bor de-makdir.

Nisbiy namlik bilan suv bug'larining faktik elastikligi ora-sidagi farq (ayirma) namlik defistiti (etishmasligi) deyiladi.

Nisbiy namlik havo temperaturasiga teskari proporstional. Ha-vo sovuganda havodagi molekulalar bir-biriga yaqinlashib, bug' uchun joy tobora kamaya boradi, va, nihoyat, suv bug'larining absolyut miq-dori ortmasdan havo namga *to'yinib* qoladi — ya'ni *shudring hosil bo'lish* nuqtasiga etadi, bunda temperatura nam kondensastiyalanadigan darajaga tushadi. Agar iamga to'yingan havo isisa, u shudring hosil bo'lish nuqtasidan tobora uzoqlasha boradi, quriydi, bunda kondensa-stiya bo'lishi va yog'inlar yog'ishi mumkin emas.

Nisbiy namlik havo tarkibidagi absolyut namlikka ham bog'liq, albatta. Masalan, Hindiston yarim orolida yozgi musson va yozgi yomg'ir-lar mavsumi boshlanishi bilan temperatura yuqori bo'lsa ham havo namligi 80% gacha ko'tariladi.

Havo asosan ko'tarilayotganda va kengayganda soviydi (adiaba-tik prostess). Bu prostess o'z navbatida: a) er yuzasida isigan havo tik yuqoriga ko'tarilganda, b) havo atmosfera frontlarida, chunonchi, st-iklonlar ichida ko'tarilganda, v) havo tog' yonbag'ri bo'ylab yuqoriga ko'tarilganda ro'y berishi mumkin.

Havo temperaturasi, shuningdek quruqlik yoki muz yuzasi soviganda ham pasayib ketishi mumkin. Nihoyat, iliq havo sovuq joylarga kirib borganda soviydi.

Kondensastiya va sublimastiya protesslari er yuzasida ham, er yuza-sidagi turli predmetlarda — suvda, muzda, o'tzorda va boshqalarda, shuningdek havoda ham ro'y berishi mumkin.

Kondensastiya va sublimastiya odatda havodagi juda mayda suv tomchilari hamda muz kristallarida ro'y beradi. Atmosferada eng dast-labki tomchilar paydo bo'lishida *kondensastiya yadrolari* asosiy rol o'y-naydi. Kondensastiya yadrolari deb, oddiy mikroskopda ham ko'rib bo'l-maydigan nihoyatda mayda (kattaligi mikron va undan ham mayda zarrachalarga) aerozollarga aytiladi. Aerozollar gigroskopik bo'lgani uchun namga to'yintan bo'ladi va nisbiy namlik ortib ketsa, kattalashib, bulut va tuman tomchilariga aylanadi.

Tarkibida xlor, oltingugurt, azot, uglerod, natriy va boshqa bi-rikmalari bo'lgan zarralar eng ko'p tarqalgan kondensastiya yadro-laridir. *NaCL* dan iborat yadrolar ayniqsa ko'p uchraydi. Kondensastiya yadrolarining qanday paydo bo'lishi va qaerdan kelishi hali etarlicha ma'lum emas. Ular tuz tarzida okeanlardan (bu tuz suvdan sachrab chiqqan tomchilar bug'langanda hosil bo'ladi), quruqlikdan (bu erda ular nurash natijasida hosil bo'ladi), yonish protessida ajralib chiq-qan mahsulotlar tarzida sanoat markazlaridan va, ehtimol, kosmosdan kelsa kerak. Yadrolar soni 1 sm^3 havoda shahardan chetdagi joy-larda 50000 ga yaqin, shaharlarda millionlab bo'ladi.

Xulosa

Atmosferadagi havo bevosita Quyosh nurlari ta'sirida emas, balki Yer yuzasidan ko'tarilayotgan issiqlik ta'sirida isiydi. Yer yuzasidan atmosferaga issiqlik havoning turbulent alraashinishi va ko'tarilayotgan havodan yashirin bug' hosil bo'lish issiqligini ajralib chiqishi tufayli keladi. Buning natijasida quyidagi jara-yonlar sodir bo'ladi: termik turbulentlik yoki termik konveksiya; adiabatik jarayonlar; harorat inversiyasi va h.k.

