

**O'ZBEKISTON RESPUBLIKASI OLIY VA O'RTA MAXSUS TA'LIM
VAZIRLIGI**

**H. ARG'INBOYEV, H. ABDULLAYEV,
YA.YUSUPOVA, T.XUSHVAQTOV**

FIZIKA VA AGROMETEOROLOGIYA

(meteorologiya)

O'quv qo'llanma

3522200-Telekommunikatsiya tayyorlov yo'nalishi bo'yicha

5410800-O'rmonchilik va o'rmon melioratsiyasi

5411200-Manzarali bog'dorchilik va ko'kalamzorlashtirish

Toshkent-2020

The textbook describes the structure, composition and properties of the atmosphere, solar radiation, soil and air heat regime, humidity, clouds, precipitation, atmospheric pressure, information about air currents in the atmosphere. Also, optical, electrical and sound phenomena in the atmosphere are explained.

This tutorial provides program materials based on the achievements of meteorology at the present time. The textbook is designed for students of meteorological colleges. It can also be useful for students of forestry of agricultural higher educational institutions in the study of the subject of "Forest Meteorology", as additional literature, since the textbook has the necessary information about the influence of meteorologic values and phenomena on forests. Students of the Agricultural College can also use this manual to study the subject "Agrometeorology".

Mas'ul muharrir: A. Q. Abdullayev – O'zbekiston Respublikasi Vazirlar Mahkamasi huzuridagi gidrometeorologiya xizmat markazi (O'zgidromet) ning gidrometeorologiya ilmiy tekshirish instituti agroiklim resurslari va agroekologiya monitoring bo'lim boshlig'i, geografiya fanlari doktori.

SO'Z BOSHI

Hozirgi kunda mamlakatimizda talabalarning bilim olishlariga jiddiy e'tibor berilmoqda. Yoshlarning yuksak bilim cho'qqilarini zabt etish, iqtidor va qobiliyatlarini namoyon qilish, ularning har tomonlama yetuk insonlar bo'lib voyaga yetishishlari uchun barcha shart-sharoitlar yaratib berilayotir.

Oliy o'quv yurtlari, kollejlarda talabalarining puxta bilim egallashlari uchun u yoki bu fandan darslik yoki o'quv qo'llanmalarining ahamiyati juda katta. Hozirgi vaqtda respublikamizda o'qitish sifatini yanada yaxshilash uchun har bir fandan, shu jumladan, meteorologiya fanidan ham davr talablariga javob beradigan darslik yoki o'quv qo'llanma yaratish zarur.

Qayd qilishimiz kerakki, shu vaqtgacha oliy o'quv yurtlari uchun meteorologiyadan juda kam o'quv adabiyotlar nashr qilingan. Hidrometeorologik kollejlarda uchun meteorologiyadan darslik sifatida I.I. Guralnik, G.P. Dubinskiy, V.V. Larin, S.V. Mamikonovalarning rus tilida yozilgan «Meteorologiya» kitobi tavsiya etilgan. Bu kitobning ikkinchi nashri «Gidrometeoizdat» nashriyotida 1982 yilda chop etilgan. Mazkur darslik ilmiy-metodik jihatdan yuqori saviyada yozilgan bo'lsa-da, unda meteorologiya fanining keyingi yillarda erishgan yutuqlari bayon qilinmagan.

Mazkur darslikda yoritilgan dastur materiallarida asosan Rossiya hududidagi meteorologik kattaliklarning sutkalik va yillik o'zgarishlari, ob-havo va iqlim xususiyatlari bayon qilingan.

Ammo bu fanni respublikamiz oliy o'quv yurtlari va kollejlarda o'qitishda O'zbekistonda meteorologiya fanining yutuqlarini, O'zbekiston hududidagi tuproq va atmosfera issiqlik rejimlarining o'ziga xos xususiyatlarini, bulutlar, shamollar va yog'inlar turlarini, respublikamiz ob-havosi va iqlimining xususiyatlarini bayon qilish zarur.

Shuning uchun yuqoridagi mulohazalarni e'tiborga olib, biz o'zbek tilida o'quv qo'llanma tayyorladik. O'zbek tilida yozilgan ushbu o'quv qo'llanmani, shu maqsaddagi dastlabki intilish deb qarashimiz lozim. Ushbu o'quv qo'llanmaning mazmunini va hajmini aniqlashda gidrometeorologik kollejlari uchun "Fizika va agrometeorologiya" fanidan tasdiqlangan dasturga amal qilindi.

Hozirgi vaqtda respublikamiz meteorolog olimlarining samarali ilmiy-tadqiqot ishlarining natijalari asosida nashr qilingan ilmiy maqolalar va monografiyalari ko'p bo'lsa-da, o'quv adabiyotlarida ularni bayon qilishga kam e'tibor berilgan. Biz tayyorlagan ushbu qo'llanma shu sohadagi kamchiliklarni bartaraf qilishga yordam beradi. Unda atmosferaning tuzilishi va xossalari, tabiiy va antropogen omillar ta'sirida atmosferada o'tadigan turli xil fizik jarayonlar va hodisalar, atmosferaning radiatsion, issiqlik rejimlari, havo namligi, suv bug'ining kondensatsiyasi va sublimatsiyasi shuningdek, atmosferada ro'y beradigan optik, akustik va elektr hodisalarning fizik asoslari yoritilgan.

Mazkur o'quv qo'llanma gidrometeorologiya yo'nalishidagi kollejlarning meteorologiya fani dasturiga moslab yozilgan.

O'quv materiallarini yoritishda O'zbekiston Vazirlar Mahkamasi huzuridagi Gidrometeorologiya xizmati markazi (O'zgidromet) tarkibidagi Gidrometeorologiya ilmiy-tekshirish instituti (GMITI) va O'zMU meteorolog olimlarining keyingi yillarda nashr qilingan asarlaridagi ma'lumotlardan foydalanilgan.

Mazkur o'quv qo'llanmani yozishda O'zbekiston Respublikasi Vazirlar Mahkamasi huzuridagi Gidrometeorologiya ilmiy-tekshirish instituti olimlari tomonidan nashr qilingan «Ruscha-o'zbekcha meteorologik lug'at» (1998) va «Meteorologiyadan izohli lug'at» (2002), «O'zbekiston Milliy Ensiklopediyasi» Davlat ilmiy nashriyotida chop etilgan kitoblardagi atamalar va tushunchalarga rioya qilindi.

Mazkur o'quv qo'llanma gidrometeorologik kollejlari talabalari uchun mo'ljallab yozilgan bo'lsa-da, undan qishloq xo'jalik oliy o'quv yurtlarining bakalavriat bo'limida o'rmonchilik yo'nalishi bo'yicha ta'lim olayotgan talabalar ham «O'rmon meteorologiyasi» fanini o'rganishda asosiy adabiyot sifatida foydalanishlari mumkin, chunki unda meteorologik kattaliklar va hodisalarning o'rmonlarga ta'siri haqida eng zaruriy ma'lumotlar keltirilgan. Masalan, havo harorati va havo namligining, yog'inlar va shamollarning o'rmon daraxtlarining o'sish va rivojlanishiga ta'siri ham bayon qilingan.

Ushbu o'quv qo'llanmadan qishloq xo'jalik oliy o'quv yurtlari agronomiya fakulteti talabalari «Agrometeorologiya» fanini, pedagogika universitetlarining geografiya fakulteti talabalari «Meteorologiya» fanini o'rganishda foydalanishlari mumkin. Shuningdek, mazkur o'quv qo'llanmani qishloq xo'jalik kollejlari talabalari uchun ham tavsiya etamiz.

Mazkur o'quv qo'llanmadagi 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9-boblarni H. Arg'inboyev yozgan, 10, 11, 12, 13, 14-boblarni esa H. Arg'inboev, H. Abdullayev, Ya. Yusupova va T. Xushvaqto'vlar hamkorlikda yozganlar.

O'quv qo'llanma qo'lyozmasini diqqat bilan o'qib, uning sifatini yaxshilash bo'yicha bergan qimmatli maslahatlari uchun taqrizchilar: geografiya fanlari doktori A.Q. Abdullayevga, qishloq xo'jalik fanlari doktori, professor I.T. Turopovga, geografiya fanlari nomzodi dotsent G.X. Xolboyevga mualliflar o'zlarining samimiy minnatdorchiligini izhor etadilar.

Ushbu o'quv qo'llanma o'zbek tilida birinchi marta yozilganligi uchun, ba'zi kamchiliklardan holi emas. Mualliflar meteorolog olimlarimizning ushbu o'quv qo'llanma sifatini yaxshilash bo'yicha bergan barcha taklif va mulohazalari uchun minnatdorchilik bildiradi.

I-BOB. KIRISH

1.1. Meteorologiyaning predmeti va asosiy vazifalari.

Meteorologik kattaliklar va hodisalar. Meteorologiyaning boshqa fanlar bilan bog'lanishi.

Yer shari sirtini hamma tomonidan o'rab olgan havo qobig'i atmosfera deb ataladi. Atmosfera atamasi grekcha "atmos"- bug', havo va "sfera"- shar degan so'zlardan kelib chiqqan. Insonlar Yerni o'rab olgan ulkan havo okeanining tagida yashaydilar. Yer sirti bu havo okeanining tagini tashkil qiladi.

Yer atmosferasida havoning gorizonta, vertika va boshqa yo'nalishlardagi harakatlari, turli xil issiqlik hodisalari, suv bug'ining kondensatsiyasi sababli bulutlar vujudga keladi va ulardan yer sirtiga yog'inlar yog'adi, atmosferada tovush, elektr va optik hodisalar kuzatiladi.

Atmosferada vujudga keladigan barcha hodisalar yakka (ajralgan) holda emas, balki atmosferaning tuproq, suv, qor va o'simliklar qoplami sirtlari bilan uzviy o'zaro ta'sirlashuvi natijasida yuzaga chiqadi.

Ularning o'zaro ta'siri natijasida tuproq, suv, o'simliklar va qor qoplamlari atmosfera bilan uzluksiz ravishda issiqlik va namlik almashadi. Bunday sirtlarning har birini ***taglik (to'shalma) sirt*** deb yuritiladi. Atmosferada ro'y beradigan barcha fizik jarayonlarning energiya manbai bo'lib, Quyoshdan atmosferaga va undan o'tib Yer sirtiga tushadigan nurlanish oqimi energiyasi xizmat qiladi.

Meteorologiya atmosferaning tuzilishi, tarkibi, xossalari va uning taglik sirt bilan o'zaro ta'siridan vujudga keladigan turli xildagi hodisalar va jarayonlarni o'rganadigan fandır.

Demak, meteorologiyaning predmeti atmosferani tasdiq qilishdan iboratdir.

Meteorologiya fanining asosiy vazifasi atmosferada ro'y beradigan hodisalar va jarayonlarni fizika fani nuqtaiy nazaridan

tushuntirishdir, meteorologiya bu jarayonlarning paydo bo'lishi va rivojlanish qonunlarini o'rnatadi.

Meteorologiya atamasining o'zi qadimgi grek tilidagi «meteor»-osmon hodisasi, «logos»-ta'limot degan ma'noni bildiradi. Meteorologiyaning katta bo'limi alohida fan sifatida ***iqlimshunoslik*** nomini olgan.

Yer sharining turli mintaqalarining iqlimlarini o'rganadigan fanni iqlimshunoslik deyiladi.

Meteorologiya fani havo tarkibi, zichligi, bosimi, harorati va namligi, quyosh radiatsiyasi oqimi va uning aylanishlari, bulutlar, yog'inlar, atmosferada havo massalarining vujudga kelishi va ko'chishi (harakati), dovullar, qora sovuqlar, shamollar, qurg'oqchilik va boshqa atmosfera holatlarini tavsiflaydigan kattaliklar va hodisalarni quruqlik hamda Dunyo okeani sirti bilan o'zaro bog'lab o'rganadi.

Atmosferaning fizikaviy holatini tavsiflaydigan kattaliklarni meteorologik kattaliklar deb ataladi.

Meteorologik kattaliklar tushunchasini atmosfera holatlarini miqdor jihatdan tavsiflash uchun kiritilgan. Meteorologik kattaliklarning asosiylariga meteorologik stansiyalar va postlarda kuzatiladigan yoki o'lchanadigan atmosfera bosimi, havo harorati va namligi, shamol tezligi va yo'nalishi, bulutlanganlik miqdori, balandligi va qalinligi, yog'inlarning miqdori va jadalligi, meteorologik ko'rish uzoqligi, tumanlar va bulutlarning suvliligi kabilar kiradi.

Bu kattaliklarning har birining qiymatini u yoki bu o'lchov birligida ifodalash mumkin.

Quyosh radiatsiyasi, Yer va atmosfera nurlanishlari, quyosh yog'dusining davomiyligi kabi nurlanish oqimi energiyaning ba'zi tavsiflarini, shuningdek turlicha atmosfera hodisalari: chaqmoq, qor bo'roni (izg'irin) va boshqalarni ham meteorologik kattaliklarga qo'shish mumkin.

Atmosfera holatining keskin o'zgarishiga sabab bo'ladigan biror meteorologik jarayonga atmosfera hodisasi deb yuritiladi.

Meteorologik hodisalarga - tuman, yaxmalak, changli bo'ron, quyun, shudring, qirov va boshqalar kiradi. Ularni sifat jihatdan yoki meteorologik kattaliklar yordamida ifodalash mumkin. Masalan, quyuq tuman tushdi yoki 10-15 m masofani ko'rish mumkin bo'lgan tuman tushdi va h.k.

Meteorologik kattaliklarning o'zgarishi atmosfera jarayonlarining taglik sirt bilan o'zaro ta'sirining natijasi bo'lib, u hududning ob-havo va iqlimini belgilaydi.

Meteorologik kattaliklar va hodisalar o'zaro bog'liq, ulardan birortasining o'zgarishi boshqalarining o'zgarishini yuzaga keltiradi. Masalan, biror hudud atmosfera jarayonlarining rivojlanishida bulutlik o'zgarsa, uning o'zgarishi o'z navbatida havo harorati va namligining, yog'inlarning o'zgarishini keltirib chiqaradi. Natijada berilgan hudud ob-havosi ham o'zgaradi.

Biror joyda aniq vaqt paytidagi yoki vaqt oralig'idagi meteorologik kattaliklar va hodisalarning majmuasi bilan tavsiflanadigan atmosfera holatiga ob-havo deyiladi.

Ob-havo juda tez o'zgaruvchan va turlicha bo'ladi.

Meteorologik kattaliklarning biror vaqtdagi yoki biror muddat davomidagi qiymatlari bilan aniqlanadigan atmosfera holatiga meteorologik sharoit deyiladi.

Ob-havo tushunchasi bilan iqlim tushunchasi o'zaro chambarchas bog'langan. Biz ob-havo rejimi deganda atmosferada ro'y beradigan hodisalar va jarayonlarning bir-biriga yaqin tarzda takrorlanib turishini tushunamiz. ***Yer sharidagi har bir joyning geografik joylashuv o'rni bilan yuzaga kelgan o'rtacha ko'p yillik ob-havo rejimiga iqlim deyiladi yoki yer sharidagi ma'lum bir joyga xos bo'lgan ko'p yillik ob-havo rejimiga iqlim deyiladi.*** Iqlim o'zining barqaror (turg'un) ligi bilan ob-havodan farq qiladi.

Biror hudud ob-havosining har yilgi o'zgarishining borishi bir xil takrorlanavermaydi.

Ba'zi yillari yoz ancha issiq bo'lib, qish esa sovuq, boshqa bir yillari esa yoz salqinroq, qish esa iliqroq kelishi va yog'ingarchilik ko'p bo'lishi mumkin. Shuning uchun ma'lum bir hudud iqlimi deganda ko'p yillar davomida shu hududda kuzatilgan ob-havo rejimining o'rtacha qiymatini tushunishimiz kerak. Meteorologiya fani bir necha bo'limlardan tashkil topgan. Meteorologiyaning turli mamlakatlar va mintaqalar iqlimining shakllanish sharoitlarini o'rganadigan bo'limini iqlimshunoslik deb atalishini bilamiz.

Atmosferaning yuqori qatlamlari fizikasi bilan **agronomiya** bo'limi shug'ullanadi. Bundan tashqari meteorologiyaning bir qator tarmoqlari ham mavjud bo'lib, ularga: aktinometriya, dinamik meteorologiya, sinoptik meteorologiya, atmosfera optikasi, atmosfera elektri va boshqalar kiradi.

Shuningdek biror sohaga xizmat qiladigan tarmoq meteorologiyalari ham mavjud. Ularga aviatsiya, qishloq xo'jaligi, tibbiyot, kosmik, yadro, dengiz meteorologiyalari kabilar kiradi. Ularni ko'pincha umumlashtirilib, amaliy meteorologiya nomi bilan yuritiladi.

Meteorologiya va iqlimshunoslik bir qator fanlar bilan fanlararo bog'lanishga ega. Meteorologiya atmosferada sodir bo'ladigan fizikaviy jarayonlarni o'rganishi bo'yicha fizika bilan chambarchas bog'langan. Meteorologiya o'simliklar fiziologiyasi fani bilan ham uzviy bog'langan. Chunki o'simlik organizmida turli fiziologik jarayonlarning qanday tarzda o'tishi ob-havo sharoitlariga va uning alohida elementlari qiymatlariga bog'liq. Meteorologiyaning shuningdek dehqonchilik, ekologiya, sabzavotchilik, mevachilik fanlari bilan ham fanlararo bog'lanishlari mavjud.

1.2. O'simlik va muhit

Havo va tuproq harorati, havo va tuproq namligi, yorug'lik, issiqlik kabi meteorologik kattaliklarni ko'pincha **meteorologik omillar** deb ham yuritiladi. Meteorologik omillar o'simliklarning hayot faoliyatiga juda kuchli ta'sir ko'rsatadi. Ular Yer ustidagi havo va tuproqning, ya'ni o'simliklarning o'sishi va rivojlanishi o'tadigan muhitning fizikaviy holatini aniqlaydi.

O'simlikning o'sishi va rivojlanishi uchun yorug'lik, issiqlik, havo, suv va ozuqa moddalardan iborat asosiy hayot omillari zarur. O'simlik uchun asosiy hayot omillarining har biri boshqalari bilan o'zaro teng ahamiyatga ega. Ularning birini boshqalari bilan almashtirib bo'lmaydi. Masalan, o'simlik vegetatsiyasi davrida namlik yetarli bo'lgani bilan yorug'lik yetishmasa o'simlikning generativ organlari shakllanmaydi. O'simlikning bargida o'tadigan fotosintez jarayoni uchun energiya manbayi, bu bargga tushuvchi yorug'lik kvantlarining energiyasidir.

O'simlik barcha hayot omillari bilan birgalikda yetarlicha ta'minlanganidagina normal o'sadi va rivojlanadi. O'simliklarning butun hayot faoliyati muhit ta'sirida o'tadi. O'simlikka ta'siri bo'yicha muhit omillari asosiy – birinchi darajali va asosiy bo'lmagan – ikkinchi darajali omillarga ajratiladi. Asosiy hayot omillari o'simlikka bevosita kuchli ta'sir ko'rsatadi. Asosiy omillar o'simlikning butun hayoti davrida va o'simlik o'sayotgan barcha yerlarda ta'sir etadi. Asosiy bo'lmagan muhit omillari – shamol, bulutlik, tuman va boshqalar o'simlik hayotining ayrim davrlarida va kichik hududlarda ta'sir qiladi. Asosiy bo'lmagan muhit omillari asosiy omillarning ta'sirini kuchaytiradi yoki zaiflashtiradi. Masalan, shamol o'rmon hayotida ko'p qirrali ahamiyatga ega.

Shamol o'simliklar transpiratsiyasiga, havoning tarkibiga, aralashishiga, oqimiga ta'sir qiladi. Shamol o'rmon daraxtlarining changlanishi va urug'larining tarqalishiga yordam beradi. Ammo

kuchli shamollar o'rmonlarga salbiy ta'sir ko'rsatadi. Tezligi 90-100 km/soat bo'lgan shamollar-dovullar o'rmon daraxtlarining ko'p qismini ag'darib vayron qiladi.

Tezligi 10 m/s gacha shamollar o'rmonlarga ijobiy ta'sir etsa, tezligi 18 m/s dan oshiq shamollar esa o'rmonga salbiy ta'sir etadi. Bunday fikrlarni shamolning ekinlarga ta'siri haqida ham aytish mumkin. Masalan bahor oylarida esgan kuchli shamollar bug'doyzorlarning birmuncha qismini yotqizib ketadi, agar shamol yomg'ir bilan aralash bo'lsa, ularning salbiy ta'siri yanada kuchayadi.

O'simliklarning o'sishi va rivojlanishi uchun zaruriy asosiy hayot omillaridan yana biri issiqlikdir. O'simliklar issiqlik rejimining asosiy ko'rsatkichi haroratdan iborat.

O'simliklarning har bir turi uchun havo haroratining shunday qiymatlari borki, ularda o'simlik normal o'sadi va rivojlanadi. Bu haroratlar qiymatlarining o'zidan optimal (maqbul), minimal (eng oz), maksimal (eng yuqori) haroratlar ajratiladi.

O'simlikning o'sishi va rivojlanishi uchun qulay haroratni **optimal harorat t_{opt}** deb ataladi.

Muhit haroratining qisqa muddatga bo'lsa-da, minimal harorat t_{min} dan pasayib yoki maksimal harorat t_{max} dan oshishi o'simlikning o'sishiga salbiy ta'sir ko'rsatadi. Masalan, tayga o'rmonlari sharoitida qarag'ay urug'i yozda havo harorati 11°C dan past bo'lmagan holatlarda pishadi, harorat undan past bo'lsa, ular yetilib pishmaydi. Yoki pomidor va bodring o'simliklariga havo haroratining ta'sirini olsak, pomidor va bodring o'simliklari uchun optimal havo harorat $20-25^{\circ}\text{C}$ hisoblanib, $30-35^{\circ}\text{C}$ dan yuqori va 10°C da past haroratda ular yaxshi o'smaydi, aniqrog'i havo harorati 8°C dan pasaysa bu ekinlar o'sishdan to'xtaydi.

O'simliklarning normal o'sishi va rivojlanishi uchun tuproqda namlik yetarli bo'lishi kerak. Tuproq namligi esa la'Imi yerlarda yog'in

miqdori va turiga, namning yil davomidagi taqsimotiga va bug'lanish jadalligiga bog'liq.

O'simliklarga meteorologik omillar birgalashib, umumlashib ta'sir ko'rsatadi. Agar bunda har qaysi meteorologik omilning ulushi yetarli bo'lsa, o'simlik yaxshi o'sadi va aksincha.

Bundan tashqari o'simliklarning o'sishi va rivojlanishiga bahorgi kechki va erta kuzgi qora sovuqlar, qurg'oqchilik, quruq issiq shamollar va boshqalar ta'sir qiladi. Masalan, bahorgi kechki qora sovuqlar o'rmon daraxtlarining gullarini nobud qiladi. Natijada, kutilgan hosil olinmaydi (grek yong'og'i, bodom, handon pista, tog' olcha va h.k.). Eman, zarang, yong'oq, shumtol, kashtan kabi daraxtlar nihollari qora sovuqlarga juda chidamsiz bo'ladi.

O'simliklar bilan ularning yashash muhiti orasida juda kuchli bog'lanish va o'zaro ta'sir mavjud.

Agar tashqi muhit sharoitlari o'zgarsa, bu o'zgarishlar ta'sirida o'simlik evolyutsiya jarayonida yangi xossalarni o'zlashtiradi, boshqacha aytganda yangi sharoitlarga moslashadi va kelajak avlodlarining bunday o'zgarishlarga chidamliligi ortadi.

Boshqa tomondan o'simliklarning o'zi ham yashayotgan muhit fizik xossalariga ta'sir qiladi. Masalan, o'rmon tagida yoritilganlik kamayadi, havoning namligi ortadi, shamol kamayadi, yilning iliq davrida havo harorati pasayadi. Bu fikrni kengroq ma'noda aytsak, iqlim o'rmonga ta'sir qiladi, o'rmon esa o'z navbatida iqlimga ta'sir qiladi.

O'rmon meteorologiyasi fani meteorologik kattaliklar va iqlimning o'rmon bilan o'zaro ta'sirini o'rganadigan fandir.

Bu fanni yaxshi o'zlashtirish kelgusida o'rmon ixtisosligiga oid «O'rmonshunoslik» va boshqa fanlarni muvaffaqiyatli o'rganish uchun asos bo'ladi. Chunki «O'rmonshunoslik» fanining o'rmon biologiyasiga doir bo'limini o'tishda o'rmondagi havo tarkibi va uning o'zgarishlari, havo harorati va namligi, yorug'likning o'rmon

daraxtlarining o'sishi va rivojlanishiga ta'siri, shamollarning o'rmonlarga ta'siri, shuningdek, qishloq xo'jaligi uchun noqulay meteorologik hodisalar (qora sovuqlar, qurg'oqchilik, jala yog'inlar, qish paytidagi qattiq sovuqlar) ning o'rmonlarga ta'sirini o'rganiladi.

Meteorologiya va iqlimshunoslik xalq xo'jaligining turli sohalari uchun katta ahamiyatga ega. Chunki ko'p ishlarning muvaffaqiyatli o'tkazilishi ob-havo va iqlimga bog'liq. Meteorologik omillar qishloq xo'jalik ekinlarining o'sishi, rivojlanishi va hosildorligiga ta'sir ko'rsatadi. Shuningdek, meteorologik omillar qishloq xo'jalik ekinlari kasalliklari va zararkunandalarining rivojlanishi va tarqalishiga ham ta'sir qiladi.

Bunday ta'sirlarning natijalarini o'rganish qishloq xo'jaligi uchun katta ahamiyatga ega, chunki ularni o'rganish asosida ob-havo sharoitlari bilan o'simliklar orasidagi munosabat ochiq-oydin yuzaga chiqadi. Qanday ob-havo sharoitlari o'simliklarning o'sishi, rivojlanishiga qulay, qandaylari qulay emasligi aniqlanadi. Shuningdek, qishloq xo'jaligi uchun xavfli meteorologik hodisalarning tabiatini o'rganib, ularning zararli ta'sirini butunlay yo'qotish yoki qisman kamaytirish tadbirlari ishlab chiqiladi. Ob-havo va iqlimning o'simliklarga ta'sirini agrometeorologiya fani ham o'rganadi.

Agrometeorologiya meteorologik sharoitlarning o'simliklar o'sishi, rivojlanishi, hosilining shakllanishi jarayonlarini, agrotexnik tadbirlar bilan birgalikda hamda ularning o'zaro ta'sirini o'rganadigan fandir.

Meteorologik va iqlim omillari o'rmon xo'jaligida ham katta ahamiyatga ega. Chunki ular o'rmon daraxtlarining o'sishi, rivojlanishi va mahsuldorligini ta'minlaydi.

Ba'zi yillari o'rmonlarda zamburug' kasalliklari va o'rmonga zarar yetkazadigan hasharotlar rivojlanishi uchun qulay ob-havo sharoitlari yaratiladi. Ko'p turdagi zamburug' kasalliklarining

rivojlanishiga yilning iliq davridagi namgarchiligi yuqori ob-havo sharoitlari, hasharotlarning tez ko'payishiga esa quruq ob-havo sharoitlari qulay bo'ladi.

Shunday qilib, o'rmon xo'jaligi uchun o'rmon meteorologiyasini o'rganish muhim ahamiyatga ega.

1.3. O'zbekistonda meteorologiya fani rivojlanishining qisqacha tarixi

Meteorologiya va agrometeorologiya fanlari bir-biri bilan chambarchas bog'langan. Shuning uchun ularning rivojlanishi ham umumiy tarixga ega.

Odamlar dehqonchilik bilan shug'ullana boshlaganidan keyin olingan joyning ob-havosi va iqlimi bilan ekinlar hosili miqdori orasida bog'lanish borligini payqashgan va dehqonchilik ishlarini iqlim sharoitlariga moslab olib borishgan.

Atmosfera hodisalarini kuzatish haqidagi dastlabki ma'lumotlarni yunon mutafakkiri Aristotelning (384-322) birinchi bo'lib yozgan «Meteorologiya» kitobida bayon qilingan. Bu kitobda o'sha davrgacha atmosfera hodisalariga doir to'plangan kuzatishlar natijalari umumlashtirilgan va ularni tushuntirish bo'yicha dastlabki intilishlar bayon qilingan.

Buyuk o'zbek mutafakkiri Abu Rayhon Beruniy (973-1048) o'zining «At-Tafhim» nomli asarida yomg'ir, shudring, qirovlarning hosil bo'lishini, atmosferada ro'y beradigan chaqmoq, momaqaldiroq, kamalak kabi hodisalarning sababini ilmiy asosda tahlil qilishga intilgan.

XVII asrda asosiy meteorologik asboblari: termometr (Galiley, 1597), simobli barometr (Torrichelli, 1643) va barometr-aneroid (Leybnis, 1706) kashf qilindi. Bu asboblari kashf qilinganidan keyin meteorologiyada asboblari yordamida kuzatish ishlari rivojlana boshladi, natijada atmosfera bosimi va havo haroratini kuzatish, turli joylarda o'tkazilgan o'lchash natijalarini o'zaro taqqoslash ishlari amalga oshirila boshladi.

Rossiyada ob-havoni asboblari yordamida tizimli ravishda kuzatish 1725 yilda hozirgi Sankt-Peterburg shahrida boshlangan.

O'rta Osiyoda dastlabki meteorologik kuzatishlar XX asr boshlarida boshlangan. 1921 yilda Toshkent shahrida Turkiston (1925 yildan boshlab esa O'rta Osiyo) meteorologiya instituti (Sredazmet) tashkil etilgan.

Shundan keyin respublikamizda meteorologiya, agrometeorologiya sohasida ilmiy-tadqiqot ishlari rivojlana boshladi.

O'zbekistonda meteorologiya va agrometeorologiya fanlarining taraqqiyotida L.N. Babushkin, A.A. Skvorsov, V.A. Bugayev, I.G. Gringof, F.A. Mo'minov, A.Q. Abdullayev, H.M. Abdullayev, T.M. Muxtorov, V.Y. Chub, H.A. Imomjonov kabi olimlarimizning xizmatlari katta.

Meteorologiyadan ruscha-o'zbekcha lug'atlar tayyorlashda va ularni tahrir qilishda A.A. A'zamov, S.I. Inog'amova va boshqa olimlarimiz salmoqli hissa qo'shganlar va qo'shmoqdalar.

Hozirgi kunda respublikamizda meteorologiya sohasidagi ilmiy tadqiqot ishlari O'zbekiston Gidrometeorologiya ilmiy-tekshirish instituti (GMITI) da va O'zbekiston Milliy Universitetida olib borilmoqda.

I-bob uchun savollar

1. Meteorologiya fani nimani o'rganadi?
2. Meteorologiyaning qanday bo'limlari bor?
3. Asosiy meteorologik kattaliklar va hodisalarni bayon qiling.
4. Meteorologik sharoit deb nimaga aytiladi?
5. Taglik sirt tushunchasining ta'rifini keltiring va tushuntiring.
6. O'rmon meteorologiyasi va agrometeorologiya fanlarining asosiy vazifalarini bayon qiling.
7. Meteorologik sharoitlarning o'simliklarga ta'siri haqida misollar keltiring.

II-BOB. ATMOSFERA TARKIBI VA TUZILISHI

2.1. Atmosfera quyi qatlamlari havosining tarkibi

Biz oldingi mavzudan Yer sharini o'rab turgan havo qobig'ini atmosfera deb atalishini bilamiz.

Atmosferaning butun massasi $5,157 \cdot 10^{18}$ kg ga teng bo'lib, Yer massasi ($5,9787 \cdot 10^{24}$ kg) ning milliondan bir ulushini tashkil qiladi.

Atmosfera butun massasining 50 foizga yaqin qismi Yer yuzasidan 5 km gacha, 75 foizi 10 km gacha, 90 foizi 16 km gacha, 99 foizi yer yuzasidan 30-35 km balandliklargacha cho'zilgan atmosfera qatlamlarida to'plangan.

Bu hisoblardan ko'rinadiki, Yer yuzidan 30-35 km balandliklardan yuqoridagi havo qatlamlarda havo siyraklashganligidan massasi nihoyatda kam bo'lib, atmosfera butun massasining 1 foizinigina tashkil qiladi.

Atmosfera Yerning o'z o'qi va Quyosh atrofida aylanishida ishtirok qiladi. Bundan tashqari havo Yer sirtiga nisbatan gorizonta va vertikal yo'nalishlarda harakat qiladi va shuning uchun yashil aralashib ketadi. Atmosferaning yuqoridan aniq chegarasi yo'q, yuqoriga chiqqan sari havo siyraklashib boradi.

Atmosfera Yerdagi barcha tirik organizmlarning yashash muhitidir (bunga kislorodsiz-anaerob shaklda yashaydigan bakteriyalar kirmaydi.) Insonlar va qishloq xo'jaligi ishlab chiqarishi obyektlari havoning hozirgi vaqtdagi mavjud tarkibiga moslashgan.

Atmosferaning Yer sirtidan 50-100 m balandlikkacha bo'lgan qatlamini Yerga tutash (yaqin) havo qatlami, Yer sirtidan 1000-1500 m balandlikkacha bo'lgan qatlamini esa chegaraviy yoki ishqalanish qatlami, 1000-1500 m balandliklardan yuqoridagi qatlamlarini erkin atmosfera deb yuritiladi.

Odatda Yer sirtidan 20-25 km gacha bo'lgan atmosfera qatlamini atmosferaning quyi qatlami deb yuritiladi. Biz ushbu mavzuda atmosfera quyi qatlamining tarkibini qaraymiz.

Atmosferani tashkil qilgan gazlar aralashmasiga havo deb yuritiladi.

Havoni tashkil qilgan asosiy gazlarga azot (N_2), kislorod (O_2), argon (Ar), karbonat angidrid (CO_2) gazlari kiradi.

Bundan tashqari havo tarkibida asosiy bo'lmagan juda oz miqdordagi kripton (Kr), ksenon (Xe), geliy (He), vodorod (N_2), ozon (O_3), yod (J_2), radon (Rn), metan (CH_4), ammiak (NH_3), is gazi (CO), oltingugurt (IV) oksid (SO_2), vodorod peroksid (H_2O_2) va boshqa gazlar bor.

Atmosfera tarkibida yuqorida aytilganlardan tashqari muallaq holatdagi tabiiy yoki sun'iy (antropogen) ravishda kelib chiqqan qattiq va suyuq zarrachalar bor. Ularni ***aerozollar*** deb yuritiladi.

Quruq havo deb tarkibida suv bug'i bo'lmagan havoga aytiladi.

Suv bug'i, chang va boshqa aralashmalardan tozalangan va Yer yuziga yaqin joylashgan quruq havo tarkibida hajmga nisbatan azot 78,08 % ni, kislorod 20,95 % ni, argon 0,93 % ni, karbonat angidrid gazi 0,033 % ni tashkil qiladi.

Demak, asosiy gazlar (N_2 , O_2 , Ar) havo tarkibining 99,96 foizini, asosiy bo'lmaganlarning hammasi esa 0,04 foizini tashkil qiladi.

Atmosferaning quyi qismida har doim gorizontal va vertikal yo'nalishlarda havo massalarining harakati ro'y berib turganligi uchun havo yaxshi aralashib turadi. Natijada, atmosferaning pastki qismida (25 km balandlikkacha) butun Yer shari sirti bo'ylab havo tarkibi bir xil saqlanadi. Real sharoitda havo tarkibiga yana suv bug'i ham kiradi. Shuning uchun havo har doim oz yoki ko'p darajada namlangan bo'ladi.

Havo tarkibidagi karbonat angidrid gazi, ozon va suv bug'larining miqdorlari vaqtga nisbatan va geografik kenglikka qarab o'zgaradi.

Havo tarkibidagi karbonat angidrid gazining miqdori mahalliy sharoitlarga bog'liq ravishda sutka va yil vaqtlariga qarab o'zgaradi.

Masalan, qutbiy kengliklar ustidagi havo tarkibidagi CO₂ miqdori, mo'tadil kengliklar ustidagi havodan oz. Okeanlar ustida uning miqdori, quruqlik ustidagidan kam bo'ladi. Kunduzgi soatlarda havo tarkibidagi CO₂ miqdori kechasinikidan kam bo'ladi.

Yirik sanoat shaharlar havosida CO₂ ulushi hajmga nisbatan 0,07 % gacha ortadi.

Karbonat angidrid gazi odamlar va hayvonlarning nafas chiqarishida, mineral yoqilg'i (ko'mir, neft, tabiiy gaz)larning yonishida, organik moddalarning chirishi va parchalanishida ajraladi, hamda turlicha usullarda atmosferaga ko'tariladi. Natijada, yillar o'tgan sari atmosferadagi CO₂ miqdori asta-sekin orta boradi. Ammo o'simliklar fotosintez jarayonida havodan CO₂ ni yutib, uning atmosferadagi miqdorining oshib ketishiga to'sqinlik qiladi.

Insonlar sanoatning turli tarmoqlarida energiya qaytadan tiklanmaydigan manba (ko'mir, neft, tabiiy gaz) larini qanchalik ko'p yoqib ishlatsa, atmosferadagi CO₂ gazi miqdorining ortishi ham tezlashadi.

Keyingi 70-80 yillar davomida atmosferadagi CO₂ ning ulushi 1900 yildagi 0,029 % dan, 1980 yilga kelib 0,033 % gacha oshgan yoki uning ulushi shu o'tgan davrda 10-12 % ga ko'paygan. Keyingi 100 yil mobaynida insonlarning xo'jalik faoliyati natijasida atmosferaga CO₂ gazini chiqarish 31-32 % ga oshgan.

Ma'lumotlarga qaraganda, 1987 yili butun dunyo davlatlari atmosferaga faqat CO₂ ning o'zidan 22 mlrd.t. chiqargan, shuning 23 % ini AQSH da, 19 % ini - sobiq ittifoqda, 13 % ini - G'arbiy Yevropada, 8,7 % ini – Xitoyda, 7% ini Sharqiy Yevropa mamlakatlarida, 23 % ini esa qolgan barcha davlatlar tomonidan chiqarilgan. Atmosfera quyoshning nurlanish oqimini Yerga tomon miqdor jihatdan bir oz kamaytirib o'tkazadi.

Ammo atmosferadagi CO₂ gazi Yer sirtining uzunto'liqlik infragizil nurlanishini yutib, atmosferadan tashqariga uning oz qismini

o'tkazadi. Boshqacha aytganda, CO₂ gazi ham issiqxona oynasi kabi vazifani bajarib, atmosferada «issiqxona effekti»ni vujudga keltiradi va Yerning nurlanish sababli ortiqcha sovib ketishiga yo'l qo'ymaydi.

Bundan atmosferadagi CO₂ gazi miqdori ko'paygan sari Yerning isishi kuchayadi degan xulosani ayta olamiz.

Ma'lumotlarga qaraganda, XXI asrda Yer sirtidagi havoning o'rtacha harorati, o'tgan asr oxiridagiga nisbatan 2020 yillarda 2,5° ga, 2050 yillarda esa 3-4° ga oshishi kutilmoqda. Bunga yo'l qo'ymaslik uchun esa insonlar atmosferadagi CO₂ miqdorini kamaytirish choralari jiddiy ravishda amalga oshirishi zarur. Yerning ortiqcha isishi quruqlik, dengiz va okean muzliklariga jiddiy ta'sir ko'rsatadi. Birinchi navbatda Grenlandiya, Shimoliy Muz okeani, qisman Antarktida sohillaridagi muzliklarning erishi kuchayadi, natijada Dunyo okeanining sathi ko'tariladi. Bunday holat esa toshqinlar, dovullar va boshqa xavfli meteorologik hodisalarning tez-tez takrorlanib turishiga olib kelishi mumkin.

Muzliklarning me'yoridan ko'p erishi sababli yer maydoni kamayadi, Shuningdek, abadiy muzgarchilik hududlar maydoni ham qisqaradi. Natijada, toshqinlar ko'payib, insonlar hayotiga juda katta iqtisodiy zarar keltiradi.

Masalan, keyingi yillarda Yevropada, jumladan, Fransiyada kuchli toshqinlar ro'y berib, aholiga juda katta zarar yetkazdi. Umuman olganda, havo tarkibidagi karbonat angidrid gazining ortishi, kislorod miqdorining kamayishidan tirik organizmlar zarar ko'radi, ularning nafas olishi qiyinlashadi.

Havo tarkibidagi suv bug'i okeanlar, dengizlar, ko'llar, daryolar, katta-kichik anhorlar, suv havzalari, nam tuproq, juda oz bo'lsa-da, qor va muz qoplamlari, o'simliklarning bug'lanishi (transpiratsiyasi) dan hosil bo'ladi va havoning **issiqlik konveksiyasi** va **turbulentligi** jarayonlari yordamida atmosferada birmuncha balandlikgacha

ko'tariladi, gorizontal havo oqimlari bilan ancha masofalarga tarqaladi.

Bunda Yer sirtidan balandlik oshgan sari havo tarkibidagi suv bug'ining miqdori kamayib boradi. Yer sirtidan 10-15 km balandliklarda suv bug'ining miqdori juda ham kamayib ketadi

Atmosferaning quyi qatlamlarida suv bug'ining miqdori eng ko'pi bilan hajm bo'yicha 4 % gacha ortadi. Uning atmosferadagi o'rtacha miqdori qutbiy kengliklarda 0,02 % ga, tropik kengliklarda esa 2,5 % ga teng.

Atmosferadagi suv bug'ining biror balandlikda **kondensatsiyasi** va **sublimatsiyasi** natijasida bulutlar paydo bo'ladi va sharoit yetarli bo'lganda ulardan Yer sirtiga u yoki bu turdagi yog'inlar yog'adi.

Suv bug'i infraqizil radiatsiyani yaxshi yutadi va o'zi ham uzun to'liqlik infraqizil nurlarni chiqaradi. Suv bug'i (umuman atmosfera) nurlanishining Yer tomon yo'nalgan qismi Yerning uzun to'liqlik nurlanishidan sovishini ancha kamaytiradi.

Suv bug'lanishida energiya sarflanadi, yoki bug'lanayotgan suv soviydi. Suv bug'ining kondensatsiyasi va sublimatsiyasida esa aksincha issiqlik ajraladi. Bulutli kunlari havoning birmuncha iliq bo'lishining sababi ham shunda.

Atmosfera havosi tarkibining yana bir o'zgaruvchan qismi uch atomli kislorod molekulalari (O_3) dan tashkil topgan **ozon** gazidir. Ozon rangsiz, o'tkir hidli va kuchli oksidlovchi gaz.

Atmosferadagi ozonning umumiy massasi $3,2 \cdot 10^{12}$ kg ga teng va atmosfera butun massasining $6,10^{-7}$ % ulushini tashkil qiladi.

Atmosfera tarkibida ozon miqdori g'oyat oz bo'lishiga qaramasdan uning Yerdagi organik hayot uchun ahamiyati katta.

Ozon atmosferada Yer yuzidan 70 km balandlikgacha uchraydi, ammo uning asosiy massasi Yer yuzidan 20-55 km balandliklardagi qatlamlarda to'plangan. Yer yuzida ozonning miqdori juda oz. Balandlik oshgan sari uning miqdori (yoki zichligi) ortib borib 20-26 km balandliklarda maksimal qiymatiga erishadi. So'ngra uning miqdori balandlik oshgan sari kamaya boshlaydi va Yer yuzidan 70 km

balandliklarda esa yana nolga teng bo'lib qoladi. Ozonning 0-70 km qatlamdagi o'rtacha zichligi $9,10^{-8}$ kg/m³ yoki (90 mkg/m³), maksimal zichligi esa $6,10^{-7}$ kg/m³ (yoki 600 mkg/m³) ga teng. Demak, ozon atmosferada vertikal yo'nalish bo'yicha notekis taqsimlangan. Ozon gorizontal yo'nalishda ham notekis taqsimlangan. Ekvator ustida ozon miqdori eng oz, geografik kenglik oshgan sari uning miqdori ortib boradi.

Uning miqdori qutbiy kengliklarda maksimumga erishadi. Kisloroddan ozonning hosil bo'lish jarayoni atmosferaning 70 dan 15 km gacha qatlamlarida molekulyar kislorod (O₂) molekulalariga quyosh ultrabinafsha radiatsiyasining fotokimyoviy ta'siri natijasida vujudga keladi. Bu jarayonda ikki atomli kislorod (O₂) molekulalarining bir qismi atomlarga parchalanadi (dissosiatsiyanadi) va bu uyg'ongan atomlar parchalanmay saqlanib qolgan (dissosiatsiylanmagan) boshqa O₂ molekulalari bilan birikib O₃(ozon) molekulalarini hosil qiladi.

Ayni shu vaqtda ozon spektrning ultrabinafsha, binafsha va ko'rinadigan qismlarida nur yutishi natijasida teskari jarayon ozonning kislorod molekulasini va atomlariga parchalanishi ham ro'y beradi. Agar ozon hosil bo'lish jarayoni, ozonning parchalanish jarayonidan afzal bo'lsagina atmosferada ozon miqdori ortadi.

Ozon molekulalarining parchalanishi boshqacha yo'l bilan ham o'tishi mumkin. Masalan, ozon molekulalari o'zaro bir-biri bilan yoki O₂ molekulalari bilan to'qnashuvlarida ham ro'y beradi. Bunda ozon molekulalarining parchalanish tezligi haroratga bog'liq bo'lib, harorat oshgan sari tezlashadi.

Ozon atmosferaning quyi qatlamlariga pastga tomon harakatlanayotgan havo oqimlari bilan tushadi. Pastga yo'nalgan oqimlar olib tushgan ozon konsentratsiyasi odatda uncha katta bo'lmaydi.

Atmosferadagi ozonning umumiy miqdorini ozon qatlamining keltirilgan qalinligi yordamida ifodalanadi. Birlik kesimli vertikal atmosfera ustunidagi barcha ozonni normal bosim ($10^{13},25$ gPa) va 0°C haroratda to'plansa uning hosil qiladigan qalinligini ozon qatlamining keltirilgan qalinligi deb yuritiladi. Atmosferaning butun qalinligi uchun ozon qatlamining keltirilgan qalinligi o'rtacha 3 mm ($0,3$ sm) atrofida bo'ladi. Turli qatlamlardagi ozon miqdorini ham o'sha qatlamdagi ozon qatlamining keltirilgan qalinligi bilan o'lchanadi. Ozon to'lqin uzunligi $\lambda < 0,29$ mkm dan kichik bo'lgan ultrabinafsha radiatsiyani to'liq yutadi. Shuning uchun ham $\lambda < 0,29$ mkm quyosh ultrabinafsha radiatsiyasi atmosferada yutilib yerga yetib kelmaydi. To'lqin uzunligi $\lambda < 0,29$ mkm dan kichik ultrabinafsha radiatsiya yuqori biologik faollikka ega bo'lib, tirik organizmlarga halokatga olib borish ta'sirini ko'rsatadi. Yer yuzasiga to'lqin uzunligi $0,29$ mkm dan $0,39$ mkm gacha bo'lgan ultrabinafsha radiatsiyaning atmosferada yutilgandan qolgan qismigina yetib keladi.

Atmosferada ozon miqdori bahor oylarida maksimal qiymatga erishadi, kuzda esa ozon miqdori minimal bo'ladi. Bunda ozonning yillik o'zgarishining amplitudasi geografik kenglik bilan ortib boradi. Atmosferaning quyi qatlamlaridagi ozon konsentratsiyasi odatda insonlar, hayvonlar va o'simliklar hayoti uchun xavfli darajagacha ortmaydi.

Shunday qilib, atmosferadagi ozon gazi to'lqin uzunligi $\lambda < 0,29$ mkm dan kichik ultrabinafsha radiatsiyani yaxshi yutib, uning zararli ta'siridan Yer yuzidagi tirik organizmlarni saqlaydi.

Real sharoitda atmosfera tarkibida asosiy gazlar va juda oz miqdordagi asosiy bo'lmagan gazlar, suv bug'i, turli xil qattiq va suyuq zarralar bor.

Atmosferada muallaq holatda mavjud bo'lgan qattiq va suyuq zarralarga aerosollar deyiladi. Atmosfera aerosollarning borligi sababli doimo oz yoki ko'p darajada ifloslangan bo'ladi.

Kelib chiqishiga qarab aerosollar quyidagi turlarda uchraydi:
Tabiiy aerosollar. Ularga:

a) atmosferada suv bug'ining kondensatsiyasi va sublimasiyasi natijasida hosil bo'lgan suv tomchilari va muz kristallari;

b) o'rmonlarning yong'inlar vaqtida yonishidan atmosferaga ko'tarilgan tutun, qurum va kul zarralari;

d) kosmik fazodan kelgan va vulqonlarning portlashidan hosil bo'lgan qum va chang zarralari;

l) okean va dengiz suvlari to'liqlanganda yuqoriga sachragan suv tomchilarining bug'langanidan keyin havoda qolgan tuz zarralari;

f) atmosferadagi turli-tuman bakteriyalar, o'simliklar changlari, sporalar va boshqalar kiradi.

Insonlarning xo'jalik faoliyati natijasida (antropogen) hosil bo'lgan aerosollarga:

a) ko'mir yoqib ishlaydigan elektr stansiyalar, ko'mir, metallurgiya, kimyo sanoati korxonalari, sement, ohak, neftni qayta ishlash va boshqa zavodlar isitish tizimlari qozonlaridan atmosferaga ko'plab miqdorda turli xildagi aerosollar ko'tariladi. Ularning asosiylariga quyidagilarni ko'rsatsak bo'ladi: azot oksidlari, ammiak, uglerod oksidi, ftor, ftoridlar, oltingugurt dioksidi, oltingugurt uglerodi, oltingugurt vodorodi, sulfat kislotasi, vodorod ftoridi (freon), oltingugurt oksidi, rux, mis, xlor, xrom, kadmiy, qo'rg'oshin, simob, kremniy va boshqalar;

b) avtotransport vositalaridan chiqadigan is gazi, azot oksidi, sulfat angidrid va qo'rg'oshin zarralari kiradi. Atmosferaning ifloslanishi odamlarning sog'ligiga, ekinlarning o'sishi va rivojlanishiga salbiy ta'sir ko'rsatadi.