Termik turbulentlik yoki termik konveksiya notekis qizigan yer yuzasidan havo zarralarini tartibsiz harakati natijasida sodir bo'ladi. Agar kichik-kichik tartibsiz havo harakatlarini o'rniga kuchli ko'tarilma va pastlama oqimlar harakati sodir bo'lsa, ular havoning tartibli oqimi deb ataladi. Yer yuzasidan ko'tarilayotgan issiqlik tufayli qizigan havo tepaga ko'tarila boshlaydi va mazkur qatlamlarga issiqlik olib chiqadi. Termik konveksiya ko'tarilayotgan havo harorati mazkur balandlik-dagi havo haroratidan yuqori bo'lguncha davom etadi (atmosferaning beqaror holati). Agar ko'tarilayotgan havoning harorati mazkur balandlikdagi havo harorati bilan tenglashib qolsa havoning ko'tarilishi to'xtaydi, (atmosferaning befarq holati), agar ko'tarilayotgan havo harorati mazkur balandlikdagi havo haroratidan past bo'lsa havo massasi pastga tusha boshlaydi.

Yuqoriga issiqlik bug'langan nam sifatida ham chiqadi. Kon-densatsiya jarayonida mazkur bulutdan katta miqdorda issiqlik ajralib chiqadi. Suv bug'ining har bir gramm 600 kall. yashirin bug' hosil qilish issiqligiga ega.

Haroratni atrof muhit bilan issiqlik almashinuvisiz o'zgari-shiga *adiabatik* jarayon deb ataladi. Bunda gazlarning ichki energiyasi kuchga aylanadi va kuch ichki energiyaga aylanadi. Gazlarning ichki energiyasi mutloq haroratga teng, natijada haroratni o'zgarishi sodir bo'ladi.

Yuqoriga ko'tarilayotgan havo kengayadi va ma'lum bir ishni bajaradi, mazkur ishni bajarish uchun esa ichki energiya sarflanadi, natijada havoning harorati pasayadi. Pastga tushayotgan havo esa zichligi ortishi munosabati bilan siqiladi, havoning

kengayishi uchun sarflangan energiya ajralib chiqadi va havo harorati ko'tariladi. Havo haroratining balandlik bo'yicha ortib borishiga inver-siya (inversio (lot) teskari) deb ataladi. Balandlik ortgan sari harorati ko'tariladigan qatlam inversiya qatlami deb ataladi.

Atmosferadagi namlar va ularni yer yuzasida taqsimlanishi bilan quyidagi harakatlar (jarayonlar) vujudga keladi: bug'lanish, kondensatsiya va sublimatsiya, tuman, bulut, chaqmoq, yog'inlar va h.k.

Yer yuzasidan (quruqlik, suv, muz, qor yuzasidan) ko'tari-layotgan namning bug' holatiga o'tishi bug'lanish deb ataladi. Suv bug'lari atmosferaga Yer yuzasini bug'lanishi (fizik bug'-lanish) va transpiratsiya natijasida o'tadi. Fizik bug'lanish deganda suv molekulalarini bug'lanish kuchini yengib, Yer yuzasidan ko'tarilib atmosferaga o'tishiga aytiladi. Bug'la-nadigan yuza harorati qancha yuqori bo'lsa molekulalarni harakati shuncha tez sodir bo'ladi atmosferaga shuncha ko'p suv o'tadi. Havo suv bug'lariga to'yinishi bilanoq bug'lanish to'xtaydi. Bug'lanish uchun ma'lum bir miqdorda issiqlik sar-flanadi. 1 g. suvni bug'lanishi uchun 597 kall. issiqlik sarfla-nadi. Okean yuzasidan quruqlikka nisbatan ko'p suv bug'lanadi.

Foydalanilgan Adabiyotlar

1. Bokov V.A., Seliverstov YU.P., CHervanov I.G. Obshee zemlevedenie. SPB. 1999, 268 s.
2. Gerenchuk K.I., Bokov V.A. CHervanov I.G. Obshee zemlevedenie. M. Visshaya shkola, 1984, 256 s
3. Kalesnik S.V. Umumiy yer bilimi. qisqa kursi. T., 1966, 300 b.
4. Milkov F.N. Obshee zemlevedenie. M., Visshaya shkola, 1990.
5. SHubaev P.P. Umumiy yer bilimi. T., 1975
6. Vahobov H. va b. Umumiy yer bilimi.. T., «Bilim», 2005.