Tabiiy yo'sinda vujudga kelgan aerosollarning zararli ta'sirini tushunish uchun quyidagi misollarni keltiramiz.

Hozirgi vaqtda Orol dengizining sathi 17 m dan ko'proq pasaygan, uning sohillari 60-80 km ga chekingan.

Orol dengizining qurib qolgan tubidan har yili atmosferaga 70 mln tonnaga qadar tuz changi ko'tarilmoqda. Ular Buxoro, Qashqadaryo viloyatlaridagi ekin maydonlariga ham tushib yerlarni sho'rlantirmoqda, natijada, o'simliklar ildizi rivojlanishini susaytirmoqda.

Surxondaryo viloyatining Termiz, Angor, Jarqo'rg'on va Muzrabod tumanlarida deyarli har oyda takrorlanib turadigan chang bo'ronlari qishloq xo'jalik ekinlariga zarar yetkazmoqda. Qum va chang bo'ronlari o'simliklarga salbiy ta'sir qilib, fotosintez va nafas olish jarayonlarining buzilishiga sabab bo'lmoqda.

Hozirgi vaqtda atmosferani ifloslantirishda asosiy o'rinni sanoat korxonalaridan atmosferaga chiqariladigan aerozollar tashkil qiladi. Insonlarning sanoat va transport sohasidagi faoliyati natijasida atmosferada aerozol zarralar miqdori ko'payishini quyidagi misollarda ko'rsatamiz.

1000 t po'lat eritishda havoga 40 t chang, 30 t oltingugurt (IV) oksid va 50 t uglerod oksidi chiqariladi. Yoki AQSH da bir yilda sanoat korxonalari tomonidan atmosferaga 142.2 mln.t uglerod oksidi, 33.9 mln.t oltingugurt oksidi, 22.7 mln.t azot oksidi va 25.4 mln.t chang zarralari chiqarilib tashlangan.

Agar butun dunyo mamlakatlarining sanoatdagi faoliyatini e'tiborga olsak, atmosferaga har yili juda ko'p million tonnalab turli zararli moddalar chiqarilishini tasavvur qila olamiz. Ularning ko'pchiligi zaharli bo'lib odamlar, hayvonlar va o'simliklarga zararli ta'sir ko'rsatadi. Masalan, Tojikiston aluminiy zavodidan atmosferaga chiqadigan zaharli chiqindilar Sariosiyo, Uzun, Denov, Oltinsoy tumanlarida yashovchi odamlar orasida havoning ifloslanishidan paydo bo'lgan kasalliklar bor, hayvonlardan ham kasallanganlari uchraydi. Ayniqsa qishloq xo'jalik ekinlariga aluminiy zavodidan chiqib havoga tarqaladigan ftorli birikmalar yuqoridagi tumanlar ayrim xo'jaliklarining ekinzorlariga zarar keltirmoqda.

Atmosferani radioaktiv moddalar zarralari ham ifloslantiradi. Atmosferaga yadro va termoyadro portlashlaridan, shuningdek, uran konlaridan ko'tarilgan ko'plab miqdordagi radioaktiv zarralar shamol ta'sirida katta hududlarga tarqaladi va sekin yemiriladiganlari uzoq vaqt saqlanib qoladi.

Hozirgi kunda respublikamizda atmosferaning radioaktiv ifloslanish xavfini solayotgan manbalardan biri Qirg'iziston Respublikasidagi "Moylisuv" radioaktiv moddalar qoldiqlari qabristonidir. Umuman olganda Yer sirtidagi har bir 1sm^2 yuzaga to'g'ri kelgan atmosfera ustunida 10^8 - 10^9 dona aerosol zarralar bor. Atmosferadagi aerosol zarralarning umumiy massasi (10^{11}kg ga yaqin), atmosferaning umumiy massasidan juda ham kichik. O'simliklar uchun havoni ifloslantiruvchi oltingugurt, ftor birikmalari, uglerod oksidi, xlor, uglevodород va boshqalar eng ko'p zarar yetkazadi. Ular fotosintez jarayonining normal o'tishini buzib, o'simliklarning o'sish va rivojlanish jarayonini sekinlashtiradi.

Tekshirishlar sabzavot ekinlaridan - shpinat, karam, salat, rediskalarning oltingugurt uglerodga juda ham sezgirligini ko'rsatadi. Atmosfera bu gaz bilan ifloslanganda kartoshka, qand lavlagi, pomidor, tok va beda o'simliklari hosildorligining kamayishini ko'rsatadi.

Azot oksidining havodagi konsentratsiyasi $0,08\text{ mg/m}^3$ va undan oshiq bo'lsa, sabzavot ekinlarning o'sishi va rivojlanishi sekinlashadi va hosildorligi pasayadi. Bunday misollarni ko'plab keltirish mumkin. Umumlashtirib aytganda, havoni ifloslantiruvchi aerosollarning o'simlikka zararli ta'sir etmasligi uchun ularning qiymati, ruxsat etilgan miqdori (REM) dan oshiq bo'lmasligi kerak. Odamlar bilan o'simliklar uchun REM miqdori bir xil emas.

Har bir sanoat korxonasi, har bir avtomobil ishlayotganda atmosferaga chiqadigan zaharli gazlarni kamaytirish hozirgi davrning eng asosiy talabidir.

Atmosfera havosini tabiiy yo'l bilan tozalashda o'simliklarning xizmati juda katta. Chunki o'simliklarning ko'pchiligi atmosfera gazlarini, shu jumladan zaharli gazlarni yutib ularning havodagi miqdorini kamaytiradi. Yashil o'simliklar atmosfera havosidagi chang miqdorini 2-3 marta ozaytiradi.

Atmosfera havosining tozalanishida yog'inlar ham muhim rol o'ynaydi. Qor va yomg'ir atmosferadagi zaharli moddalarning ma'lum qismini Yer yuziga olib tushadi. Yog'ingarchilik qancha ko'p bo'lsa, havo tarkibi shuncha tozalanadi. Ammo atmosferaning tabiiy yo'l bilan tozalanishi sekinlik bilan o'tadi. Shuning uchun insonlar atmosferani zaharli aerozollardan tozalashning samarali yo'llarini ishlab chiqishlari kerak.

Hozirgi vaqtda barcha davlatlarda, shu jumladan, O'zbekiston Respublikasida ham atmosferaga chiqariladigan zararli aerozollarning miqdorini kamaytirish choralari amalga oshirilmoqda. Buning uchun sanoat korxonalaridagi texnologik jarayonlarni takomillashtirish hisobiga kam chiqindili yoki chiqindisiz korxonalar qurilmoqda. Chiqindili zavodlarga maxsus moslamalar ishlatilib, ajralib chiqayotgan gazlarni, shuningdek, yarim mahsulotlarni zararli moddalardan tozalanib, ushlab qolinmoqda va mahsulot ishlab chiqarishga qaytadan ishlatilmoqda.

Atmosferani tozalashda ahamiyatga ega bo'lgan texnologik jarayonlardan yana biriga ishlab chiqarishda zaharli moddalarni zahari kam moddalar bilan almashtirishni ko'rsatish mumkin. Masalan, sanoat korxonalaridagi qozonlarni ko'mir yoki mazut yoqib emas, balki gaz yoqib ishlatilsa atmosferaga chiqarilib tashlanadigan zararli moddalar miqdori 70 -90 % ga kamayadi.

Avtomobillarga benzin o'rniga siqilgan gaz ishlatilsa, atmosferaga chiqariladigan zararli chiqindilar kamayib, atrof - muhit ancha kam ifloslanadi, yoki karbyuratorli dvigatellar o'rniga injektorli dvigatellar ishlatilsa atmosferaning ifloslanishi kamayadi.

Shunday qilib, atmosferani ifloslantiruvchi zaharli aerozollarni keskin kamaytirish davlat ahamiyatiga ega bo'lgan ishdir.

O'zbekiston Respublikasi Konstitutsiyasi, "Tabiatni muhofaza qilish to'g'risida" gi hamda 1996 yil 27 dekabrda qabul qilingan "Atmosfera havosini muhofaza qilish to'g'risida" gi qonunlari respublikamizda atmosfera havosini ifloslantirishga qarshi kurashishning huquqiy asoslarini belgilab beradi.

Hozirgi vaqtda respublikamizda atmosfera havosini muhofaza qilish sohasidagi barcha tadbirlar izchillik bilan amalga oshirilmoqda.

2.2. Yuqori atmosfera qatlamlari havosining tarkibi

Endi yuqori atmosfera qatlamlaridagi havoning tarkibini qaraymiz. Qutb yog'dulari va tungi osmon nurlanishi spektrlarini o'rganish, keyinchalik raketalar yordamida olib borilgan tadqiqotlar Yer sirtidan 95-100 km gacha bo'lgan balandliklarda atmosfera havosini tashkil qilgan asosiy gazlarning foizlardagi miqdorlari vertikal va gorizontal yo'nalishlarda o'zgarmasdan qolishini ko'rsatdi. Bunga bu balandliklargacha bo'lgan atmosfera qatlamlaridagi havoning vertikal va gorizontal yo'nalishlarda jadal aralashib ketishi sabab bo'ladi.

Yer sirtidan taxminan 100 km balandliklardan yuqorida havo tarkibi birmuncha o'zgaradi, bundan yuqorida gazlarning zichliklari bo'yicha qatlamlar bo'ylab taqsimoti boshlanadi va bu jarayon balandlik oshgan sari kuchayadi.

Yer sirtidan 95 km dan yuqoridagi havo tarkibida molekulyar azot N_2 va molekulyar kislorod O_2 lardan tashqari atom holatidagi azot N va kislorod O lar ham uchraydi. Tekshirishlar 200 km balandlikgacha atmosfera havosida azot miqdorining boshqa asosiy gazlarga nisbatan ko'proq bo'lishini ko'rsatadi.

200 km dan yuqorida esa molekulyar kislorod, ayniqsa atom holatidagi kislorod afzal tarqalgan. Hozirgi vaqtdagi tadqiqotlar ko'rsatadiki, 1000 km dan yuqorida atmosfera asosan geliy va vodoroddan tashkil topgan, bunda atom holatlardagi vodorod afzal tarqalgan. 1000 dan 3000 km gacha atmosferada geliy va undan yuqorida esa vodorod atomlari afzal tarqalgan.

Sun'iy yo'ldoshlar yordamida olib borilgan tekshirishlar 1200 km dan 3500 km gacha balandliklarda geliy ionlarining ham mavjudligini ko'rsatadi.

Atmosferaning yuqoridan aniq chegarasi yo'q. Atmosfera yuqoriga chiqqan sari siyraklashib sayyoralararo muhitga aylanadi.

Meteorologiyada atmosferaning yuqori chegarasiga shartli ravishda 1000-1200 km balandliklarni qabul qilingan.

Havo tarkibiga kiruvchi gazlar atomlari va molekulalari har doim tartibsiz issiqlik harakati holatida bo'ladi. Yer sirtidan balandlik oshgan sari hajm birligidagi molekulalar soni kamayib boradi, natijada ularning o'zaro to'qnashuvlar soni kamayadi, bunda o'z navbatida molekulalarning erkin yugurish yo'li uzunliklari ortadi. Shuning uchun to'qnashuvlarda yuqori tomon impuls olgan ba'zi molekulalar yoki atomlar o'z yo'lida boshqa molekulalar bilan to'qnashmasdan harakatlanadi. Bunda kinetik energiyasi yerning tortish kuchining bajargan ishidan katta bo'lgan molekulalar sayyoralararo fazoga ketadi.

Atmosferaning yuqori qismida gazlar molekulalari yoki atomlarining kosmik fazoga o'tish hodisasiga **atmosfera dissipatsiyasi** deb yuritiladi. Atmosferaning yuqori chegarasidan chiqib ketgan vodorod Yer tojisini vujudga keltiradi. Yerdan uzoqlashgan sari Yer tojining zichligi kamaya boradi va 3000 km dan yuqorida sayyoralararo fazoga aylanadi.

Kinetik energiyasi Yerning tortish kuchi bajargan ishidan kichik bo'lgan zarrachalar atmosferadan chiqib ketmaydi va atmosferada tartibsiz issiqlik harakatini davom ettiradi.

2.3. Atmosferaning tuzilishi

Biz avvalgi mavzularda Yer sirtidan balandlik oshgan sari havoning zichligi, namligi, harorati va havo holatini tavsiflaydigan boshqa kattaliklarning o'zgarishini, boshqacha aytganda atmosfera balandlik bo'yicha bir jinsli emasligini aytganmiz. Atmosfera gorizonttal yo'nalishda ham bir jinsli emas. Masalan, O'zbekistonning turli viloyatlaridagi gorizonttal hududlar ustidagi havo haroratlari ayni bir vaqtning o'zida turlicha qiymatlarga ega. Atmosferada havo haroratining o'zgarishi vertikal yo'nalishda ham turli balandliklarda har xil taqsimlangan. Suv bug'ining asosiy qismi esa atmosferaning quyi qatlamlarida joylashgan. Yer sirtidan 25-30 km balandliklardagi havo tarkibida suv bug'i juda oz bo'ladi.

Hozirgi vaqtda atmosfera quyidagi 4 ta belgining har biriga ko'ra turli qatlamlar (sferalar)ga ajratiladi:

1. Havo haroratining balandlik bo'ylab o'zgarishi.
2. Atmosfera havosining tarkibi va zaryadlangan zarrachalarning borligi.
3. Atmosferaning Yer sirti bilan o'zaro ta'sirining xususiyatlari.
4. Atmosferaning uchuvchi apparatlarga ta'siri.

Bu belgilar orasida atmosferaning turli qatlamlari mavjudligini havo haroratining balandlik bo'yicha taqsimlanishi yaqqol ko'rsatadi. Bu belgi asosida atmosferani 5 ta asosiy sferalarga ajratiladi: **troposfera** (Yer sirtidan o'rtacha 11 km balandlikgacha), **stratosfera** (11 km dan 50-55 km gacha), **mezosfera** (50-55 km dan 90 km gacha), **termosfera** (90 km dan 450 km gacha), **ekzosfera** (450 km dan yuqorida). Bu qatlamlar orasida vertikal qalinligi nisbatan kichik

bo'lgan oraliq qatlamlar: *tropopauza*, *stratopauza*, *mezopauza* va *termopauzalar* joylashgan.

1. **Troposfera**. Atmosferaning Yer sirtidan boshlanadigan eng quyi qatlami **troposfera** deb ataladi. **Troposfera** balandligi yil fasllariga, joyning geografik kengligiga va havo sirkulyatsiyasi xususiyatlariga bog'liq ravishda o'zgaradi. Biror kenglikning o'zida troposferaning yuqorigi chegarasi yozda ko'tariladi, qishda esa pasayadi. Yilning biror vaqtining o'zida troposferaning vertikal cho'zilganligi mo'tadil kengliklarda 9-12 km gacha yetadi, qutbda 8-10 km gacha pasayadi, ekvatorida esa 16-18 km gacha ko'tariladi.

Yuqori bosimli joylar ustida troposferaning ustki chegarasi pastga tushadi, kam bosimli joylar ustida esa troposferaning ustki chegarasi ko'tariladi. Troposferada havoning vertikal yo'nalishda jadal aralashuvi mavjud. Troposfera, ayniqsa uning quyi qatlamlari Yer sirti bilan jadal issiqlik almashadi.

Troposferada bulutlarning asosiy turlari vujudga keladi, yog'inlar yog'adi, turli xil meteorologik hodisalar kuzatiladi. Troposferada butun atmosfera massasining 80 foizi va suv bug'ining deyarli hammasi joylashgan.

Troposferada vertikal yo'nalishda har 100 m ga ko'tarilganda havo harorati o'rtacha $0,65^{\circ}\text{C}$ ga pasayadi (umuman olganda bu qiymatdan chetlashishlar ham uchrab turadi). Ekvator ustida troposferaning yuqorigi chegarasidagi yillik o'rtacha harorat -75°C ga, Shimoliy qutb ustida esa troposferaning yuqori chegarasidagi harorat qishda -65°C ga, yozda -47°C ga teng.

Troposfera bilan **stratosfera** orasidagi o'tish qatlamini **tropopauza** deb yuritiladi. Tropopauzaning vertikal qalinligi bir necha yuz metrdan 1-2 km gacha tebranadi. Troposferaning ustki qismida haroratning balandlik bo'ylab pasayishi to'xtagan yoki asta-sekinlik bilan ortayotgan balandlikdan boshlab tropopauza

boshlanadi. Demak, tropopauza balandligi deganda tropopauza qatlamining quyi chegarasi balandligini tushunamiz.

Troposferaning yerga yaqin qatlamining qishloq xo'jaligi ishlab chiqarishi uchun ahamiyati juda katta. Chunki bu qatlamning tagida ekinlar, o'simliklar, o'tzorlar, mevali daraxtlar o'sadi, hayvonlar ham shu qatlamning tagida yashaydi. Shuning uchun qishloq xo'jaligi ishlab chiqarishidagi juda ko'p amaliy masalalarni hal qilishda troposferada ro'y beradigan turli xil meteorologik hodisalarni bilishimiz kerak.

2. Stratosfera. Tropopauza qatlamining yuqori chegarasidan boshlab 50-55 km balandliklargacha yetadigan atmosfera qatlamini **stratosfera** deb yuritiladi. Tropopauza qatlamining harorati osha boshlagan balandligidan stratosfera boshlanadi. Stratosferaning quyi qismida 35 km balandlikgacha harorat sekinlik bilan ortadi, 35 km dan yuqorida harorat tez orta boshlaydi va stratosferaning yuqorigi chegarasida yillik o'rtacha harorat 0°C gacha yetadi.

Stratosferada suv bug'i juda oz bo'lganligidan bu qatlamda odatdagi bulutlar hosil bo'lmaydi.

Stratosferadan mezosferaga o'tish qatlamini **stratopauza** deb yuritiladi. Stratosferaning yuqorigi qismida haroratning yuqori bo'lishiga sabab, bu balandliklarda mavjud bo'lgan ozon gazining quyosh radiatsiyasini yutishidir.

3. Mezosfera. Stratosferadan yuqorida joylashgan atmosfera qatlamini **mezosfera** deb ataladi. Yer sirtidan 80 km gacha balandliklarda harorat -90°C gacha pasayadi. Mezosferada balandlik bo'ylab haroratning pasayishini mezosferada havoning jadal aralashuvi mavjudligi tasdiqlaydi. Mezosferadan yuqorida taxminan 80-90 km balandlikdagi oraliq qatlamni mezopauza deb yuritiladi

4. Termosfera. Mezopauzaning ustida 80-90 km balandlikdan boshlanib 500 km balandlikgacha cho'zilgan atmosfera qatlamini **termosfera** deb ataladi.

Termosferada harorat balandlik bo'ylab ortadi. Bu qatlamda balandlik bo'ylab haroratning ortishi quyosh ultrabinafsha radiatsiyasini bu balandliklardagi azot va kislorod atomlarining yutishidan kelib chiqadi va 200-300 km balandlikda harorat 1500°C gacha yetadi.

Ammo bundan termosfera shunday issiq ekan deb xulosa qilish kerak emas. Bunday yuqori harorat molekulalarning ilgariylanma harakati kinetik energiyasini tavsiflaydi, xolos.

Termosferada havo juda ham siyrak bo'lgani uchun, unda harakatlanuvchi boshqa jismlar bunday yuqori haroratlarni qabul qilmaydi. Bu balandliklarda harakatlanuvchi boshqa jismlar: Yer sun'iy yo'ldoshlari, kosmik kemalar, raketalar va h.k ning harorati asosan ularning yutgan quyosh nuriy energiyasi bilan tavsiflanadi.

5.Ekzosfera. Atmosferaning Yer sirtidan 450-500 km balandliklardan boshlanib, 2000-2500 km balandlikgacha cho'zilgan keng tashqi qatlamini **ekzosfera** deb yuritiladi. Ekzosferada havo zichligi juda oz, harorati esa juda katta bo'lganidan eng yengil ba'zi zarralar (atomlar, ionlar va h.k) ikkinchi kosmik tezlik (11,2 km/s) dan katta tezliklarga ega bo'lganliklari uchun kosmik fazoga o'tib keta oladi. Ekzosferada harorat taxminan 2000 K gacha yetadi. Atmosferada elektr o'tkazuvchanligi juda yuqori bo'lgan qatlamni **ionosfera** deb yuritiladi. Bu qatlam havoning kosmik nurlar, quyosh ultrabinafsha va korpuskulyar radiatsiyasining ta'sirida ionlashishidan paydo bo'lgan.

2.4. Atmosferani o'rganish usullari

Hozirgi vaqtda atmosferaning tuzilishini va xossalarini o'rganish uchun turli usullardan foydalaniladi.

Keyingi yillarda atmosferani o'rganish radiozondlar, uchar sharlar, samolyotlar, meteorologik raketalar, Yerning sun'iy yo'ldoshlari va kosmik kemalar yordamida olib borilmoqda.

Atmosferaning 20-25 km (ba'zi hollarda 25-30 km gacha) balandliklardagi xossalarini o'rganish uchun radiozondlash usuli keng yoyilgan.

Radiozond-erkin atmosferada meteorologik kattaliklarni o'lchaydigan va o'lchash natijalarini shu vaqt paytidayoq radiosignallar orqali meteorologik stansiyaga uzatadigan asbob. Radiozondlar ko'tarilgan balandliklardagi havo harorati, bosimi va namligi haqida kichik radio uzatgich orqali signallar uzatadi. Bu signallarni meteorologik stansiyalardagi radiopriyomniklar orqali qabul qilinadi.

Radiozondlar shunday afzallikka egaki, ular qanday balandlikka ko'tarilgan bo'lsa, xuddi shu vaqtning o'zidayoq shu balandliklardagi havo harorati, bosimi, namligi va shamol tezligi haqidagi ma'lumotlarni radio signal yordamida meteorologik stansiyaga uzatadi. So'ngra Yerdagi qabul qiluvchi radiopriyomnik orqali olingan signallarga ishlov berilib, atmosferaning turli balandliklaridagi meteorologik kattaliklarning qiymatlari haqida ma'lumotlar olinadi. Radiozondlash usuli erkin atmosferada meteorologik kattaliklarning vertikal yo'nalishda taqsimoti haqidagi ma'lumotlarni radiozondlar yordamida olishdan iboratdir.

Hozirgi vaqtda radiozondlash aerologik tadqiqotlarning asosiy usulidir. Atmosferadagi chegaraviy qatlam, bulutlar, tumanlar, atmosferadagi turli xil aerosol aralashmalar, nuriy energiya oqimlari va boshqalarni mufassal tadqiq qilish uchun samolyotlarga o'rnatilgan meteorologik asboblarni yordamida zondlash usuli qo'llaniladi.

Keyingi yillarda atmosferaning yuqori qatlamlarini meteorologik va geofizik raketalar yordamida zondlash usuli keng qo'llanilmoqda. Yer yuzidan 60-80 km balandliklardagi havo harorati, bosimi va zichligi haqidagi ma'lumotlarni meteorologik raketalar yordamida olinadi. Geofizik raketalar 400-500 km

balandliklargacha havo tarkibini aniqlashda qo'llaniladi. Shuningdek, ular yordamida quyosh nurlanishi, Yerning elektr va magnit maydonlarini o'rganiladi.

Keyingi yillarda atmosfera jarayonlarini kuzatishni Yer sun'iy yo'ldoshlari, boshqariladigan kosmik kemalarga o'rnatilgan kerakli meteorologik asboblarda yordamida olib borilmoqda. Ulardan foydalanib bulutlik, Yer sirti va atmosferaning optik xossalari, Yerning harorat maydoni haqida ma'lumotlar olinadi.

2-bob uchun savollar

1. Quruq havo tarkibiga kirgan asosiy gazlarni tavsiflang.
2. Atmosfera tarkibidagi suv bug'ining ahamiyati qanday?
3. Atmosfera tarkibidagi karbonat angidrid gazining ko'payishi qanday salbiy oqibatlarga olib keladi?
4. Atmosferada ozon qanday hosil bo'ladi?
5. Atmosfera yuqori qatlamlarining haroratiga ozon ta'sir qiladimi?
6. Aerosol deb nimaga aytiladi va ular atmosferaga qanday usullarda o'tadi?
7. Atmosfera yuqori qatlamlarining tarkibi, quyi qatlamlarining tarkibidan qanday farq qiladi?
8. Atmosfera vertikal yo'nalish bo'yicha qanday qatlamlarga taqsimlanadi va ularning o'rtacha balandliklarini izohlang.
9. Tropopauza qatlami troposferaning qanday balandliklaridan boshlanadi?
10. Ionosfera atmosferada qanday balandliklarda joylashgan?
11. Atmosferani qanday usullar yordamida o'rganiladi?

III-BOB. QUYOSH RADIATSIYASI

3.1. Quyosh radiatsiyasi.

Quyosh haqida umumiy ma'lumotlar

Yer sirtida va atmosferada ro'y beradigan barcha fizik jarayonlarning asosiy energiya manbai quyoshdan kelayotgan nurlanish oqimi energiyasidir.

Quyosh yerga eng yaqin yulduz hisoblanadi, uning nuriy energiyasi amalda yerdagi birdan-bir energiya manbai sanaladi. Juda kam va uncha kata bo'lmagan energiya manbai bo'lib yer qa'ri, oy va boshqa yulduzlar xizmat qiladi. Yerdan quyoshgacha bo'lgan o'rtacha masofa yoki boshqacha aytganda, bir astronomik birlik (la.b) $1,496 \cdot 10^8$ km ni tashkil etadi yoki aniqrog'i $1,49,597,890 \pm 500$ km ga teng. Yer Quyosh atrofida elliptik orbita bo'yicha harakat qiladi. Quyosh-Yer orasidagi minimal masofa 0,983 AB va maksimal masofa taxminan 1,017 AB ga teng. Yerning Quyoshga nisbatan joylashgan eng yaqin nuqtasi (perigeliy), bu taxminan 3-yanvarga tog'ri keladi, eng uzoqda joylashgan nuqtasi (afeliy) taxminan 4-iyulga tog'ri keladi, ko'rinuvchi disk yoki fotosferaning radiusi $6,599 \cdot 10^5$ km, Quyoshning massasi $1,989 \cdot 10^{30}$ kg, (Gudi va YUNG – 1889 y, Ikbali 1983 y). Quyosh to'laligicha gaz holatidagi jismdir. Uning tashqi qatlami (massa bo'yicha) 71 % vodoroddan, 26,5 % geliydan va 2,5 % og'ir metallardan iborat. Uning fizikaviy tuzilishi juda murakkab, xromosfera va tojli qatlami juda yaxshi o'rganilgan. Quyoshning sirli ichki sohasi, ya'ni yadrosi eng zich va eng issiq qismi hisoblanadi. U juda ham kuchli siqilgan gazlardan ya'ni zichligi $100:150 \text{ g} \cdot \text{sm}^{-3}$ ga teng gazlardan tashkil topgan. Yadro temperaturasi $15 \cdot 10^6$ dan $40 \cdot 10^6$ S oralig'ida. Quyosh asosiy massasi yadroda jamlangan. Quyosh yadrosi katta yadro reaktori bo'lib, u yerda doimo sintez reaksiyasi amalga oshadi. Bu reaksiya mahsuloti Quyoshning nuriy energiyasi bo'lib atrofga energiya sochiladi. Eng muhim reaksiya bo'lib, vodorodning geliyga aylanish reaksiyasi hisoblanadi. Dastavval Quyosh markazidan energiya

Quyoshning sirtiga chiqadi va u yerdan kosmosga tarqaladi. Quyosh yadrosi va ichida nurlanishlar rentgen nurlari va gamma nurlar tarzida nurlanadi. Fotosfera deb ataluvchi Quyosh sirti ko'pgina Yerga yetib keluvchi ko'rinuvchi nurlarning manbai hisoblanadi. Havorang stakan orqali fotosfera qobig'iga qaralsa qurollanmagan ko'zga ham ko'rinadi. U juda kichik zichlikli gazlardan tashkil topgan bo'ladi. Bu sohada temperature 4000 dan 6000 °S atrofida bo'ladi. Shunga qaramastan bu sohaning zichligi (10^{-4} bu dengiz sathidagi havo zichligiga to'g'ri keladi) shu bilan birga fotosfera shaffof emas, u kuchli ionlashgan gazlardan tashkil topgan. Fotosfera nur tarqatuvchi manba hisoblanadi, nimaga deganda u uzluksiz spektrli nurlantirish va nur yurgich qobiliyatiga ega.

Quyoshdan Yerga tushadigan nurlanish oqimini quyosh radiatsiyasi deb yuritiladi yoki Yer atmosferasiga kirib keladigan va undan o'tib Yer sirtiga tushadigan quyosh nurlanish oqimini quyosh radiatsiyasi deb yuritiladi. Quyosh radiatsiyasi fazoda elektromagnit to'lqinlar singari $3 \cdot 10^8$ m/s tezlik bilan tarqaladi. Meteorologiyada quyosh radiatsiyasining energiyasi o'rganiladi.

Yer qobig'ining ustki qatlamlaridagi tabiiy radioaktiv moddalarning yemirilishida ajraladigan energiya, kosmik nurlar olib keladigan va yulduzlarning nurlanishidan yer sirtiga tushadigan energiyalar, Quyoshdan Yerga keladigan energiyaga nisbatan nihoyatda oz.

Quyoshdan Yer atmosferasiga nurlanish oqimidan tashqari, har xil ishorali zaryadlangan zarrachalar oqimlari, asosan katta tezliklar bilan tarqaluvchi elektronlar va protonlar oqimlari ham yetib keladi. Bunday zarrachalar oqimlarining energiyasi, quyosh radiatsiyasi energiyasidan taxminan 10 million marta oz. Odatda bunday zarrachalar radiatsiyasini ***korpuskulyar radiatsiya*** deb yuritilib, uning ta'sirida atmosferaning yuqori qatlamlarida havoning ionlashishi sodir bo'ladi. Shuningdek, ular ta'sirida magnit bo'ronlari va qutb yog'dulari vujudga keladi. Korpuskulyar radiatsiya ya'ni

zaryadlangan elektr zarrachalar oqimlari Yer sirtidan 90 km balandliklardan pastga qariyb o'tmaydi.

Yer sirtiga tushgan quyosh radiatsiyasining ma'lum qismi undan qaytadi, qolgan qismi esa tuproqning ustki qatlamlarida yutilib uni isitadi. Boshqacha aytganda, yutilgan nurlanish oqimi energiyasi issiqlikka aylanadi. Natijada, isigan Yer sirti troposferaning quyi qatlamlarini isitadi, ulardan vertikal yo'nalishda uzatilgan issiqlik miqdori hisobiga troposferaning yuqori qatlamlari ham isiydi.

Demak, Yerga Quyoshdan nurlanish oqimi energiyasi tushganligi uchun unda hayot uchun zaruriy harorat sharoiti yaratiladi. Okeanlar, dengizlar, ko'llar va daryolar o'ziga tushgan quyosh radiatsiyasining bir qismini yutib isiydi va isigan sari bug'lanishi kuchayadi. Suv bug'lari o'z navbatida atmosferadagi turli jarayonlar ta'sirida troposferaning yuqori qatlamlarigacha ko'tarilishida kuchli soviganligidan troposferaning turli qatlamlarida suv bug'larining kondensatsiyasi va sublimatsiyasi yuz berishi natijasida turli turdagi bulutlar hosil bo'ladi, bulutlarni tashkil qilgan suv tomchilari va muz kristallarining yiriklashuvi natijasida atmosferadan yerga turli xil yog'inlar yog'adi.

Yerga tushayotgan quyosh radiatsiyasining bir qismini tashkil qiladigan ko'rinadigan yorug'lik ta'sirida o'simliklarning yashil bargida fotosintez jarayoni o'tadi.

Fotosintez o'simliklar barglarida yutilgan yorug'lik energiyasi ta'sirida anorganik moddalar (suv va karbonat angidrid gazlari) ning organik moddalar (oqsil, kraxmal va boshqalar) ga aylanish jarayonidir. Bu jarayon o'simlik bargi xloroplastlaridagi yashil pigmentlar-xlorofill donalari yutgan yorug'lik energiyasi hisobiga amalga oshadi. O'simliklar barglarida fotosintez jarayoni tufayli organik moddalar to'planadi, nafas olish jarayonida esa to'plangan organik moddalar sarflanadi. Nafas olishdan ortib qolgan moddalar energiyasi hisobiga o'simliklar o'sadi, rivojlanadi va hosil beradi.

O'simliklarda fotosintez jarayoni o'tishi sababli ulardan atmosferaga kislorod ajralib chiqadi, atmosferadan esa karbonat angidrid gazi yutiladi. Fotosintez jarayoni tufayli atmosfera tarkibida kislorod miqdori kamayib, karbonat angidrid gazining miqdori esa ortib ketmaydi.

Nihoyat, energiyaning qaytadan tiklanmaydigan turlari –neft, tabiiy gaz va toshko'mirlar ham o'ta qadim zamonlarda o'sgan o'simliklarning chirishidan paydo bo'lganini va o'simliklarning o'zi ham quyosh yorug'ligi hisobiga o'sganligini har doim yodimizda saqlashimiz kerak. Endi Quyosh haqidagi umumiy ma'lumotlarga to'xtalamiz. Quyosh koinotdagi bepoyon yulduzlarning Yerga eng yaqini bo'lib, radiusi 696000 km ga teng, yoki uning radiusi Yer radiusidan 109,1 marta katta.

Yerdan ko'rinishi bo'yicha Quyosh gardishining burchak o'lchami 32^1 ga teng. Quyoshdan Yergacha o'rtacha masofa $149,6 \cdot 10^6$ (149,6 mln) km. Yorug'lik bu masofani 8 minut 19 s. da o'tadi. Quyoshning massasi $1,99 \cdot 10^{30}$ kg bo'lib, Yer massasi ($5,98 \cdot 10^{24}$ kg) dan qariyb 333000 marta katta. Quyoshning o'rtacha zichligi $1,41 \text{ g/sm}^3$.

Quyosh sirtida og'irlik kuchining tezlanishi, Yer sirtidagi og'irlik kuchi tezlanishidan 27,9 marta katta bo'lib $273,7 \text{ m/s}^2$ ga teng.

Quyosh moddalarining tarkibida elementlar davriy jadvalidagi 70 ga yaqin elementlar bor. Ular orasidan eng ko'p miqdordagisi vodorod gazi bo'lib, u Quyosh massasining qariyb 70 % ini tashkil qiladi. Quyosh massasining 29 foizini geliy, qolgan 1 foizini esa boshqa gazlar tashkil qiladi. Gazli olovli shardan iborat quyosh tuzilishi bo'yicha ichki qismga va quyosh atmosferasiga ajratiladi. Quyosh atmosferasining eng zichlashgan qismini **fotosfera** (yorug'lik sferasi) deb ataladi. Fotosferaning harorati 6000 K ga teng. Bunday yuqori haroratda fotosferani tashkil etgan moddalar **plazma**

holatida mavjud bo'ladi. Fotosferada vodorod neytral holatda ham bo'ladi. Fotosfera qalinligi 100-300 km.

Fotosfera bir tekis yorug' bo'lmay, ko'p sonli qoramtir oraliqlar bilan ajralgan, o'rtacha kattaligi 1000 km atrofidagi ayrim oq donalardan iborat. Bunday uzunchoq noto'g'ri shakldagi oq donalarni **granulalar**, granulalarning paydo bo'lish hodisasi esa **granulyatsiya** deb yuritiladi. Teleskoplar bilan kuzatishlar granulyatsiya manzarasining uzluksiz o'zgarib turishini ko'rsatadi. Ayrim granulaning umri o'rta hisobda 5 minut atrofida bo'lib, ularning biri yo'qolganda, uning o'rniga ikkinchisi paydo bo'lib almashinib turadi. Fotosfera ustida ancha xira qismlar-dog'lar ham bor. Quyosh gardishi chetlarida oqarib ko'rinadigan **mash'allar** ham mavjud. Mash'allar ko'pincha dog' guruhlari atrofida, ba'zan esa mustaqil mavjud bo'ladi.

Fotosfera ustida quyosh atmosferasining zichligi ancha kam bo'lgan qatlami - **xromosfera** (bo'yalgan sfera) joylashgan. Xromosferaning tashqi qatlamlarida zichlik 10^{-5} g/sm³ gacha kamaygan sohalarda quyosh atmosferasining eng siyrak qismi **quyosh toji** deb ataluvchi qatlami boshlanadi. Quyosh tojida mavjud bo'lgan elektronlar va kosmik changlar ichki qatlamlarning nurlanishini atrof fazoga sochadi.

Quyosh tojining quyosh gardishidan 0,5 mln km gacha cho'zilgan ancha ravshan qismi (ichki toj) ni quyosh tutilmagan vaqtda toj yozgich (kronagraf) yordami bilan kuzatilsa, tojning ancha xira, qalinligi bir necha quyosh radiusiga cho'zilgan tashqi qismi (tashqi toj) ni quyosh to'la tutilgan vaqtlardagina kuzatiladi. Quyosh dog'larining soni va ishg'ol etgan yuzalari o'rta hisobda 11 yillik davr bilan o'zgaradi. Quyoshda eng ko'p va katta dog'lar kuzatilgan yillari unda mash'allar, protuberans va chaqnash kabi faol hodisalarning kuchayishi va ko'payishi kuzatiladi. Shuning uchun bunday davrlarni quyosh faolligining maksimumi deb yuritiladi.

Quyosh dog'larining maksimumi yillarida ultrabinafsha radiatsiyani nurlanishi va quyoshdan chiqayotgan zarrachalar oqimining jadalligi kuchayadi.

Dog'larning maksimumidan keyin ularning soni 6 yil davomida minimum davr boshlangancha kamayib boradi (ba'zan bir necha oylar davomida quyoshda 1 ta ham dog' paydo bo'lmaydigan hollar ham uchraydi). Quyosh dog'larining minimumidan keyin dog'larning soni asta-sekin ko'paya boshlaydi va 5 yil o'tgach yangi maksimum boshlanadi.

Quyosh qa'riga kirgan sari harorat va bosim jadal ortadi va quyoshning markaziy qismlarida harorat 13 mln gradusgacha, zichlik 100 g/sm^3 gacha, bosim esa $2,2 \cdot 10^{16} \text{ Pa}$ (paskal) gacha yetadi.

Bunday yuqori haroratlarda zichlashgan gazsimon moddalar afzal ravishda atom yadrolaridan va erkin elektronlardan iborat bo'ladi. Quyoshning markaziy qismlaridagi atomlar bir-biri bilan to'qnashib turadi. Ba'zi to'qnashuvlarda ayrim zarrachalar boshqa yadrolar ichiga kirib borishi natijasida termoyadro reaksiyalar boshlanadi.

Quyoshda vodorod atomlari juda ko'p bo'lgani uchun, ularning atomlari ionlashishida yagona elektronini yo'qotib musbat zaryadli protonga aylanadi. Shuning uchun quyoshning markaziy qismida to'qnashishlarda boshqa elementlar yadrolarini o'zgartirishga yetarli energiyaga ega bo'lgan erkin protonlar juda ko'p.

Quyoshning nurlanish quvvati $3,71 \cdot 10^{26} \text{ Vt}$ ga teng, boshqacha aytganda quyosh har sekundda olam fazoga $3,71 \cdot 10^{26} \text{ J}$ energiya sochadi. Yerga esa bu energiyaning $\frac{1}{2 \cdot 10^9}$ (ikki milliarddan bir) ulushigina tushadi. Shunday bo'lsada, Yer Quyoshdan yiliga $5,74 \cdot 10^{24} \text{ J}$ energiya oladi. Yer sirtining har 1 km^2 maydoniga yiliga o'rtacha $1,1 \cdot 10^{16} \text{ J}$ energiya tushadi. Xuddi shuncha miqdordagi issiqliqni olish uchun esa 400 mln. kg dan ortiq toshko'mirni yoqish kerak.

Quyoshda, yuqorida ko'rsatilgandek katta miqdordagi energiya qanday hosil bo'ladi degan savolning paydo bo'lishi tabiiydir. Dastavval qayd qilamizki, astronom olimlar quyoshning milliard yillar davomida juda katta miqdordagi energiyani uzluksiz nurlanib turishini quyoshni tashkil qilgan moddalarning oddiy usulda yonishi va quyoshdagi ulkan gaz massasining siqilishi bilan tushuntirib bo'lmashligini isbot qildilar. Quyoshning hozirgi vaqtdagi holatiga o'tganiga ham 4,5 milliard yillar bo'lgan bo'lsada, uning nurlanish energiyasi qariyb o'zgarmasdan davom etmoqda.

Olimlarning ilmiy izlanishlari ko'rsatadiki, quyoshdagi shuncha katta energiyaning manbayi bo'lib, uning markaziy qismlaridagi o'ta yuqori (10^7 K va undan ham yuqori) harorat va katta zichlik (100 g/sm^3) sharoitida o'tadigan vodorodning geliyga aylanish ***termoyadro reaksiyasidir.***

Termoyadro reaksiyasida yadro reaksiyasiga qaraganda bir necha marta ko'proq energiya ajraladi. Quyoshning markaziy qismlarida amalga oshadigan ikki xil termoyadro reaksiyasining ahamiyati juda katta. Ular uglerod–azot (C-N) va proton-proton (p-p) sikllaridagi termoyadro reaksiyalaridir.

Har ikkala siklda o'tadigan termoyadro reaksiyasida ham 4 ta vodorod yadrosining yo'qolishi hisobiga geliyning 1ta turg'un yadrosi (${}^4_2\text{He}$) hosil bo'lishida $4,3 \cdot 10^{-12} \text{ J}$ yoki 1g geliy hosil bo'lishida esa 180 ming kVt-soat energiya ajraladi. Quyosh tarkibidagi vodorodning miqdori juda ham ko'pligidan, termoyadro reaksiyasida ajralib turadigan energiya, quyoshning har sekundda olam fazoga nurlangan energiyasining o'rnini qoplaydi.

Demak, quyosh markaziy qismlarida o'tadigan termoyadro reaksiyalarida vodorod sarflanib, uning quyosh qa'ridagi umumiy miqdori yillar o'tgan sayin har yili juda oz miqdordan kamayib boradi. Hisobotlar ko'rsatadiki, quyosh qa'ridagi vodorod miqdori kelgusida bir necha milliard yillar davomida termoyadro

reaksiyasini vodorod bilan ta'minlab turishga yetadi. Hozirgi vaqtda quyoshda proton-proton siklidagi termoyadro reaksiyasi, boshqa sikllardagi termoyadro reaksiyalaridan afzal o'tadi, uglerod–azot reaksiyalari ancha qizigan (quyoshdan ham harorati yuqori) yulduzlarga xos deb qaraladi. Yerga tushadigan quyosh nurlanish oqimining asosiy qismini to'lqin uzunliklari $0,1 \div 30$ mkm (mikrometr) orasida bo'lgan ultrabinafsha, ko'rinadigan va infraqizil nurlar tashkil qiladi. Quyosh nurlanishining shu qismini meteorologiyada ***Quyosh radiatsiyasi*** deb yuritiladi.

3.2. Atmosferadagi nurlanish oqimlari turlari.

Quyosh radiatsiyasining energetik yoritilganligi

Quyosh radiatsiyasi atmosferaning yuqori chegarasidan Yer sirtigacha bo'lgan oraliqdagi atmosfera qatlamlarini o'tishda yutilishi va sochilishi sababli vujudga keladigan bir qator o'zgarishlarga uchraydi. Atmosfera qatlamining yuqori chegarasidan Yer sirtigacha bo'lgan masofani o'tishda quyosh radiatsiyasining ma'lum qismi atmosfera gazlari molekulalari va havodagi aralashmalarda yutilib issiqlikka aylanadi va atmosferani isitishga sarflanadi. Quyosh radiatsiyasining yana bir qismi atmosfera gazlari molekulalari, atmosferada mavjud qattiq va suyuq aralashma zarralar tomonidan sochiladi. Quyosh radiatsiyasining atmosferada yutilishidan va sochilishidan qolgan qismi esa Yer sirtigacha yetib keladi. Agar atmosferaning yuqori chegarasiga tushgan quyosh radiatsiyasi miqdorini 100 foizga teng deb olsak, atmosferadan o'tib Yer sirtiga uning o'rtacha 75 foizi tushadi (25 foiz qismi atmosferada yutiladi). Yer sirtiga yetib kelgan quyosh radiatsiyasining bir qismi undan yana qaytadi va qolgan qismi Yer sirtidagi faol qatlamda yutiladi va uni isitadi, kunduzgi soatlarda faol sirtida yutilgan issiqlikning bir qismi tuproq ichki qatlamlariga uzatiladi. Atmosferada sochilgan radiatsiyaning ma'lum qismi yana Yerga

tushadi va qisman yutiladi, qisman qaytib kosmik fazoga ketadi. Shu o'rinda atmosferaga tushgan quyosh radiatsiyasining ma'lum qismi ham atmosferadan qaytib kosmik fazoga ketishini ta'kidlab o'tamiz.

Natijada, quyosh radiatsiyasi atmosferadan o'tishda yutilishi sababli miqdor jihatdan kuchsizlanadi va sochilishidan spektral tarkibi o'zgaradi.

Demak, Yerga tushadigan quyosh radiatsiyasi to'g'ri va sochilgan radiatsiyalardan iborat bo'ladi.

Quyoshning ko'rinadigan sirtidan bevosita atmosferaga va undan o'tib Yer sirtiga tushadigan radiatsiyani to'g'ri quyosh radiatsiyasi deb ataladi. Yer bilan Quyosh orasidagi masofa juda katta bo'lganligidan to'g'ri quyosh radiatsiyasini parallel nurlar oqimi deb qarash mumkin.

Quyosh radiatsiyasining atmosferada havo molekulalari, bulut va boshqa turlicha aerosol zarrachalarda sochilganidan keyin shu sochilgan nurlanishning yerga tushadigan qismini sochilgan radiatsiya deb ataladi. Sochilgan radiatsiya Yer sirtidagi buyumlarga quyoshdan to'g'ridan-to'g'ri tushmaydi, balki osmon gumbazining istalgan nuqtasidan tushadi. Sochilgan radiatsiyani odatda gorizontalsirtga nisbatan aniqlanadi.

Gorizontalsirtga ayni bir vaqtda tushadigan to'g'ri va sochilgan radiatsiyalarni birgalikda yalpi (yig'indi) radiatsiya deb ataladi.

Quyosh radiatsiyasining Yer sirti va atmosferaning qaytargan qismini qisqato'lqinli qaytgan radiatsiya deb ataladi.

Fizika fanidan harorati mutlaq (absolyut) nol (-273°C) dan yuqori bo'lgan har qanday jism nur chiqarishi ma'lum. Bundan tashqari harorati yuqori bo'lgan jismlar qisqato'lqinli nurlanish chiqarishini, harorati past jismlar esa uzunto'lqinli nurlanish chiqarishini bilamiz.

Nurlanayotgan jismning harorati oshgan sari uning chiqargan nurlanishining to'liq uzunligi shunchalik qisqara boradi. Yer sirtining harorati o'rtacha 15°C atrofida bo'lganidan Yer uzun to'liqli nurlanish chiqaradi.

Yerning nurlanishini odatda Yerning issiqliq nurlanishi yoki uzunto'liqli nurlanishi deb yuritiladi. Atmosfera o'ziga tushgan quyosh radiatsiyasining bir qismini va Yerning uzunto'liqli nurlanishini yutib bir oz isiydi. Isigan atmosfera o'z navbatida koinotga va Yerga tomon yo'nalgan uzunto'liqli nurlanish chiqaradi.

Atmosferaning Yerga tomon yo'nalgan nurlanishini uchrashuvchi (qarama - qarshi) nurlanish deb ataladi. Atmosfera nurlanishining yuqoriga tomon yo'nalgan, atmosfera qatlamlaridan o'tib olam fazoga ketadigan qismini ***ketuvchi nurlanish*** deb yuritiladi. Yer va atmosfera radiatsiyasi ham quyosh radiatsiyasi kabi atmosferada qisman sochiladi va qisman yutiladi.

Shunday qilib, atmosferada nurlanish oqimlarining bir qismi (to'g'ri, sochilgan va atmosferaning uchrashuvchi nurlanishi) Yerga qarab yo'nalgan bo'lsa, qolgan qismi (qaytgan radiatsiya va Yerning uzun to'liqli nurlanishi) esa Yerdan atmosferaga va olam fazoga qarab yo'nalgan bo'ladi. To'g'ri radiatsiya miqdori, sochilgan radiatsiya miqdoridan ortiq bo'lgani uchun havo ochiq kunlari ko'p bo'lgan joylarda qishloq xo'jaligi uchun asosiy ahamiyatga ega. Yuqori kengliklarda bulutli ob – havo afzal tarqalganligidan va quyosh balandligi uncha katta bo'lmaganligi sababli sochilgan radiatsiyaning yil bo'yicha qiymati, to'g'ri radiatsiyanikiga tenglashishi va hattoki qish oylarida undan oshiq ham bo'lishi mumkin. Havo bulut bilan to'la qoplanganda Yer sirtidagi tabiiy yoritilganlikni faqat sochilgan quyosh radiatsiyasi vujudga keltiradi.

Meteorologiyaning Quyosh, Yer va atmosfera radiatsiyasini o'rganadigan bo'limini ***aktinometriya*** deb yuritiladi.

Aktinometriyaning asosiy vazifalaridan biri – nurlanishlar oqimlarini o'lchashdan iboratdir. Bu bo'limda nuriy energiyani miqdor jihatdan **radiatsiya oqimi** tushunchasi bilan tavsiflanadi.

Biror sirtga vaqt birligida tushgan nuriy energiya miqdoriga radiatsiya oqimi deb yuritiladi. Aktinometrik kuzatishlarda odatda nuriy energiya oqimi zichligini o'lchanadi.

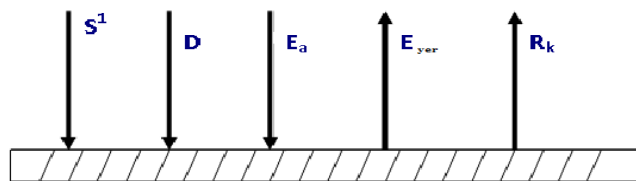
Birlik sirtga vaqt birligida tushadigan radiatsiya oqimi miqdoriga radiatsiya oqimining zichligi deb aytiladi.

Avvalgi yillarda nashr qilingan meteorologik adabiyotlarda radiatsiya oqimi zichligi tushunchasi o'rniga odatda radiatsiya oqimi jadalligi tushunchasi ishlatilgan.

Hozirgi kunda bu tushuncha o'rniga **radiatsiya oqimi energetik yoritilganligi** tushunchasi qo'llaniladi. Radiatsiya oqimining energetik yoritilganligi SI tizimida Vt/m^2 birlikda o'lchanadi. Radiatsiya oqimi energetik yoritilganligining avvalgi yillarda qo'llanilib kelingan biror tizimga kirmagan **$kal/(sm^2 \cdot min)$** birligi bilan **Vt/m^2** orasida quyidagicha munosabat mavjud:

$$1kal/(sm^2 \cdot min) = 698 Vt / m^2$$

Quyosh nurlariga tik qo'yilgan birlik sirtdan vaqt birligida o'tadigan to'g'ri quyosh radiatsiyasi miqdorini, to'g'ri radiatsiyaning tik sirtdagi energetik yoritilganligi deb ataladi va uni S harfi bilan belgilanadi. U holda gorizontalsirtdagi to'g'ri radiatsiya energetik yoritilganligini S^1 bilan belgilaymiz. Shunga o'xshash sochilgan radiatsiya energetik yoritilganligini D , qisqa to'lqinli qaytgan radiatsiya energetik yoritilganligini R_q , atmosferaning uchrashuvchi nurlanishi energetik yoritilganligini E_a , Yerning uzunto'lqinli nurlanishini E_{yer} deb olaylik. Atmosferadagi nurlanish oqimlari yo'nalishlarini sxematik ravishda quyidagicha ko'rsata olamiz (3.1-rasm).



3.1–rasm. Atmosferadagi nurlanish oqimlari yoʻnalishlarini

Endi atmosferaning yuqoriga chegarasida quyosh nurlariga tik qoʻyilgan birlik sirtga tushadigan toʻgʻri quyosh radiatsiyasini miqdor jihatdan qaraylik. Yer bilan Quyosh orasidagi masofa oʻrtacha boʻlganda atmosferaning yuqori chegarasida quyosh nurlariga tik joylashtirilgan birlik sirtga quyosh nurlanishining vaqt birligida vujudga keltirgan energetik yoritilganligini **quyosh doimiysi** deb ataladi va uni S_0 harfi bilan belgilanadi. Eng keyingi maʼlumotlarga binoan quyosh doimiysining qiymati $S_0=1377 \text{ Vt/m}^2$ ga teng.

Demak, quyosh doimiysi bu quyosh radiatsiyasiga hali atmosferaning taʼsiri boʻlmagandagi vujudga kelgan energetik yoritilganligidir va u faqat quyoshning nur chiqarish qobiliyatiga bogʻliq.

Biz yuqorida quyosh radiatsiyasini elektromagnit toʻlqinlardan iborat deb aytganmiz. Shuning uchun nurlanish oqimlarining toʻlqin uzunliklarini λ harfi bilan belgilaymiz. Odatda radiatsiyani toʻlqin uzunligiga qarab qisqatoʻlqinli va uzuntoʻlqinli guruhlariga ajratiladi. Qisqatoʻlqinli radiatsiyaga toʻlqin uzunliklari 0,1 dan 4 mkm gacha boʻlgan radiatsiyalar oqimlari kiradi.

Demak, qisqatoʻlqinli radiatsiyaga faqat koʻrinadigan yorugʻlikgina kirib qolmay, balki toʻlqin uzunliklari boʻyicha unga yaqin boʻlgan ultrabinafsha va infraqizil nurlar ham tegishlidir. Uzun toʻlqinli radiasiyaga toʻlqin uzunliklari 4 dan 120 mkm gacha boʻlgan Yer sirti va atmosferaning nurlanishi kiradi. Toʻgʻri, sochilgan va qaytgan radiatsiyalar spektrning qisqatoʻlqinli qismini, Yer va atmosferaning

nurlanishi esa spektrning uzunto'lqinli qismini tashkil qiladi. Quyosh radiatsiyasi butun energiyasining 99 foizi qisqato'lqinli radiatsiyaga, qolgan 1 % energiyasi esa quyosh radiatsiyasining to'lqin uzunliklari juda kichik va juda katta bo'lgan qismlariga to'g'ri keladi.

Shunday qilib, atmosferadagi barcha turdagi radiatsiyalar oqimlari bir-biridan to'lqin uzunliklari va energiyalari bilan farq qiladi. Turli radiatsiyalar oqimlarining miqdorlari sutka davomida o'zgarib turadi. O'simliklar asosan to'g'ri va sochilgan radiatsiyani, juda oz miqdorda qaytgan radiatsiyalarni o'zlashtiradi. To'g'ri va sochilgan, yalpi radiatsiyalar miqdorini aniqlashda quyoshning osmon gumbazidagi vaziyatini bilish lozim. Uni aniqlashda esa quyoshning ufq (gorizont) dan balandligini, azimutini, og'shini va soat burchagini bilish kerak. ***Endi shu tushunchalarni eslatib o'tamiz.***

1. Kuzatuvchi turgan nuqtadan Yer markaziga tomon tushirilgan vertikal bilan Yer ekvatori tekisligi orasidagi burchak, shu nuqtaning ***geografik kengligi*** deyiladi va φ bilan belgilanadi.

Geografik kenglik Yerning Shimoliy yarim sharida 0° dan $+90^\circ$ gacha, janubiy yarim sharida esa 0° dan -90° gacha o'zgaradi. Masalan, Toshkent shahrining geografik kengligi $\varphi = 41^\circ 20'$, Bishkek shahriniki $\varphi = 42^\circ 53'$, Moskvaniki $\varphi = 55^\circ 45'$ ga teng.

2. Quyosh azimuti A deb olingan joy meridiani tekisligi va quyosh markazidan o'tuvchi vertikal tekislik (quyosh vertikasi) orasidagi burchakka aytiladi. Quyosh azimuti A janub nuqtadan g'arb tomonga, 0° dan 180° gacha, sharqqa 0 dan -180° gacha hisob qilinadi.

3. Quyosh og'ishi δ **deb osmon ekvatori bilan quyosh va olam qutbidan vertikal tekislik orasidagi burchakka aytiladi.**

Quyosh og'ishi 0 dan $\pm 23,4^\circ$ gacha, o'zgaradi. Ekvatordan Shimol tomonga og'ish 0 dan $+23,4^\circ$ gacha ekvatoridan Janub tomonga og'ish 0 dan $-23,4^\circ$ gacha hisob qilinadi. Astronomik yilnomalarda yilning har bir kun uchun quyosh enkayishining qiymati berilgan bo'ladi.

4. Quyoshning soat burchagi t deb kuzatuvchi meridiani tekisligi bilan quyosh og'ishi aylanasi orasidagi burchakka aytiladi.

Quyoshning soat burchagi Janub nuqtadan boshlab G'arb tomonga o dan + 180° gacha, Sharq tomonga o dan - 180° gacha hisob qilinadi.

Meteorologik kuzatishlar o'tkazilayotgan joyning geografik kengligi φ , olingan kun uchun quyosh og'ishi δ va quyoshning soat burchagi t ma'lum bo'lsa, quyoshning ufqdan balandligi h_0 ni ushbu formula bo'yicha hisoblab topamiz.

$$\sin h_0 = \sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \cos t \dots \dots \dots (3.1)$$

Istalgan geografik kenglikda va istalgan kunda haqiqiy tush paytdagi quyosh balandligi quyidagi formula bo'yicha hisoblanadi:

$$h_0 = 90^\circ - \varphi + \delta \dots \dots \dots (3.2)$$

Quyosh azimutini quyidagi formula bo'yicha aniqlanadi:

$$\sin A = \frac{\cos \delta}{\cos h_0} \cdot \sin t \dots \dots \dots (3.3)$$

Quyoshning soat burchagi quyidagicha aniqlanadi: **$t = T - 12$ soat** (3.4), bu yerda: T -haqiqiy quyosh vaqti bilan ifodalangan vaqt payti. Quyosh gardishi markazining soat burchagi haqiqiy quyosh vaqti deyiladi, ya'ni **$T = t$** bo'ladi. Ammo amalda o'rtacha quyosh vaqti qo'llaniladi.

Kuzatuvchi meridianida o'rtacha quyosh vaqtini **T_m** , quyoshning o'rtacha soat burchagini **t_m** desak **$T_m = t_m - 12$** soatni yoza olamiz. O'rtacha va haqiqiy quyosh vaqtlari orasidagi ayirmaga **vaqt tenglamasi** deyiladi va u quyidagicha ko'rsatiladi:

$$\Delta t = T_m - T \dots \dots \dots (3.5)$$

Vaqt tenglamasining qiymatlari maxsus jadvallarda beriladi. Masalan, 10 avgustda o'rtacha quyosh vaqti bo'yicha soat 12 dan 20 minut o'tgan bo'lsin. Xuddi shu paytdagi haqiqiy quyosh vaqtini topaylik. Vaqt tenglamasi jadvalida bu kun uchun

$\Delta t = 6$ min berilgan, u holda haqiqiy quyosh vaqti
 $T = T_m - \Delta t = 12 \text{ soat} \cdot 20 \text{ min} - 6 \text{ min} = 12 \cdot \text{soat} \cdot 14 \text{ min}$ ga teng bo'ladi.

3.3. Quyosh radiatsiyasining spektral tarkibi

Quyosh radiatsiyasining spektri, harorati 6000 K atrofida bo'lgan mutlaq (absolyut) qora jismning nurlanish spektriga yaqin. Quyosh fotosferasi nurlanish energiyasining bir qismi xromosfera qatlamida yutiladi. Shuning uchun quyosh spektrida fraungofer chiziqlari deb ataladigan yutilish chiziqlari paydo bo'ladi.

Quyosh radiatsiyasi har xil to'lqin uzunlikdagi elektromagnit to'lqinlardan iborat. Nurlanish oqimlari to'lqin uzunliklarini asosan **mikrometr (mkm)**, ba'zan esa juda kichik birlik – **nanometr (nm)** larda ifodalanadi, ular o'zaro quyidagi munosabatda: $1 \text{ mkm} = 10^{-6} \text{ m}$; $1 \text{ mkm} = 10^3 \text{ nm}$ ga teng.

Nurlanish energiyasining to'lqin uzunliklari bo'yicha taqsimotini *spektr* deb yuritilishini bilamiz. Quyosh radiatsiyasi spektri uchta: ultrabinafsha ($0,01 \text{ mkm} < \lambda < 0,39 \text{ mkm}$), ko'rinadigan ($0,40 \text{ mkm} \leq \lambda \leq 0,76 \text{ mkm}$) va infraqizil ($0,76 \text{ mkm} < \lambda < 4 \text{ mkm}$) qismlardan iborat. Atmosferaning yuqorigi chegarasiga tushadigan butun quyosh radiatsiyasining 46% spektrning ko'rinadigan qismiga, 47% esa infraqizil radiatsiyaga va 7% ultrabinafsha radiatsiyaga to'g'ri keladi.

To'g'ri va sochilgan radiatsiya birgalikda Yer yuzidagi tabiiy yoritilganlikni vujudga keltiradi, boshqacha aytganda to'lqin uzunliklari 0,40 mkm dan 0,76 mkm gacha bo'lgan elektromagnit to'lqinlar yorug'lik ta'sirini vujudga keltiradi.

Quyosh yorug'ligining ingichka dastasini shishadan tayyorlangan uchburchakli prizmadan o'tkazilganda, undan sinib o'tgan yorug'lik qizil, to'q sariq, sariq, yashil, havorang, ko'k, binafsha kabi rangli nurlarga ajraladi.

Spektrdagi asosiy ranglarga mos to'lqin uzunliklar chegaralarini quyidagicha ko'rsatiladi:

Binafsha rangga 390-455 nm,
ko'k rangga 455-485 nm,
havo rangga 485-505 nm,
yashil rangga 505-550 nm,
sariq-yashil rangga 550-575 nm,
sariq rangga 575-585 nm,
to'q sariq rangga 585-620 nm,
qizil rangga 620-760 nm.

Qizil nurlar chegarasida 620-700 nm ni qizil deb, 700-760 nm chegaradagisini esa katta to'lqinli qizil nurlar deb yuritiladi.

O'simliklar fiziologiyasida ko'k deganda to'lqin uzunligi 400-500 nm, sariq-yashilda 500-600 nm, to'q sariq-qizilda 600-700 nm va katta to'lqinli qizil deganda 700-760 nm to'lqin uzunlikli nurlarni tushuniladi. Biologiya va o'simliklar fiziologiyasida infraqizil nurlarni ikki qismga: qisqa to'lqin uzunlikli infraqizil nurlar (760-1100 nm) ga va katta to'lqin uzunlikli ($>1,1$ mkm) qismlarga ajratiladi.

Kishi ko'ziga rangli nurlarning birgalikdagi ta'siri oq yorug'lik taassurotini vujudga keltiradi. Quyoshdan Yerga tomon nurlanish oqimlaridan tashqari zaryadli zarralardan iborat korpuskulyar nurlanish ham keladi. Ammo korpuskulyar nurlanish Yer yuzidan 100 km dan oshiq balandliklardagi atmosfera qatlamlarida butunlay yutiladi.

Quyosh nurlanish spektrida energiyaning asosiy qismi 0,20 mkm dan 24,0 mkm gacha to'lqin uzunliklar chegarasiga to'g'ri keladi. Atmosferaning yuqori chegarasida quyosh nurlanishi spektrida energiya maksimumi 0,48-0,49 mkm to'lqin uzunliklarga, ya'ni spektrning ko'k-havorang qismiga mos keladi. Yer yuzidagi to'g'ri radiatsiya spektrida energiya maksimumi esa sariq-yashil sohaga to'g'ri keladi.

3.4. Quyosh spektri asosiy qismlarining biologik ahamiyati

Biz oldingi mavzularda quyosh radiatsiyasi ikki: qisqa va uzun to'liqin uzunlikli radiasiyalardan iborat ekanligini ko'rsatganmiz.

O'simliklarning hayot faoliyatini ta'minlaydigan jarayonlar uchun to'liqin uzunligi 4 mkm dan kichik bo'lgan qisqa to'liqin radiatsiya eng muhim ahamiyatga ega. Qisqa to'liqin uzunlikli radiatsiyaning o'simlikka biologik ta'siriga qarab ultrabinafsha (UB), ko'rinadigan va qisqa to'liqin uzunlikli infraqizil (IK) radiatsiyalarga ajratiladi.

Yer yuziga to'liqin uzunligi $\lambda \leq 0,29$ mkm dan kichik UB radiatsiya tushmaydi, chunki, $\lambda < 0,29$ mkm UB radiatsiyani atmosferadagi ozon (O_3) gazi butunlay yutadi. Shuning uchun Yer yuziga juda oz miqdorda to'liqin uzunliklari 0,29-0,38 mkm chegarasidagi UB nurlar tushadi va ularning miqdori ham kun davomida o'zgarib boradi.

Quyoshning gorizontdan balandligi oshgan sari Yerga tushadigan UB radiatsiya miqdori ortib, quyosh gorizontga yaqinlashganda esa UB radiatsiya miqdori kamaya boradi. Yer yuzidan ko'tarilgan sari UB radiatsiya miqdori ortadi. Baland tog'larning tepasida UB radiatsiya miqdori dengiz sathidagi qiymatidan ikki yoki uch marta ko'p bo'ladi. Tog'larda UB radiatsiya ortganligidan, o'sadigan o'simliklar barglarining bo'yalishi yanada kuchayadi.

UB radiatsiya asosan o'simliklarning bo'yiga o'sish jarayonlarini sekinlashtirib ta'sir qiladi, boshqacha aytganda UB radiatsiya ta'sirida o'simliklarning bo'yi juda ham cho'zilib ketmaydi. Ultrabinafsha nurlar yashil bargda o'tadigan fotosintez jarayoniga ta'sir etmaydi, ammo hosil tarkibida vitamin C ning sintezlanishiga yordam beradi. Yorug'likka tiniq polimer polietilen plyonkali va oynali issiqxonalarda yetishtirilgan bodring hosilidan plyonka ostida yetishganlari shirinroq bo'ladi. Chunki tiniq polimer plyonka uzun

to'liq uzunlikli UB nurlarni oynaga nisbatan yaxshiroq o'tkazadi.

To'liq uzunligi $\lambda > 1,1$ mkm infraqizil (IQ) radiatsiyani o'simlik barglari va poyalaridagi suv yaxshi yutadi va ularni yaxshiroq isitadi. Natijada, bargning harorati ortib fotosintez jarayonlarining jadalligi kuchayadi. Demak, IQ radiatsiya o'simlikka bavo-sita ta'sir ko'rsatib, fotosintez o'tishi uchun harorat sharoitini yaxshilaydi va o'simlikning o'sish va rivojlanish jarayonlariga ijobiy ta'sir qiladi.

To'liq uzunligi 4 mkm dan katta IQ radiatsiya o'simlikka issiqlik ta'sirini ko'rsatsa-da, ammo o'simlikning o'sish va rivojlanish jarayonlariga ta'siri ahamiyatga ega emas.

Quyoshning ufq (gorizont) dan balandligi kamayishi bilan quyosh radiatsiyasi oqimidagi IQ radiatsiya ulushi ortadi va aksincha. Suv bug'i infraqizil radiatsiyani yaxshi yutganligi uchun havoning namligi oshishi bilan Yer yuziga tushadigan infraqizil radiatsiya jadalligi kamayadi.

Dengiz sathidan balandlik oshgan sari IQ radiatsiya ulushi ortadi, chunki balandlik oshgan sari IQ radiatsiyani yaxshi yutadigan suv bug'i atmosferada kamayib ketadi. Shuning uchun tog'li yerlarda infraqizil nurlarning energiyasi ortadi. Bu o'z navbatida o'simlikning atrof muhitdan oladigan issiqligining kamayishini qoplaydi yoki baland yerlarda IQ radiatsiya ortib, o'simlik isishiga sabab bo'ladi va bu bilan fotosintezning jadalligi ortishiga yordamlashadi.

To'liq uzunliklari 0,35-0,75 mkm oralig'idagi radiatsiyani odatda **fiziologik radiatsiya** deb yuritiladi. Spektrning shu qismidan alohida guruh qilib fotosintetik faol (aktiv) radiatsiya ajratiladi.

3.5. Fotosintetik faol radiatsiya

Ma'lumki, quyosh yorug'ligi energiyasi hisobiga o'simliklarning yashil bargida fotosintez jarayoni o'tadi. Quyosh yorug'ligining o'simlikka ta'sirini o'rganish bo'yicha o'tkazilgan ko'p sonli ilmiy-tadqiqot ishlari fotosintez jarayonida o'simliklar quyosh spektrining barcha qismini emas, balki to'lqin uzunliklari 0,38-0,71 mkm orasidagi qismidan foydalanishini ko'rsatdi.

Quyosh spektrining bu qismini **fotosintetik faol radiatsiya** (FFR) deb yuritiladi. O'simliklar fotosintez jarayonida turli xil organik moddalarni to'plash uchun FFR ning faqat 1-3 % idangina foydalanadi.

Qishloq xo'jalik ekinlarining o'sishi, rivojlanishi va mahsuldorligiga ta'sir qiladigan asosiy omillardan biri FFR hisoblanadi.

Tekshirishlar ko'rsatadiki, biror o'simlik turi bargida fotosintez jarayonida organik modda to'planishi uchun tushuvchi quyosh radiatsiyasining energetik yoritilganligi **kompensatsion nuqta** deb ataladigan qiymatidan katta bo'lishi kerak.

Kompensatsion nuqta o'simlikning shunday holatiki, unda fotosintez jarayoni, nafas olish jarayoni bilan muvozanatlashadi, ya'ni fotosintezda qancha organik modda to'plangan bo'lsa, o'shancha organik modda nafas olish jarayonida sarf bo'ladi. Demak, kompensatsion nuqtada organik modda ko'paymaydi yoki kamaymaydi. Boshqacha aytganda, kompensatsion nuqtada fotosintez jadalligi bilan nafas olish jadalligi o'zaro tenglashadi (fotosintezda CO₂ ning yutilishi bilan nafas olishda ajralishi o'zaro tenglashadi).

Agar kompensatsion nuqtani K harfi bilan belgilasak, $K > 1$ bo'lganida hollarni ko'ramiz:

$K > 1$ bo'lganida fotosintez jarayonida organik moddalarning to'planishi, uning nafas olish jarayonida sarflanishidan ortiq bo'ladi,

shu shartdagina o'simlik o'sadi va rivojlanadi.

Hozirgi vaqtda biror joyga tushuvchi FFR ni, o'sha joyga tushuvchi to'g'ri va sochilgan radiatsiyalarning o'lchangan qiymatlari asosida hisoblanadi. B.I. Gulyayev, X.G. Tooming, N.A. Yefimovlar FFR ni hisoblash uchun quyidagi tenglamani tavsiya etganlar:

$$Q_{FFR} = 0,43 \cdot S^1 + 0,57D \quad (3.6)$$

bu yerda: Q_{FFR} - fotosintetik faol radiatsiya, S^1 - gorizontaal yuzaga tushuvchi to'g'ri radiatsiya, D -sochilgan radiatsiya. Odatda amaliy maqsadlar uchun Q_{FFR} , S^1 , D larning o'n kunlik, oylik va vegetatsiya davri uchun yig'indi qiymatlari hisoblanadi.

Agar yalpi yig'indi quyosh radiatsiyasi haqida ma'lumotlarga ega bo'lsak, FFR uchun taxminan yalpi radiatsiya qiymatining yarmisini olish mumkin, ya'ni

$$Q_{FFR} = 0,5Q \quad (3.7.)$$

Hozirgi vaqtda Mustaqil Davlatlar Hamdo'stligi hududlariga vegetatsiya davrida tushadigan FFR xaritalari tuzilgan va ulardan qishloq xo'jaligi maqsadlari uchun tabiiy resurslarni baholashda foydalaniladi.

3.6. Quyosh radiatsiyasining atmosferadan o'tishda kuchsizlanishi

Quyosh radiatsiyasi Yer sirtiga atmosfera qatlamidan o'tib tushadi, atmosferaning yuqori chegarasidan Yer sirtigacha bo'lgan masofada quyosh radiatsiyasi miqdor va sifat jihatdan o'zgarishlarga uchraydi.

Quyosh radiatsiyasi atmosferadan o'tishida havo molekulalari va atmosferadagi qattiq yoki suyuq holatdagi aralashma zarrachalar tomonidan qisman yutilib issiqlikka aylanadi, qisman esa sochiladi yutilish va sochilishdan qolgan qismi Yer sirtiga tushadi.

Atmosferadan o'tishda quyosh radiatsiyasining zaiflanishida

azot va kislorodning ta'siri juda oz, chunki ular quyosh radiatsiyasini juda kam yutadi. Quyosh radiatsiyasi havo tarkibidagi ozon, suv bug'i, karbonat angidrid gazi va turlicha aralashma zarrachalar tomonidan kuchli yutiladi. Natijada, yutilishi sababli quyosh radiatsiyasi atmosferadan o'tishda miqdor jihatdan birmuncha kuchsizlanadi (zaiflashadi), bundan tashqari spektral tarkibi ham o'zgaradi.

Atmosfera tarkibidagi ozonning miqdori juda oz bo'lsa-da, u to'lqin uzunligi $\lambda < 0,29$ mkm ultrabinafsha nurlarni kuchli yutadi. Ozon Yer yuzidan 70 km gacha (eng ko'p zichligi 20-25 km) balandlikda uchrasada, uning kuchli yutishi natijasida Yer yuziga $\lambda < 0,29$ mkm UB nurlar butunlay yetib kelmaydi.

Karbonat angidrid gazi to'lqin uzunliklari 1,44, 1,60, 2,02, 2,70 va 4,31 mkm infraqizil nurlarni yaxshi yutadi. Ammo CO₂ gazi ham atmosfera tarkibida juda oz miqdorda (hajm bo'yicha 0,033%) uchraydi.

Quyosh radiatsiyasini suv bug'i eng ko'p kuchsizlantiradi. Suv bug'i to'lqin uzunliklari 0,84, 0,94, 1,14, 1,38, 1,87, 2,70 va 3,20 mkm infraqizil nurlarni yaxshi yutadi.

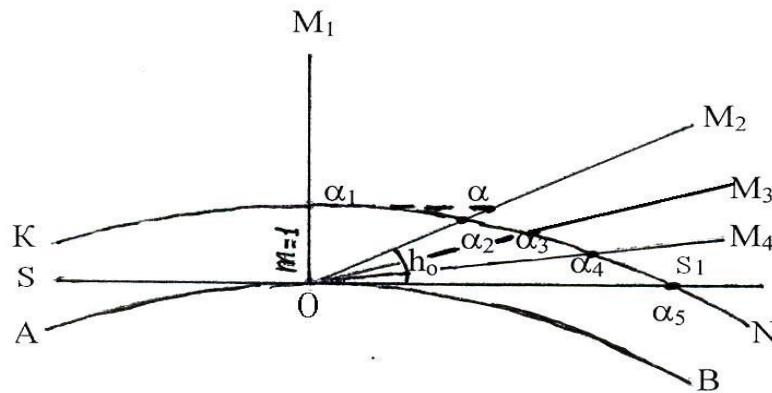
Spektrning ko'rinadigan qismida atmosferada quyosh radiatsiyasining sochilishi sababli qisqato'lqinli nurlar - ko'k va binafsha nurlar ancha ko'p kuchsizlanadi, uzunto'lqinli nurlardan - to'q sariq va qizil nurlar ancha kam kuchsizlanadi.

Bu misollardan ko'rinadiki, suv bug'i (va suv tomchilari), karbonat angidrid gazi asosan infraqizil nurlarni yutadi, bunda ham ayrim to'lqin uzunlikdagilarini tanlab yutadi. Natijada, atmosferadagi yutilish sababli Yer- ga tushuvchi infraqizil radiatsiya ham birmuncha kuchsizlangan bo'ladi.

Atmosferadan o'tishda quyosh radiatsiyasining kuchsizlanishi, uning atmosferadagi o'tgan yo'li uzunligiga va radiatsiya oqimi yo'lidagi atmosferaning tiniqligiga bog'liq.

Biz quyosh radiatsiyasining monoxromatik oqimini, ya'ni biror

aniq to'liqin uzunlikdagi radiatsiyani qaraylik. Quyoshning ufq (gorizont) dan balandligiga qarab nurlarning atmosferadagi o'tgan masofalari turlicha bo'ladi. 3.2-rasmda AB - Yer sirtining bir qismini, KN - atmosferaning yuqorigi chegarasini, SS_1 esa kuzatish joyining ufq chizig'ini ko'rsatsin.



3.2-rasm. Quyosh balandligi turlicha bo'lganda quyosh nurlarining atmosferada o'tgan yo'llari

Quyosh zenitda (tepamizga tik) bo'lganda quyosh nuri atmosferada eng qisqa $\alpha_1 O$ yo'lni, quyosh ufqda bo'lganda esa eng uzun $\alpha_5 O$ yo'lni o'tadi.

Quyosh zenitda bo'lganda Yer yuzidan boshlab atmosferaning yuqori chegarasigacha olingan asosi 1 sm^2 havo ustunining massasini shartli ravishda bir birlikka teng ($m=1$) deb olaylik.

Quyosh osmon gumbazi bo'ylab harakatlanib ufqqa yaqinlashgan sari nurlarning atmosferada o'tadigan yo'llari ko'payib boradi. Demak, nurlarning o'tadigan massalar soni ham borgan sari ortadi.

Hisoblarning ko'rsatishicha quyosh ufqda bo'lganida nurlarning o'tgan atmosfera massalari soni, quyosh zenitda bo'lganidagi nurlarning o'tgan atmosfera massalari sonidan 34,4 marta katta. Quyosh ufqqa yaqinlashgan sari uning yo'lida yutuvchi va sochuvchi zarralar ko'p uchraydi, ya'ni atmosfera tiniqligi kamayadi. Natijada, Yer yuziga yetib keluvchi quyosh radiatsiyasi shunchalik ko'p kuchsizlanadi va Yer yuziga tushuvchi radiatsiyaning energetik

yoritilganligi, atmosferaning yuqori chegarasidagi qiymati (S_0) dan ancha kamaygan bo'ladi.

Quyidagi 3.1-jadvalda Quyoshning ufqdan balandligi turlicha bo'lganda, quyosh radiatsiyasining atmosferada o'tadigan massalar soni ko'rsatilgan.

3.1-jadval

Quyoshning ufqdan balandligi turlicha bo'lganda, quyosh radiatsiyasining atmosferada o'tadigan massalar soni

Quyosh balandligi, h_0	90°	60°	30°	15°	5°	3°	1°	0°
Atmosfera massasi, m	1,00	1,15	2,00	3,82	10,40	15,36	25,96	34,40

Yuqoridagi 3.1-jadvaldan yana quyoshning ufqdan balandligi kamaygan sari, yutilishi va sochilishining kuchayishi sababli quyosh radiatsiyasining kuchsizlanishi bir xil bormasligini ko'rish mumkin. Bundan tashqari quyosh balandligi katta bo'lganda nurlar o'tgan massalarining farqi kam bo'ladi. Masalan, quyosh balandligi 90° dan 30° ga pasayganda m ning qiymati 2 martagina oshadi, quyoshning kichik balandliklarida esa m ning o'zgarishi katta. Masalan, quyosh balandligi 30° dan 0° gacha kamayganida m ning qiymati 17 marta ortadi.

Endi to'g'ri radiatsiyaning atmosferadan o'tishida kuchsizlanishini miqdor jihatdan tavsiflashga o'tamiz.

Atmosferaning yuqorigi chegarasida quyosh nurlariga tik yuzadagi to'g'ri quyosh radiatsiyasining energetik yoritilganligini S_0 , atmosferada m massalar sonini o'tib yer yuzidagi quyosh nurlariga tik yuzadagi to'g'ri quyosh radiatsiyasining energetik yoritilganligini S_m deb olsak, ular orasidagi bog'lanish quyidagi **Buge** formulasi bilan ifodalanadi:

$$S_m = S_0 \cdot P^m \quad (3.8)$$

bu yerda: P - atmosferaning tiniqlik koeffitsiyenti, m - quyosh radiatsiyasining o'tgan atmosfera massalari soni.

Yuqoridagi (3.8) formula to'g'ri radiatsiyaning atmosferadan o'tishda umumiy kuchsizlanishini ifodalaydi. Agar (3.8) dan $m=1$ desak, $P = S_m/S_0$ kelib chiqadi. Demak, tiniqlik koeffitsiyenti bu quyosh zenitda bo'lganida ($m = 1$) atmosferaning yuqori chegarasiga tushgan to'g'ri quyosh radiatsiyasining qancha qismi Yer yuziga yetib kelishini ko'rsatadigan sonidir. Tiniqlik koeffitsiyentining qiymatlari har doim 1 dan kichik bo'ladi. Suv bug'i bo'lmagan va aralashmalardan tozalangan «ideal» atmosfera uchun $P = 0,9$ ga teng.

Real atmosferada esa tiniqlik koeffitsiyentining qiymatlari atmosferadagi suv bug'i va aerosollar miqdoriga bog'liq. Masalan, nurlar o'tgan massalarning soni bir xil bo'lsa-da, ammo ularning yo'lida suv bug'i va aerosollar qanchalik ko'p bo'lsa, tiniqlik koeffitsiyentining qiymatlari shunchalik oz bo'ladi.

Tiniqlik koeffitsiyentining qiymatlari odatda 0,60-0,85 chamasida bo'ladi. Turlicha to'lqin uzunlikdagi nurlar uchun P ning qiymati har xil. Masalan, to'lqin uzunligi 0,30 mkm da $P=0,36$, to'lqin uzunligi 0,70 mkm da $P=0,97$ ga teng.

Shunday qilib, atmosferada to'g'ri radiatsiyaning kuchsizlanishiga birinchidan, massalar soni m bilan tavsiflanadigan nurlarning atmosferada o'tadigan yo'llarining uzunligi, ikkinchidan atmosferaning tiniqligini tavsiflaydigan nurlar yo'lidagi kuchsizlantiruvchi zarrachalar konsentratsiyasining ta'siri sabab bo'ladi.

Biz yuqoridagi (3.8) formulani monoxromatik quyosh radiatsiyasi oqimiga yozganmiz. To'g'ri radiatsiyaning umumiy (integral) oqimi uchun bu formulani qo'llashda P ning o'rtacha qiymatlaridan foydalaniladi.

Umuman olganda, bulutsiz atmosferadan o'tishda yutilish

sababli quyosh radiatsiyasi 20-25% ga kamayadi. Agar osmon quyi qavat bulutlari bilan to'la qoplangan bo'lsa, Yer yuziga oz miqdordagi sochilgan radiatsiya yetib keladi.

Endi quyosh radiatsiyasining atmosferada sochilishini hamda unga bog'liq vujudga keladigan hodisalarni qaraymiz.

To'g'ri quyosh radiatsiyasi atmosfera qatlamidan o'tishida avval aytganimizdek atmosfera gazlari, suv bug'i, karbonat angidrid gazi va turlicha o'lchamli aerosol zarrachalarda yutilishi sababli qisman kuchsizlanadi. Bundan tashqari bu zarralarda to'g'ri radiatsiyaning sochilishi sababli ham qisman kuchsizlanadi. Agar aerosol zarrachalar qanchalik ko'p bo'lsa, quyosh radiatsiyasining sochilishi shunchalik kuchayadi.

Biror yo'nalishda tarqalayotgan radiatsiyaning (to'g'ri radiatsiya aynan shunday tarqaladi) barcha yo'nalishlarda tarqaluvchi radiatsiyaga aylanishiga quyosh radiatsiyasining sochilishi deb yuritiladi. ***Turli xil zarrachalarda sochilganidan keyin osmon gumbazining turli nuqtalaridan yerdagi gorizontal yuzaga tushadigan radiatsiyani sochilgan radiatsiya deb atalishini avval qayd qilganmiz.***

Sochilish jadalligi esa atmosferaning hajm birligidagi quyosh radiatsiyasini sochuvchi zarrachalar miqdoriga, ularning tabiatiga va katta-kichikligiga bog'liq. Sochuvchi zarrachalarning o'lchamlari, sochilayotgan nurlanish to'lqin uzunligidan juda kichik, teng yoki katta bo'lishi mumkin.

Dastavval sochuvchi zarrachalarning o'lchami, shu zarrachalarda sochilayotgan nurlarning to'lqin uzunligidan 10 marta kichik bo'lgan holni qaraylik. Bunday kichik o'lchamli zarrachalarga atmosfera gazlari molekulalari kiradi. Quyosh radiatsiyasining bunday kichik zarrachalardan sochilishi ingliz olimi **Reley** topgan molekulyar sochilish qonuniga bo'ysunadi. Bu qonunga muvofiq ***molekulyar sochilish jadalligi K , sochilayotgan nurlar to'lqin uzunligi***

λ ning to'rtinchi darajasiga teskari mutanosibdir, ya'ni:

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

bu yerda: C - hajm birligidagi sochuvchi gaz molekulalarining soniga bog'liq koeffitsiyent.

Yuqoridagi (3.9) formuladan ko'rinadiki, juda kichik zarrachalardan sochilayotgan nurlarning to'lqin uzunligi qanchalik kichik bo'lsa, ular shunchalik kuchliroq sochiladi. Masalan, to'lqin uzunligi $\lambda_b = 0,38$ mkm binafsha nurlar, to'lqin uzunligi $\lambda_q = 0,76$ mkm qizil nurlardan 16 marta kuchliroq sochiladi yoki binafsha nurlarning to'lqin uzunligi ko'k va havorang nurlarnikidan kichik bo'lgani uchun binafsha nurlarning sochilishi ko'k va havorang nurlarnikidan kuchliroq bo'lsa-da, sochilgan yorug'lik tarkibida binafsha nurlar emas, balki ko'k va havorang nurlar afzal bo'ladi.

Chunki atmosferaga tushadigan Quyosh radiatsiyasining tarkibida binafsha nurlarning ulushi, ko'k va havorang nurlarnikidan kam. Shuning uchun sochilgan radiatsiyada ham binafsha nurlarning ulushi, ko'k va havorang nurlarnikidan juda kam. Shu sababli Yer yuzidagi kuzatuvchiga osmon havorang rangda ko'rinadi. Molekulyar sochilish toza va quruq havoga tegishlidir.

Atmosferada har doim Quyosh radiatsiyasini sochadigan aralashma zarrachalar bor. Agar nurlarni sochadigan zarrachalarning o'lchami, tushayotgan nurlar to'lqin uzunligidan katta bo'lsa, sochilish jadalligi Reley qonuniga bo'ysunmaydi.

O'lchami tushayotgan nurlarning to'lqin uzunligidan katta zarrachalardan quyosh radiatsiyasining sochilish jadalligi, molekulyar sochilishdagidan ko'ra to'lqin uzunlikka ancha kam bog'liq.

Radiusi 10^{-3} mm dan katta zarrachalardan sochilish, sochilayotgan nurlar to'lqin uzunligiga bog'liq emas, ya'ni bunday zarralar spektrning ko'rinadigan qismidagi barcha to'lqin uzunlikli nurlarni bir xil sochadi. Tuman va bulut zarrachalari o'lchami 10^{-3} mm

chamasida bo'lganidan, ulardan ko'rinadigan nurlarning hammasi birday sochiladi. Shuning uchun ham tuman va bulut oq rangga ega.

Quyosh radiatsiyasining bulutsiz atmosferada kuchsizlanishi molekulyar hamda aerosol sochilishlar tufayli ro'y beradi.

Quyosh botishi oldidan qizarib ko'rinishini hammamiz kuzatganmiz. Buning sababini quyidagicha tushuntiriladi. Quyosh ufqqa yaqinlashgan sari, quyosh nurlarining atmosferada o'tadigan massalar soni ko'paya boradi. Quyosh nurlarining o'tadigan yo'li ko'p bo'lsa, molekulyar sochilish sababli qisqa to'lqin uzunlikli nurlar shunchalik ko'p sochilib ketadi. Shuning uchun ham Yer yuziga yetib kelgan nurlar oqimi tarkibida uzun to'lqin uzunlikli, masalan qizil nurlarning ulushi ortib qoladi. Natijada bizga quyosh botishi oldidan qizarib ko'rinadi. Ertalab chiqib kelayotgan quyoshning qizarib ko'rinishi sababi ham yuqoridagicha tushuntiriladi.

Kechqurun quyosh botgandan keyin yoki ertalab quyosh chiqishi oldidan ro'y beradigan g'ira-shira payt hodisasi ham quyosh radiatsiyasining atmosferada sochilishi va sochilgan radiatsiya biror qismining Yer yuziga tushishi bilan tushuntiriladi.

Kechqurun quyosh botgandan keyin qorong'ilik birdaniga boshlanmaydi. Butun osmon, ayniqsa ufqning quyosh botgan qismi yorug' bo'lib qoladi va vaqt o'tishi bilan yorug'lanish kamaya boradi.

Ertalab quyosh chiqishidan oldin osmon sochilgan radiatsiya hisobiga yorug'lanadi. Bunday to'liqmas qorong'ilik hodisasini ***ertalabki yoki kechqurungi g'ira – shira payt hodisasi deb yuritiladi.***

Demak, g'ira-shira yorug'lanish yorug'dan qorong'ilikka yoki qorong'ilikdan yorug'ga o'tishlar orasidagi davrdan iborat.

Quyosh ufqdan pastga tushganidan keyin quyosh nurlari bevosita Yer yuziga tushmaydi. Ufqdan pastga tushayotgan (botayotgan) quyoshdan tarqalayotgan to'g'ri radiatsiya avval atmosferaning pastki, keyinroq yuqorigi qatlamlariga tushib qisman yutiladi va qisman sochiladi.

G'ira-shira paytning muddati (davomiyligi) geografik kenglikka va yil fasllariga bog'liq. Joyning geografik kengligi oshgan sari, u yerlarda kuzatiladigan g'ira-shira yorug'lanishi davomiyligi ham ortadi.

Geografik kenglik 60° ga yetgach kechqurungi (yoki ertalabki) g'ira-shira payt yil davomida 50-105 minut chamasida o'zgaradi.

Toshkent shahri $41^\circ 20'$ Shimoliy kenglikda joylashganligidan fuqaro g'ira-shira payt yil bo'yi 27-34 minut orasida o'zgaradi.

Shimoliy yarimsharda kechqurungi va ertalabki g'ira-shira paytlar ulanib ketishi uchun quyidagi shart bajarilishi kerak:

$$90^\circ - \varphi - \delta < 8^\circ$$

ya'ni quyoshning yarim tundagi ufq ostiga botishi 8° dan oshmasligi kerak. Yuqoridagi ifodada φ -joyning geografik kengligini, δ -quyosh og'ishini bildiradi. Kechqurungi va ertalabki g'ira-shira paytlar ulanib (qo'shib) ketganda g'ira-shira payt tun bo'yi davom etadi. Bunday tunlarni **oq tunlar** deb yuritiladi. Masalan, Sankt-Peterburg shahrida oq tunlar 19 iyunga yaqin boshlanib, 25 iyungacha ya'ni 6 sutka davom etadi.

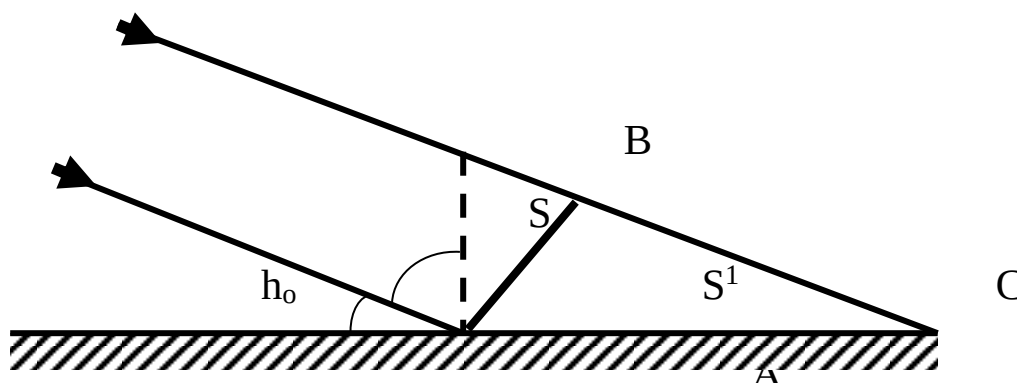
Shunday qilib, shimoliy kengliklarda g'ira-shira payt kunning yorug' davrini ancha cho'zadi. Shuning uchun ham shimoliy kengliklarda g'ira-shira yoritilganlik fiziologik ahamiyatga ega deb aytish mumkin.

3.7. To'g'ri quyosh radiatsiyasining energetik yoritilganligi

Yer sirtidagi biror maydonga keladigan quyosh nuriy energiyasining oz yoki ko'pligini belgilashda quyosh radiatsiyasining energetik yoritilganligi tushunchasidan foydalaniladi.

Quyosh nurlariga tik joylashgan birlik sirtga vaqt birligida tushadigan to'g'ri quyosh radiatsiyasi miqdoriga, to'g'ri quyosh radiatsiyasining tik sirtidagi energetik yoritilganligi deb aytiladi.

To'g'ri radiatsiyaning quyosh nurlariga tik joylashgan sirtidagi energetik yoritilganligini S , quyosh zenitda (ya'ni tepamizga tik vaziyatda) bo'lmaganida to'g'ri radiatsiyaning gorizontal sirtidagi energetik yoritilganligini S^1 harflari bilan belgilaylik.



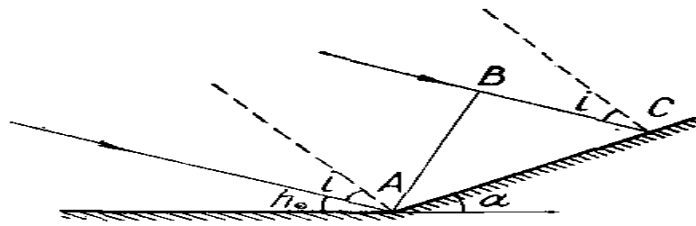
3.3 - Rasm. To'g'ri quyosh radiatsiyasining quyosh nurlariga tik qo'yilgan yuzada (S) va gorizontal yuzadagi (S^1) energetik yoritilganliklari

Quyoshning ufq (gorizont) dan balandligini h_0 ga teng deb olib S^1 va S lar orasidagi bog'lanishni chiqaramiz. Quyosh gardishidan to'g'ri kelayotgan nurlar oqimi gorizont sirtning kesimi AC ga teng qismiga tushayotgan bo'lsin deb faraz qilaylik. 3.3-rasmdan foydalanib ayta olamizki, quyosh nurlariga tik joylashgan kesimi AB sirtga muayyan vaqt oralig'ida qancha nuriy energiya tushsa, AC kesimi sirtga ham o'shancha nuriy energiya tushadi.

Agar har qaysi sirtga muayyan vaqt oralig'ida tushuvchi nuriy energiyani Q harfi bilan belgilasak, 1 sm^2 yuzaga nisbatan quyidagilarni yoza olamiz. $S = \frac{Q}{AB}$; $S^1 = \frac{Q}{AC}$ bundan $S \cdot AB = S^1 \cdot AC$ yoki $S^1 = S \cdot \frac{AB}{AC} = S \cdot \sin h_0$. Demak, gorizont sirtidagi to'g'ri quyosh radiatsiyasining energetik yoritilganligi $S^1 = S \cdot \sin h_0$ (3.10) ga teng bo'ladi. Mazkur (3.10) formuladan ko'rinadiki, $h_0 = 90^\circ$ (quyosh zenitda) bo'lgandagina $S^1 = S$ bo'ladi, boshqa $h_0 \leq 90^\circ$ bo'lgan hollarning barchasida $S^1 \leq S$ munosabat saqlanadi. Bundan

tashqari, quyoshning ufqdan balandligi oshgan sari S^1 ning qiymatlari S qiymatlariga yaqinlashib boradi. S ning qiymatlari esa Yer atmosferasi qatlamida quyosh doimiysi S_0 dan har doim kichik bo'ladi. Ufqqa nisbatan og'ma sirtlardagi to'g'ri quyosh radiatsiyasi energetik yoritilganligi formulasi ham yuqoridagiga o'xshash chiqariladi. Masalan, quyosh nurlari ufq bilan α burchak tashkil qilgan. Sharqqa tomon qiya (og'ma) sirtga tushayotgan bo'lsin (3.4-rasm).

Quyosh nurlari va og'ma sirtga o'tkazilgan perpendikulyar orasidagi burchakni, ya'ni quyosh nurlarining og'ma sirtga tushish burchagini i teng deb olaylik.



3.4-rasm. To'g'ri quyosh radiatsiyasining gorizontga og'ma sirtga tushishi

Agar 3.4-rasmda kesimi AC sirtidagi to'g'ri quyosh radiatsiyasining energetik yoritilganligini S_1 deb belgilasak, natijaviy ushbu formulani yozish mumkin:

$$S_1 = S \cdot \cos i \dots \dots \dots (3.11)$$

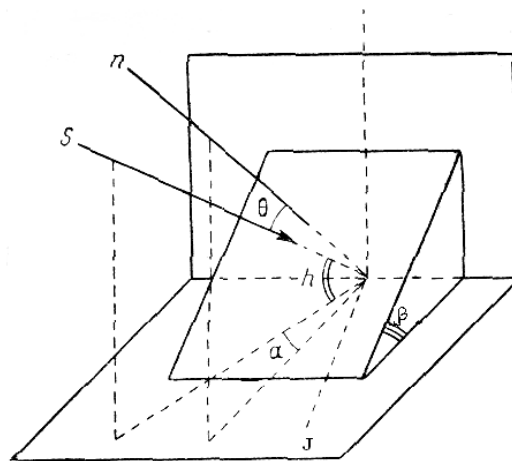
(3.11) formuladan ko'rinadiki, og'ma sirtga tushadigan to'g'ri quyosh radiatsiyasi energetik yoritilganligi s_1 ning qiymatlari, quyosh nurlariga tik sirtidagi energetik yoritilganligi S ga va quyosh nurlarining og'ma sirtga tushish burchagi i ning qiymatlariga bog'liq. Agar $i = 0$ ga teng bo'lsa, quyosh nurlari og'ma sirtga tik tushadi va S_1 o'z navbatida S ga aylanadi.

Endi to'g'ri quyosh radiatsiyasining Yer sharining ixtiyoriy tomoniga qaragan va istalgancha og'ma sirtlarga kelishini qaraylik.

Bunday sirtlarga to'g'ri radiatsiyaning kelishi, og'ma sirtga o'tkazilgan normal n bilan nur yo'nalishi orasidagi burchak Θ ga bog'liq. O'z navbatida, Θ ning qiymati quyoshning osmon gumbazidagi vaziyatiga va og'ma sirtning holatiga bog'liq. Og'ma sirtning holati esa uning ufqqa qiyalik burchagi β ga va azimuti-og'ma sirtga normal o'tkazilgan vertikal tekislik bilan meridian tekisligi orasidagi burchak α ga bog'liq. (3.5-rasm).

Yer sharining ixtiyoriy tomoniga qaragan va istalgancha og'ma sirtga keladigan to'g'ri radiatsiyani quyidagi formula bo'yicha aniqlanadi:

$$S_1 = S \cdot [\sinh_0 \cdot \cos \beta + \cosh_0 \cdot \sin \beta \cdot \cos(A - \alpha)] \dots \dots \dots (3.12)$$



3.5-rasm. Quyosh nurining ixtiyoriy og'ma sirtga tushishi

$$S^1 = S \cdot \sinh_0$$

Yuqoridagi (3.12) formula bo'yicha gorizonta, vertikal va og'ma sirtlarga keladigan to'g'ri radiatsiyalarni hisoblash mumkin. Qishloq xo'jaligida gorizonta va turli tomonlarga qaragan, qiyaligi turlicha yerlarga to'g'ri quyosh radiatsiyasining kelishini bilish muhim amaliy ahamiyatga ega. Qurilishda esa yoritilganlikni boshqarishda binolarga tushadigan to'g'ri radiatsiya miqdorini e'tiborga olish kerak. Endi (3.12) formulaning xususiy hollarini qaraylik:

1. Gorizontal sirtga keluvchi to'g'ri radiatsiyani aniqlash uchun (3.12) formulada $\beta = 0$ deb olish kerak, u holda $\cos \beta = 1$, $\sin \beta = 0$ ga teng bo'lib (3.12) formulani quyidagicha yoziladi:

$$S_{1-} = S^1 = S \cdot \sinh_0 \dots \quad (3.13)$$

2. Vertikal sirtga keluvchi to'g'ri radiatsiyani aniqlash uchun (3.12) formulada $\beta = 90^0$ deb olish kerak, u holda $\cos \beta = 0$, $\sin \beta = 1$ ga teng bo'lib (3.12) formula quyidagicha yoziladi:

$$S_B = S \cdot \cosh_0 \cdot \cos(A - a) \dots \quad (3.14)$$

Agar vertikal sirt shimol tomonga qaragan bo'lsa $a = 0^0$ va $\cos(A - a) = \cos A$ ga teng bo'lib qoladi, u holda shimolga qaragan vertikal sirtga to'g'ri quyosh radiatsiyaning kelishi quyidagi formula bilan aniqlanadi.

$$S_{B,sh} = S \cdot \cosh_0 \cdot \cos A \dots \quad (3.15)$$

Agar vertikal sirt janubga qaragan bo'lsa $a = 180^0$ va $\cos(A - a) = -\cos A$ ga teng bo'ladi, u holda (3.14) formula quyidagicha yoziladi:

$$S_{B,j} = -S \cdot \cosh_0 \cdot \cos A \dots \quad (3.16)$$

Bu yerdagi "-" ishora sirtning janubga qaraganini bildiradi. Shimolga qaragan sirtga quyosh azimutlari $0^0 \leq A \leq 90^0$ va $270^0 \leq A \leq 360^0$ larda nurlar tushadi. Janubga qaragan sirt esa quyosh azimutlari $270^0 \geq A \geq 90^0$ larda nurlanadi. Demak shimolga va janubga qaragan sirtlarga to'g'ri quyosh radiatsiyasi turli vaqtlarda tushadi.

3. Sharqqa qaragan devor uchun $\alpha = 90^0$ va $\cos(A - \alpha) = \sin A$, g'arbga qaragan devor uchun $\alpha = 270^0$ va $\cos(A - a) = -\sin A$ ga teng. Demak, sharqqa yoki g'arbga qaragan vertikal sirtlarga keladigan to'g'ri radiatsiya energetik yoritilganligi quyidagicha formula bilan ifodalanadi:

$$S_{B(g',shq)} = \pm S \cdot \cosh_0 \cdot \sin A \quad (3.17)$$

bu yerda "+" ishora sharqqa, "-" ishora esa g'arbga qaragan vertikal sirtga tegishlidir.

Sharqqa qaragan sirt quyosh azimuti $0^0 \leq A \leq 180^0$, g'arbga qaragan sirt esa $180^0 \leq A \leq 360^0$ larda nurlanadi.

4. Endi ufqqa og'ma (qiya) sirtlarga to'g'ri quyosh radiyasiyasining kelishini qaraymiz. (3.13) va (3.14) formulalarni e'tiborga olib (3.12) formulani quyidagicha yozish mumkin:

$$S_{og'ma} = S_r \cdot \cos \beta + S_B \sin \beta \quad (3.18)$$

Yuqoridagi formulalarni tahlil qilish ko'rsatadiki, Yer sharining turli tomonlariga qaragan qiya joylarda biror vaqt oralig'ida keladigan quyosh nuriy energiyasi bir xil bo'lmaydi. Masalan, janubga qaragan qiya joyga kunduz davomida keladigan quyosh nuriy energiyasi eng ko'p, ammo shimolga qaragan qiya joyga kunduz davomida keladigan quyosh energiyasi eng oz bo'ladi. Natijada, qishloq xo'jalik dalalarida turli tomonga qaragan va gorizontga og'maligi har xil bo'lgan qiya joylarda haydalma qatlam tuprog'ining kunduz davomida qizishi ham bir xil bo'lmaydi. Janubga qaragan qiya joydagi tuproq qatlamining harorati boshqa tomonlarga qiya joydagi tuproq qatlamining haroratidan yuqori bo'ladi.

Shuning uchun bahorda turli tomonlarga qaragan qiya joylarda ekinlarni ekish vaqtining boshlanish muddati ham bir xil bo'lmaydi. Bunda janubga nishab joylarni issiqsevar ekinlarga, issiqlikni kam talab qiladigan ekinlarga esa shimolga qaragan nishab maydonlarni mo'ljallash kerak.

Endi to'g'ri radiatsiyaning Yer sirtiga kelishiga ta'sir qiladigan omillarni qarashga o'tamiz.

3.8 To'g'ri radiatsiyaning Yer sirtiga kelishiga ta'sir qiladigan omillar

Aktinometriyada, odatda quyosh nurlariga tik sirtidagi to'g'ri radiatsiyaning energetik yoritilganligi kuzatiladi.

To'g'ri quyosh radiatsiyasining quyosh nurlariga tik sirtidagi energetik yoritilganligi S ning qiymatlari kuzatish joyining dengiz sathidan balandligiga, atmosferaning tiniqligiga va quyoshning gorizontdan balandligiga bog'liq. Yer sirtida quyoshning gorizontdan balandligini h_0 , quyoshning xuddi shu balandligida, nurlarga tik sirtidagi energetik yoritilganligining maksimal qiymati S^* ga tengligi aniqlangan bo'lsin. Tekshirishlar ko'rsatadiki, dengiz sathidan balandlik oshgan sari h_0 ga teng. Quyosh balandliklarida S ning qiymatlari har doim S^* dan ortiq bo'ladi. Buning sababi dengiz sathidan balandlik oshgan sari quyosh nurlarining atmosferada o'tadigan massasining kamayishidir, natijada balandlik oshgan sari quyosh nurlari o'tadigan atmosfera qatlamlari qalinligi ozayib, quyosh radiatsiyasi kamroq kuchsizlanadi.

Troposferada har 100 m balandlikka ko'tarilganda S ning maksimal qiymatlari **$0,007-0,014 \text{ kVt/m}^2$** ga ortadi. Tog'larda S ning qiymatlari **$1,12-1,19 \text{ kVt/m}^2$** largacha kuchayadi. Uchar sharlar yordamida kuzatishlarda Yer sirtiga nisbatan 20 km ga yaqin balandliklarda S ning qiymatlari **$1,26 \text{ kVt/m}^2$** gacha yetishi aniqlangan.

O'zbekiston Respublikasi hududidagi tekisliklarda havo ochiq kunlari tushki soatlarda S ning qiymatlari **$0,80-0,94 \text{ kVt/m}^2$** chegarada o'zgaradi. Baland tog'li joydagi Qizilcha meteorologik stansiyasida S ning ko'p yillik o'rtacha qiymatlari **$0,94-1,06 \text{ kVt/m}^2$** chegarada o'zgargan, maksimal qiymatlari esa **$1,21 \text{ kVt/m}^2$** gacha yetgan.

Shunday qilib, Yer sirtidan balandlik oshgan sari S ning qiymatlari ham orta borib quyosh doimiysi

$S_0=1\ 377\ \text{Vt/m}^2=1,38\ \text{kVt/m}^2$ ga yaqinlashadi. Meteorologik raketalar yordamida olib borilgan kuzatishlar 50-60 km balandliklarda S ning qiymatlari S_0 ga yetishishligini ko'rsatadi.

Atmosferaning quyi qatlamlarida balandlik bo'ylab radiatsiya oqimining kuchayishi, yuqori qatlamlardagidan tezroq boradi. Chunki, quyosh radiatsiyasini yutuvchi va sochuvchi suv bug'i va aerozollarning asosiy qismi atmosferaning quyi qatlamlarida to'plangan. Yuqoriga chiqqan sari esa suv bug'i va aerozollar tez kamayib boradi, shuning uchun atmosferaning quyi qatlamlarida yuqoriga chiqqan sari S ning qiymatlari, yuqori atmosferadagiga nisbatan tezroq ortadi.

Ma'lumki, yuqori kengliklar atmosferasida suv bug'i va chang miqdori, quyi kengliklar atmosferasidagidan kamroq bo'ladi. Shuning uchun quyi kengliklarda quyosh balandligi katta bo'lsa-da, S ning qiymatlari oshib ketmaydi. Bunga sabab, yuqorida yozganimizdek quyi kengliklar atmosferasida suv bug'i va changning ko'pligidir.

Masalan, Pavlovskda (Sankt-Peterburg shahri yaqinida) S ning maksimal qiymati $1,00\ \text{kVt/m}^2$, Moskvada $1,03\ \text{kVt/m}^2$, Toshkentda $1,06\ \text{kVt/m}^2$ larga teng. Toshkent shahri Moskvaga nisbatan ancha janubda joylashgan bo'lsa-da, undagi to'g'ri radiatsiya maksimal qiymati Moskvadagi qiymatlaridan $0,03\ \text{kVt/m}^2$ gagina oshiq, xolos. Buning sababini yuqorida tushuntirilgan.

Bulutlar Yer sirtiga keluvchi to'g'ri radiatsiya oqimini keng chegarada kamaytiradi. Masalan, O'zbekiston cho'l zonasida eng kam bulutli avgust oyida bulutlar tufayli to'g'ri radiatsiyaning 20 foizcha qismi kamayadi. Rossiya davlatining Sankt-Peterburg shahrida esa bulutlar Yer sirtiga yil davomida tushadigan to'g'ri radiatsiyani 65 foizini kamaytiradi. Quyuq quyi qavat bulutlari esa to'g'ri radiatsiyani yer sirtiga qariyb o'tkazmaydi.

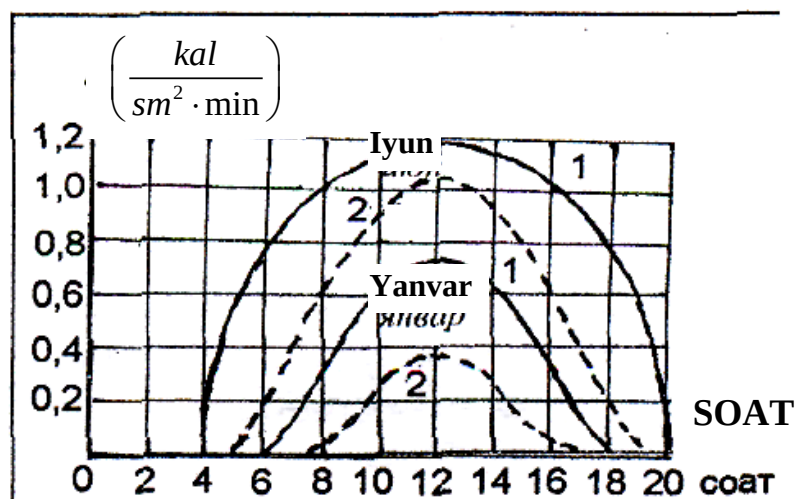
3.9.To'g'ri radiatsiyaning sutkalik va yillik o'zgarishi.

To'g'ri radiatsiya yig'indilari

Agar atmosferaning tiniqligi o'zgarmas bo'lsa, to'g'ri radiatsiya energetik yoritilganligining qiymatlari faqatgina quyosh balandligiga bog'liq bo'ladi. Shuning uchun to'g'ri radiatsiya quyosh chiqishidan boshlab oldin tezroq, keyin esa sekinroq orta borib, tush vaqtida o'zining maksimal qiymatiga erishishi, tush vaqtidan keyin esa oldin sekinroq, keyin tezroq kamayib quyosh botganda nolga teng bo'lishi kerak edi.

Yoki to'g'ri radiatsiyaning kunduzgi o'zgarishining borishi haqiqiy tush vaqtiga nisbatan simmetrik bo'lishi kerak edi. Ammo atmosferaning tiniqligi kunduz davomida o'zgarmasdan qolmaydi. Chunki, atmosfera havosi tarkibidagi suv bug'i, chang va boshqa aralashmalar miqdori uzluksiz o'zgarib turadi. Shuning uchun to'g'ri quyosh radiatsiyasining sutkalik o'zgarishining borishi haqiqiy tush vaqtiga nisbatan simmetrik bo'lmaydi. Tush vaqtiga yaqin soatlarda havoning vertikal yo'nalishdagi ko'tarilma harakati (konveksiyasi) kuchli bo'lganligi uchun u ko'p miqdordagi suv bug'i va changni Yer sirtidan yuqoriga olib chiqadi, bunda to'g'ri radiatsiyaning yutilishi kuchayadi. Natijada, tushki payt atrofida to'g'ri radiatsiyaning maksimal qiymatining kamayishi yoki to'g'ri radiatsiyaning o'zi ham kamayib ketishi mumkin.

Shuning uchun to'g'ri radiatsiyaning kunduzgi o'zgarishini ko'rsatuvchi egri chiziq hattoki bulutsiz kunlari ham tush vaqtiga nisbatan simmetrik bo'lmaydi va to'g'ri radiatsiyaning kunduzgi o'zgarishi ravon egri chiziqdan chetlashishlar bo'ladi. Ammo uni biror muddat, masalan 1 oy uchun o'rtacha qiymatlar asosida chizilsa, to'g'ri radiatsiyaning sutkalik o'zgarishi ancha ravon egri chiziqqa aylanadi (3.6-rasm).



3.6-rasm. Toshkent shahrida quyosh nurlariga tik (1) va gorizontall joylashtirilgan yuza (2) ga tushayotgan to'g'ri radiatsiya energetik yoritilganligining sutkalik o'zgarishi

Yuqoridagi 3.6-rasmda Toshkent shahrida to'g'ri radiatsiyaning quyosh nurlariga tik (1) va gorizontall (2) sirtlardagi sutkalik o'zgarishining borishi iyun va yanvar oylaridagi o'rtacha qiymatlari bo'yicha chizilgan. To'g'ri radiatsiya quyosh nurlariga tik (1) va gorizontall (2) sirtlarga turlicha burchaklar ostida tushadi. Shuning uchun ham to'g'ri radiatsiyaning bu sirtlardagi energetik yoritilganligining qiymatlari ham bir-biridan farq qiladi. 3.6-rasmdan ko'rinadiki, S^1 ning qiymatlari kunduzning barcha soatlarida S nikidan oz bo'ladi. Yoz davrida quyosh balandligi ancha katta bo'lgani uchun iyun oyida S^1 ning qiymatlari S nikiga yaqin. Yanvar oyida esa quyosh ufqdan yuqoriga yozdagidan ancha past ko'tariladi. Shuning uchun qish davrida S^1 va S ning qiymatlari bir-biridan ancha farq qiladi. Masalan, O'zbekiston hududining eng shimoliy nuqtasida ($\varphi=45^{\circ}35'$ shimoliy kenglikda) yozda quyoshning ufqdan eng katta balandligi 68° ga, qishda esa 21° ga teng.

O'zbekiston hududining eng janubiy nuqtasi ($\varphi=37^{\circ}35'$ shimoliy kenglik) da quyoshning ufqdan eng katta balandligi yozda 76° ga, qishda esa 29° ga teng. Demak, respublikamizning janubiy hududlarida quyoshning ufqdan balandligi, shimoliy

hududlarimizdagiga nisbatan katta bo'lganligidan, ularga ko'proq to'g'ri quyosh radiatsiyasi keladi, O'zbekiston hududi ustida quyosh hech vaqt zenitdan o'tmaydi.

To'g'ri radiatsiyaning sutkalik o'zgarishining borishi geografik kenglikka ham bog'liq. Bu fikrimizni tasdiqlash uchun yuqoridagilardan tashqari ushbu misollarni ham tahlil qilamiz.

1. Shimoliy qutbda ($\varphi=90^\circ$) quyosh 21 martga yaqin chiqadi. Keyin yarim yil davomida botmasdan, har sutkada osmonda spiral bo'ylab 22 iyunda eng yuqori balandlikka erishadi. So'ngra quyoshning sutkalik parallellari pasaya borib 23 sentabrdan keyin botadi. Demak, qutbda kunduz yarim yil davom etadi, qolgan yarim yil tun bo'ladi. Qutb kunlarida quyosh balandliklari juda kam o'zgarganligidan to'g'ri radiatsiyaning sutkalik o'zgarishini deyarli yo'q deyish mumkin. To'g'ri radiatsiyaning yillik o'zgarishi tush paytlaridagi o'rtacha oylik qiymatlarining o'zgarishi bilan tavsiflanadi. Qutbda qish davrida quyosh radiatsiyasi bo'lmaydi, yoz vaqtida esa yozgi quyosh turishi kuni vaqtida to'g'ri radiatsiyaning energetik yoritilganligi 900 Vt/m^2 gacha yetadi.

Qutbdan ekvatorga siljigan sari to'g'ri radiatsiyaning kelishi yilning istalgan vaqtida ham ortadi, chunki quyi kengliklarga o'tilgan sari quyoshning ufqdan balandligi ortib boradi.

2. O'zbekiston hududida to'g'ri radiatsiyaning o'rtacha oylik qiymatlari maksimumi mart-aprel oylariga mos kelib, $1,067 \text{ kVt/m}^2$ gacha yetadi, minimal qiymatlari esa dekabr oyiga mos keladi. Bunday bo'lishiga sabab, yoz oylarida atmosferada suv bug'i va chang zarralari ancha ko'payganligidan, ular to'g'ri radiatsiyani ko'proq kuchsizlantiradi. Bahor oylarida esa havo ancha toza bo'lib, uning tarkibida suv bug'i va chang kam bo'ladi. Shuning uchun Yer sirtiga keluvchi to'g'ri radiatsiya bahor oylarida o'zining eng katta qiymatlariga erishadi. Yerga keladigan to'g'ri radiatsiyaning eng oz qiymatlari dekabr oyiga mos keladi.

3. Yer ekvatorida ($\varphi=0^\circ$) quyosh 12 soat ufqdan yuqorida, 12 soat ufqdan pastda bo'ladi. Boshqacha aytganda kunduz va tun 12 soatdan davom etadi. Ekvatorda to'g'ri radiatsiyaning yillik o'zgarishida ikkita maksimum va ikkita minimum kuzatiladi. Maksimumlar bahorgi va kuzgi tengkunlik kunlariga to'g'ri kelib $0,92 \text{ kVt/m}^2$ gacha yetadi. Minimumlar esa yozgi va qishki quyosh turishi kunlariga to'g'ri kelib $0,56 \text{ kVt/m}^2$ ga yaqin qiymatlarga ega bo'ladi.

Endi to'g'ri radiatsiya issiqlik yig'indilarini tavsiflashga o'tamiz.

Dehqonchilikda gorizontal sirtlarga keladigan to'g'ri radiatsiyaning sutkalik, oylik va yillik yig'indilari qiymatlarini bilish muhim ahamiyatga ega. Masalan, ekinlarning o'sishi, rivojlanishi va mahsuldorligi ularga tushadigan to'g'ri radiatsiyaning sutkalik va vegetasiya davridagi yig'indilariga bog'liq.

To'g'ri quyosh radiatsiyasi issiqligining nazariy, mumkin bo'lgan va haqiqiy yig'indilariga ajratiladi.

1. To'g'ri quyosh radiatsiyasi issiqligining *nazariy yig'indi* deb atmosfera bo'lmaganida yer sirtidagi birlik yuzaga u yoki bu vaqt oralig'ida tushadigan to'g'ri radiatsiya miqdoriga aytiladi.

To'g'ri quyosh radiatsiyasi issiqligi yig'indilarini quyosh nurlariga tik va gorizontal sirtlari nisbatan hisoblash mumkin. Quyosh nurlariga tik sirtdagi nazariy yig'indilarni atmosferaning chegarasidan quyosh radiatsiyasi oqimi kattalikka olingan vaqt oralig'iga ko'paytirish usuli bilan ham hisoblash mumkin.

2. To'g'ri quyosh radiatsiyasi issiqligining *mumkin bo'lgan yig'indisi* deb olingan joyga atmosferaning tiniqligi o'rtacha bo'lganda va bulutlar butunlay bo'lmaganida birlik yer sirtiga biror vaqt oralig'ida tushadigan to'g'ri radiatsiya issiqligi yig'indisiga aytiladi.

3. To'g'ri radiatsiyaning *haqiqiy yig'indisi* deb Yer sirtidagi gorizontal birlik yuzaga biror vaqt oralig'ida keladigan amaldagi radiatsiya yig'indisi miqdoriga aytiladi.

3.10. Sochilgan quyosh radiatsiyasi

Sochilgan quyosh radiatsiyasining boshlang'ich manbai to'g'ri quyosh radiatsiyasi bo'lganligidan, uning kattaligi to'g'ri radiatsiyaniki kabi quyoshning ufqdan balandligiga, atmosfera xiraligiga va osmonning bulut bilan qoplanish darajasiga bog'liq. Bulutsiz kunlari sochilgan radiatsiyaning energetik yoritilganligining qiymatlari ancha kam bo'ladi. Yozning tushki soatlarida quyoshning ufqdan balandligi eng yuqori bo'lganda ham sochilgan radiatsiya energetik yoritilganligi D ning o'rtacha miqdori $0,1 \text{ kVt/m}^2$ atrofida bo'ladi. Sochilgan radiatsiya maksimumi, to'g'ri radiatsiya maksimumidan ancha oz bo'lib, O'zbekiston sochilgan radiatsiya hududida tushki paytda o'rtacha $0,10-0,18 \text{ kVt/m}^2$ qiymatlarga erishadi.

Quyoshning ufqdan balandligi qanchalik yuqori bo'lsa, sochilgan radiatsiya oqimi ham shunchalik katta bo'ladi. Quyosh ufqqa yaqinlashgan sari esa sochilgan radiatsiya miqdori kamaya boradi.

Atmosfera xiralanishi kuchaygan sari sochilgan radiatsiya miqdori ortadi (chunki atmosferada quyosh radiatsiyasini sochuvchi zarrachalar ko'payadi).

Sochilgan radiatsiyaning bulutlikka bog'liqligi murakkab xususiyatga ega. Bulutlar o'zidan o'tuvchi to'g'ri radiatsiya oqimini bir oz kuchsizlantiradi, ammo sochilgan radiatsiyani kuchaytiradi, yoki to'g'ri radiatsiya oqimining kuchsizlanishi sochilgan radiatsiya oqimining kuchayishi bilan sodir bo'ladi.

Troposferada ancha yuqori (10-11 km) da hosil bo'luvchi yupqa va yorqin (oq) bulutlar sochilgan radiatsiya oqimini orttiradi. Yuqori to'p-to'p bulutlar sochilgan radiatsiyani osmon ochiq kundagi qiymatiga nisbatan 8-10 marta kuchaytiradi. Osmon quyi qavat bulutlari bilan to'la va qalin qoplanganida sochilgan radiatsiya miqdori, havo ochiq kundagi miqdoridan kam bo'ladi.

Toshkent shahrida o'rtacha quyosh vaqti bilan soat 12 dan 30 minut o'tganida osmon ochiq kunlari sochilgan radiatsiyaning energetik yoritilganligi yanvar oyida 0,10, aprelda 0,17, iyulda 0,15, oktabrda 0,14 kVt/m² ga teng.

O'ziga tushayotgan to'g'ri radiatsiyaning 70-90 % qismini qaytaradigan yangi yoqqan qor qoplami sochilgan radiatsiya oqimini birmuncha kuchaytiradi. Chunki qor qoplamidan qaytgan radiatsiyaning bir qismi atmosferada yanada sochiladi va uning bir qismi birlamchi sochilgan radiatsiyaga qo'shilib yerga tushadi.

Arktika va Antarktikada sochilgan radiatsiya energetik yoritilganligi 0,7 kVt/m² gacha yetadi. Osmon ochiq kuni dengiz sathidan balandlik oshgan sari to'g'ri radiatsiyani sochuvchi atmosfera qatlamlarining qalinligi kamayib boradi.

Sochilgan radiatsiyaning osmon ochiq kundagi sutkalik va yillik o'zgarishi to'g'ri radiatsiya o'zgarishining borishiga o'xshaydi. Ammo ertalab sochilgan radiatsiya quyosh chiqishidan oldin paydo bo'ladi, so'ngra quyosh ufqdan ko'tarilgan sari sochilgan radiatsiya orta boradi, soat 12-13 larda maksimal qiymatiga erishadi, kunning ikkinchi yarmida kamaya borib, kechqurun g'ira-shira paytning tugashi bilan nolga teng bo'lib qoladi.

Sochilgan radiatsiyaning yillik o'zgarishida osmon ochiq bo'lganda sochilgan radiatsiya maksimumi iyul, minimumi esa yanvar oyida kuzatiladi. Osmon bulut bilan to'la qoplanganida ham sochilgan radiatsiyaning yillik o'zgarishining borishi ancha sodda bo'ladi. Ammo o'zgaruvchan bulutlikda sochilgan radiatsiyaning sutkalik va yillik o'zgarishining borishi ancha murakkablashadi va o'zgarib ketadi.

Sochilgan radiatsiyaning sutkalik yig'indisi asosan quyoshning ufqdan balandligiga va kun davomiyligiga bog'liq. Shuning uchun geografik kenglik kamaygan sari sochilgan radiatsiyaning sutkalik yig'indisi ortib boradi (geografik kenglik kamaygan sari quyosh

ufqdan ko'proq balandga ko'tarila borgani uchun). Qishdan yozga o'tishda kun davomiyligi kuchayadi. Sochilgan radiatsiya yig'indisi yuqori kengliklarda va qish oylarida katta qiymatlarga ega. Masalan, Rossiyaning Arxangelsk shahrida qishda $\sum S^1=8 \text{ MJ/m}^2$ bo'lsa, $\sum D=59 \text{ MJ/m}^2$ ga teng. Sankt-Peterburg shahrida esa qishda $\sum S^1=17 \text{ MJ/m}^2$ bo'lsa, $\sum D=71 \text{ MJ/m}^2$ ga teng.

Bu misollardan ko'rinadiki, yuqori kengliklarda qish davrida sochilgan radiatsiya yig'indisi, gorizonta1 yerga keladigan to'g'ri radiatsiya yig'indisidan ham katta bo'ladi.

Bulutlik ko'p bo'lgan joylarda sochilgan radiatsiya yozda ham muhim ahamiyatga ega.

Yuqori kengliklarda va bulutlar miqdori ko'p bo'lgan joylarda quyosh radiatsiyasining yillik yig'indisidagi sochilgan radiatsiya ulushi 50 % dan oshadi.

3.11. Yalpi quyosh radiatsiyasi

Istalgan gorizonta1 va og'ma sirtlarga, o'simliklar barglariga to'g'ri va sochilgan quyosh radiatsiyalari ayni bir vaqtda tushadi.

Gorizonta1 sirtga ayni bir vaqtda tushayotgan to'g'ri va sochilgan quyosh radiatsiyalarini birgalikda **yalpi quyosh radiatsiyasi** deb yuritiladi. Yalpi quyosh radiatsiyasini ko'pincha yig'indi quyosh radiatsiyasi deb aytish ham keng tarqalgan.

Ochiq osmon tagida joylashgan, quyoshning to'g'ri tushadigan nurlaridan soyalanmagan gorizonta1 birlik sirt (1 sm^2) ga vaqt birligi (1 min) da tushadigan to'g'ri va sochilgan radiatsiyalar energiyasi (kal) ga yalpi radiatsiyaning **energetik yoritilganligi** deb yuritiladi va uni Q harfi bilan belgilaniladi.

Yalpi quyosh radiatsiyasini ham to'g'ri yoki sochilgan quyosh radiatsiyalari kabi biror tizimga kirmagan $\text{kal}/(\text{sm}^2 \cdot \text{min})$ va SI tizimida Vt/m^2 birliklarda o'lchanadi. Yalpi quyosh radiatsiyasining energetik yoritilganligi Q quyidagicha ifodalanadi:

$$Q=S^1+D=S \cdot \sin h_o+D \dots \quad (3.19)$$

Demak, yalpi radiatsiya tarkibi to'g'ri va sochilgan radiatsiyalardan iborat bo'lganligidan, ular orasidagi munosabat quyoshning ufqdan balandligiga, atmosfera tiniqligiga va bulutlikka bog'liq ravishda o'zgarib boradi.

Osmon ochiq kuni quyosh balandligi oshgan sari yalpi radiatsiya tarkibida sochilgan radiatsiya ulushi kamaya boradi, tushki paytdan keyin esa sochilgan radiatsiya ulushi orta boradi.

Atmosfera tiniqligi qancha oshsa, yalpi radiatsiya tarkibidagi sochilgan radiatsiya ulushi shuncha kam bo'ladi. Osmon zich bulutlar bilan to'la qoplanganda Yerga faqat sochilgan radiatsiya tushadi, yoki bu holda yalpi radiatsiya faqat sochilgan radiatsiyadagina iborat bo'lib qoladi.

Yerga tushuvchi yalpi radiatsiyaning eng katta qiymatlari bulutsiz kunlari yoki quyosh gardishini berkitmaydigan, unchalik katta bo'lmagan bulutlilikda amalga oshadi.

O'zbekiston hududlarida yalpi radiatsiya Q ning o'rtacha ko'p yillik qiymatlari $0,45-0,96 \text{ kVt/m}^2$ orasida o'zgaradi.

O'rtacha quyosh vaqti bilan soat 12 dan 30 minut o'tganda Toshkent shahrida osmon ochiq kunlari Q ning miqdori yanvar oyida $0,64 \text{ kVt/m}^2$ ga teng bo'ladi.

Osmon ochiq bo'lganda Q ning sutkalik o'zgarishining borishida maksimal qiymatlari tushki paytga to'g'ri keladi. Yillik o'zgarishining borishida esa O'zbekiston hududida Q ning maksimumi mart-iyun, minimumi esa yanvar oylarida kuzatiladi.

Ma'lumki, har bir ekin turining o'sishi va rivojlanishi uchun quyosh radiatsiyasining issiqligi yetarli bo'lishi shart. O'zbekiston hududlarida vegetasiya davri uchun yalpi radiatsiya issiqligi yig'indisi $80-130 \text{ kkal/sm}^2$ atrofida o'zgaradi. Vegetasiya davri uchun yalpi radiatsiya issiqligining yuqoridagi yig'indisi respublikamiz hududida barcha ekinlar, jumladan, g'o'za ham issiqlik bilan yetarlicha ta'minlanadi.

3.12. Qaytgan radiatsiya. Albedo

Biror faol sirt (tuproq, suv, o'tzor yoki boshqalar) ga tushgan yalpi quyosh radiatsiyasining bir qismi qaytadi, qolgan qismi esa yutilib issiqlikka aylanadi. Faol sirtning yalpi quyosh radiatsiyasini qaytarish darajasi shu sirtning **qaytarish qobiliyatiga** bog'liq.

Faol sirtdan qaytgan radiatsiya miqdori R_q ning, berilgan faol sirtga tushayotgan yalpi radiatsiya miqdori Q ga nisbatini faol sirtning qaytaruvchanlik qobiliyati yoki albedosi deyiladi va A harfi bilan belgilaniladi. Yuqoridagi ta'rifga asosan albedo quyidagi formula bilan aniqlanadi:

$$A=R_q/Q=R_q/(S^1+D)=R_q/(S \cdot \sinh_o+D) \dots \quad (3.20)$$

Albedoni odatda foizlarda ifoda qilinadi. Faol sirtdan qaytgan radiatsiya R_q ni **qisqato'lqinli qaytgan radiatsiya** deb yuritiladi.

Shunday qilib, biror sirtga tushuvchi yalpi radiatsiya umumiy oqimi $(S \cdot \sinh_o+D)$ dan, uning $(S \cdot \sinh_o+D) \cdot A$ qismi qaytadi, qolgan $(S \cdot \sinh_o+D)(1-A)$ qismi esa shu sirt tomonidan yutiladi. Yutilgan radiatsiya tuproq yoki suvning ustki qatlamlarini isitishga sarf bo'ladi.

Yer sirtining istalgan joyining albedosi, shu joyning g'adir-budurligiga, rangiga, namligiga, o'simlik turlari bilan qoplanish darajasiga va boshqa xossalarga bog'liq.

Quyidagi 3.2-jadvalda V.L. Gayevskiy va M.I. Budiko bo'yicha ba'zi tabiiy sirtlarning albedolarining qiymatlari keltirilgan.

Turli tabiiy sirtlarning albedolari (% larda)

<i>Sirt turi</i>	<i>Albedo</i>	<i>Sirt turi</i>	<i>Albedo</i>
Yangi quruq qor	80-95	Bug'doy dalasi	10-25
Toza nam qor	60-70	Kartoshka dalasi	15-25
Ifloslangan qor	40-50	G'o'za dalasi	20-25
Dengiz muzi	30-40	Quruq dasht	20-30
To'q tusli tuproqlar	5-15	O'tzor	15-25
Quruq loyli tuproqlar	20-35	Ignabargli o'rmonlar	10-15
Quruq qumli tuproqlar	25-45	Tilog'och o'rmonlar	15-20

Yuzasi g'adir-budur to'q tusli tuproq, yuzasi tekis va yorqin tuproqqa nisbatan yalpi radiatsiyani kam qaytaradi. Nam tuproq yalpi radiatsiyani quruq tuproqqa nisbatan kam qaytaradi. Demak, tuproq namligi ortishi bilan yalpi radiatsiyani yutishi kuchayadi. Bu esa sug'oriladigan yerlarning issiqlik rejimini o'zgartirishda katta ahamiyatga ega.

Yuqoridagi 3.2-jadvaldan ko'rinadiki, yangi yoqqan qorning albedosi 90 % gacha yetadi. Arktika va Antarktikada qor juda ham toza bo'lganidan qaytarish qobiliyati hattoki 98 % gacha yetadi. Yotib qolgan, ifloslangan qorning, muzning albedolari, yangi yoqqan qornikidan ancha kam. Ammo ularning albedolari ham boshqa tabiiy sirtlarnikidan ancha katta. Shuning uchun Arktika va Antarktikada quyoshli davrda ham qor qoplamlari yalpi radiatsiyani juda kam yutadi. Natijada, qor qoplami va unga yaqin havo qatlamlarining harorati juda past bo'ladi. Muz qoplami havoning haroratini kuchli pasaytiradi. Havo haroratining pastligi sababli muz qatlami ustidagi havoda suv bug'i oz bo'ladi.

Suv sirtining albedosi quruqlikdagi tabiiy sirtlarning o'rtacha albedosidan kichik va quyosh nurlarining suv sirtiga tushish burchagiga bog'liq. Masalan, quyosh balandligi $h_0=90^\circ$ da $A=2\%$, $h_0=50^\circ$ da $A=4\%$, $h_0=5^\circ$ da $A=35\%$ bo'ladi. Bu misoldan ko'rinadiki, suv sirtining eng kam albedosi tushki paytda, eng katta albedosi esa ertalab va kechqurun kuzatiladi. Quyosh balandligi kichik bo'lganda yalpi radiatsiya tarkibida sochilgan radiatsiya ulushi ko'p bo'ladi. Sochilgan radiatsiya esa notekis taglik sirtidan to'g'ri radiatsiyaga nisbatan ko'proq qaytadi.

O'simliklar qoplamlarining albedolari bir-biridan keskin farq qilmaydi. Qishloq xo'jalik ekinlari bilan band dalalarning albedolari ekin turiga, rivojlanish fazasiga, sutka vaqtiga bog'liq. Masalan, don ekinlari o'sayotgan dalalarda, vegetatsiya davrining boshida albedosi 8-10 % bo'lsa, vegetatsiya davrining oxirida 20-25 % gacha o'zgaradi. Tushki vaqtdagi albedo, kechqurungidan 2-4 % gacha kam bo'ladi. Shuning uchun ham 3.2-jadvalda bug'doy dalasining albedosini 10-25 % deb ko'rsatilgan. Bulutlar ham yalpi radiatsiyani kuchli qaytaradi, ularning o'rtacha albedosi taxminan 80 % ga teng. Kechasi albedo qiymatlari nolga teng bo'ladi, chunki kechasi sirtga yalpi radiatsiya tushmaydi.

Faol sirtga tushgan yalpi radiatsiya Q bilan, shu faol sirtidan qaytgan radiatsiya R_q ayirmasi, shu faol sirtida yutilgan radiatsiya Q_{yu} ga teng bo'ladi, ya'ni:

$$Q_{yu} = Q - R_q = Q - QA = Q(1-A) \dots \quad (3.21)$$

Demak, faol sirtning albedosini va shu sirtga tushuvchi yig'indi radiatsiyani bilsak, olingan faol sirt yutgan qisqato'lqinli radiatsiya miqdorini aniqlay olamiz. Yutilgan radiatsiya o'simlik hayotida muhim rol o'ynaydi. Yutilgan radiatsiyaning katta qismi issiqlikka aylanadi va o'simlikning o'zini va havoni isitishga, o'simlikdagi suvni bug'lantirishga va boshqa fizik jarayonlarga sarflanadi. Yutilgan radiatsiyaning qolgan qismi fotosintez, nafas olish va o'simliklarning

o'sishi, rivojlanishi bilan bog'liq bo'lgan jarayonlarga sarflanadi. (3.21) formuladagi $(1-A)$ ifoda berilgan sirtning qisqato'lqinli radiatsiyani yutish ko'effitsiyentini bildiradi. Boshqacha aytganda $(1-A)$ ifoda olingan sirtga tushgan yalpi radiatsiyaning qancha qismi yutilishini ko'rsatadi. Masalan, bug'doy o'sayotgan dalaning albedosi 25 % ga teng bo'lsin. U holda bug'doy dalasida yutilgan radiatsiya $Q_{yu}=Q(1-0,25)=0,75Q$ ga teng bo'ladi, ya'ni tushgan yalpi radiatsiya miqdorining 0,75Q qismi yutiladi, 0,25Q qismi esa qaytadi.

Yalpi radiatsiya va yutilgan radiatsiya oralig'idagi farq qor va muz bilan qoplangan hududlarda juda katta bo'ladi.

3.13. Yer sirti va atmosferaning uzunto'lqinli nurlanishi. Samarali nurlanish

Fizika fanidan ma'lumki, harorati -273°C dan yuqori bo'lgan har qanday jism nur chiqaradi. Yerdagi barcha jismlar (tuproq, suv, o'simlik, qor yoki muz) sirtlari o'ziga tushgan quyosh va atmosfera radiatsiyasining bir qismini yutib, issiqlikka aylantiradi va isiydi. Natijada, isigan jismlarning o'zlari ham nur chiqaradi, boshqacha aytganda ular ham nurlanish manbayi bo'lib qoladi.

Ularning nurlanishlari ham xuddi quyosh nurlanishi kabi mutlaq qora jismning nurlanish qonunlariga bo'ysunadi. Quyoshning nurlanadigan sirtining o'rtacha harorati 6000 K ga, Yer sirtining harorati esa o'rtacha 288 K ga teng. Demak, Yer sirtining harorati quyosh fotosferasining haroratidan qariyb 21 marta past. Shuning uchun tuproq, suv, o'simlik, qor, muz va atmosferalarning chiqargan nurlanishlarining to'lqin uzunliklari ham quyosh radiatsiyasi spektrining to'lqin uzunligidan farq qiladi. Quyosh radiatsiyasi spektrining 99 foizi to'lqin uzunliklari 0,17 mkm dan 3-4 mkm gacha nurlardan tashkil topgan bo'lsa, Yer va undagi tabiiy sirtlarning chiqargan nurlanishining 99 foizi to'lqin uzunliklari 4 mkm dan 40 mkm gacha bo'lgan elektromagnit to'lqinlardan iborat. Harorati 15°S

ga teng faol qatlamning nurlanishida eng ko'p energiya, to'lqin uzunligi 10 mkm bo'lgan to'lqinga mos keladi. Shuning uchun ham Yer sirtining nurlanishini uzunto'lqinli nurlanish deb yuritiladi. Bundan tashqari, to'lqin uzunligi 0,76 mkm dan katta bo'lgan nurlarni inson ko'zi sezmaydi, ular faqat issiqlik ta'sirini vujudga keltiradi. Shuning uchun harorati nisbatan past jismlar nurlanishini issiqlik nurlanishi deb ham yuritiladi. Yer sirti ultrabinafsha va ko'rinadigan nurlarni chiqarmaydi.

Demak, Yer sirti va atmosfera o'zlarining haroratiga bog'liq ravishda turlicha to'lqin uzunlikli infraqizil nurlarni chiqaradi. Yerdagi har bir faol sirtning harorati atmosfera haroratidan yuqori bo'lgani uchun ularning nurlanishi atmosfera nurlanishidan kuchliroq bo'ladi.

Biz yuqorida tuproq, suv, o'simliklar qoplami sirtlari kabilarni faol sirt deb atadik.

O'ziga tushadigan quyosh va atmosfera radiatsiyasini yutadigan va o'zi ham atrof fazoga nur chiqaradigan sirtlarni faol sirt deb yuritiladi. Aslida esa **faol sirt** deganda jismlar sirtidagi yupqa qatlamni tushunishimiz lozim.

Quyoshning yalpi radiatsiyasi faol sirtga kunduz davomida tushsa, faol sirtning nurlanishi esa sutkasiga uzluksiz davom etadi. Uning harorati qanchalik yuqori bo'lsa, nurlanishi shunchalik jadallashadi.

Yerning nurlanishi xuddi shu haroratdagi mutlaq qora jism nurlanishidan ozgina kichik. Shuning uchun faol sirtning nurlanishi uchun mutlaq qora jism nurlanishiga doir Stefan-Bolsman qonuni quyidagicha yoziladi:

$$E_{\text{yer}} = \delta \cdot \sigma \cdot T^4 \dots\dots\dots (3.22)$$

bu yerda: δ - faol sirtning nisbiy nurlanish qobiliyati bo'lib, u olingan faol sirtning nurlanishi, xuddi shu haroratdagi mutlaq qora jism nurlanishi ($\sigma \cdot T^4$) ning qanday ulushini tashkil qilishini ko'rsatadi.

Yuqoridagi (3.22) formuladan ko'rinadiki, **yerdagi biror faol sirtning nurlanish qobiliyati, shu faol sirt haroratining to'rtinchi darajasiga to'g'ri mutanosib ravishda ortadi va faol sirtning nisbiy nurlanish qobiliyatiga bog'liq.** Quyidagi 3.3-jadvalda turli tabiiy sirtlarning nisbiy nurlanish qobiliyatlarining qiymatlari keltirilgan.

(3.22) formuladagi σ ni Stefan-Bolsman doimiysi deb yuritiladi va uning qiymati $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{Wt}/(\text{m}^2 \cdot \text{K}^4)$ ga teng.

3.3-jadval

Turli tabiiy sirtlar nisbiy nurlanish qobiliyatlari

<i>Sirt turi</i>	δ	<i>Sirt turi</i>	δ
Qora tuproq	0,87	Suv	0,965
Quruq qum	0,89	Yangi yoqqan qor	0,995
Siyrak quruq o't	0,94	Ifloslangan qor	0,96

Yuqoridagi 3.3-jadvaldan ko'rinadiki, qor eng katta nisbiy nurlanish qobiliyatiga ega ($\delta=0,995$). Uning nurlanish va nur yutish qobiliyati mutlaq qora jismniki bilan deyarli bir xil. Buning sababi qor, ayniqsa yangi yoqqan qor yuzining g'adir-budur (notekis) ligidir. Qorning haroratini 288 K deb olib (3.22) formula bo'yicha uning to'la nurlanish qobiliyatini hisoblasak $E_q=0,388 \text{ kVt}/\text{m}^2$ ga teng bo'lib chiqadi. Yoki xuddi shu haroratda qorning har 1m^2 yuzasidan 1 minutda 2,35 J energiya nurlanadi.

Yer sirtidagi jismlar shunday katta radiatsiyani nurlanib turganidan tez sovib ketishi kerak edi. Ammo bunga uning quyosh radiatsiyasi va atmosferaning uchrashuvchi nurlanishini yutib isishi to'sqinlik qiladi.

Agar faol sirtning o'rtacha haroratini 15°C deb olsak, fizika fanida o'rganiladigan mutlaq qora jism nurlanish qonunlaridan yana biri-Vin qonuniga asosan, mazkur haroratda nurlanayotgan faol

sirtning nurlanishida eng ko'p energiya 10 mkm ga yaqin to'lqin uzunlikga to'g'ri keladi. Shuning uchun ham Yerning nurlanishi to'lqin uzunligi katta infraqizil nurlanishdan iborat bo'ladi.

Yerdagi faol sirtning nurlanishi uzluksiz davom etadi. Atmosfera o'zidan o'tuvchi quyosh radiatsiyasining bir qismini va Yerning nurlanishini yutib isiydi va uning o'zi ham uzluksiz uzunto'lqinli nurlanadi. Atmosferaning nurlanishi olam fazoga va Yerga tomon yo'nalgan.

Atmosferaning Yer sirtiga yo'nalgan nurlanishini atmosferaning uchrashuvchi (Yer nurlanishi yo'nalishiga qarama-qarshi) nurlanishi E_a deb yuritiladi.

Mo'tadil kengliklarda osmon bulutsiz kuni atmosferaning nurlanishi 0,28-0,35 kVt/m² ni tashkil qiladi, bulutli osmonda esa atmosferaning nurlanishi bulutsiz kundagiga nisbatan 20-30 % ga ortadi. Bunday nurlanishning 60 % dan ko'prog'i Yer sirtiga tomon yo'nalgan bo'lib, atmosferaning uchrashuvchi nurlanishi E_a ni tashkil qiladi.

Yer nurlanishi oqimi bilan atmosferaning uchrashuvchi nurlanishi oqimlarining ayirmasi faol qatlamning yo'qotadigan nuriy energiyasini tavsiflaydi va bu ayirmani **samarali nurlanish** E_s deb aytiladi. Uni quyidagicha ifodalash mumkin:

$$E_s = E_{\text{yer}} - E_a$$

Faol qatlamning samarali nurlanishi uning haroratiga, havo harorati va namligiga hamda bulutlikka bog'liq, Yer sirtining harorati ko'tarilishi bilan E_s kuchayadi, havo harorati va namligi ortishi bilan esa E_s kamayadi.

Samarali nurlanish miqdoriga ayniqsa bulutlar kuchli ta'sir qiladi. Bulutlilik ortishi bilan atmosferaning uchrashuvchi nurlanishi ham kuchayib, samarali nurlanish esa kamayadi. Bulutli ob-havodagi samarali nurlanish, osmon ochiq bo'lgandagiga nisbatan kam bo'lganidan bulutli tunda Yer sirti kamroq soviydi. Agar bulutlar

quyuq (zich), harorati esa faol sirt haroratiga yaqin bo'lsa, hattoki $E_{\text{yer}} \sim E_a$ tenglashib, samarali nurlanish $E_s \sim 0$ ga teng bo'lib qoladi.

Samarali nurlanish kunduzi ham mavjud. Ammo kunduzi uni quyosh radiatsiyasining yutilgan qismi to'lig'icha yoki qisman qoplaydi.

Yer sirtining turli joylarida osmon ochiq bo'lganda samarali nurlanish kunduzi va kechasi o'rtacha $0,07-0,14 \text{ kVt/m}^2$ chegarasida o'zgaradi.

Samarali nurlanishning sutkalik o'zgarishida maksimumi soat 12-13 larda, minimumi esa quyosh chiqishi oldidan kuzatiladi. Samarali nurlanishning maksimumi $0,21-0,28 \text{ kVt/m}^2$ gacha yetadi. Samarali nurlanish yillik o'zgarishining borishi faol sirtning qanday iqlimli joyda ekanligiga bog'liq. Masalan, kontinental iqlimli joylardagi samarali nurlanishning yillik o'zgarishida maksimumi yoz oylariga, minimumi esa qish oylariga to'g'ri keladi.

Biz avval to'g'ri radiatsiya atmosferadan o'tib yer yuzasiga tushganicha birmuncha kuchsizlanishini ta'kidlaganmiz. Faol sirtga tushgan quyosh radiatsiyasi uni isitadi. Isigan tuproq, ekinlar, suv yuzasi o'z navbatida uzunto'lqinli infraqizil nurlarni chiqaradi. Faol sirtning uzunto'lqinli nurlanishini havo tarkibidagi suv bug'i, azot, karbonat angidrid gazi yutib, atmosferadan tashqariga juda kam qismi o'tadi.

Yer uchun atmosfera xuddi issiqxona oynasi kabi vazifani bajaradi.

Ma'lumki, issiqxona oynasi o'ziga tushuvchi to'g'ri quyosh nurlanishining taqriban 70 % gacha qismini issiqxona ichiga o'tkazadi. Oyna to'lqin uzunliklari $0,3 \text{ mkm}$ dan 3 mkm gacha bo'lgan nurlarni o'tkazadi. Demak, issiqxona oynasidan to'lqin uzunligi $0,3 \text{ mkm}$ dan kichik va 3 mkm dan katta to'lqin uzunlikli nurlar o'tmaydi. Quyosh radiatsiyasining issiqxona ichiga o'tgan qismi tuproqni, ekinlarni isitadi. Issiqxona oynasi ularning nurlanishini tashqariga juda kam

o'tkazadi. Natijada, issiqxona ichidagi havo harorati, tashqaridagi haroratdan bir necha gradusga yuqori bo'ladi. Atmosfera ham Yer uchun xuddi shunday "issiqxona effekti" vazifasini bajaradi.

Agar Yerni hamma tomonidan o'rab olgan atmosfera qatlami bo'lmaganida Yer sirtining harorati hozirgi vaqtdagi mavjud o'rtacha 15°C ga emas, balki $-23,0^{\circ}\text{C}$ ga teng bo'lishi kerak edi. Bunda Yer sirtini abadiy muz qoplagan va Yerdagi hayot sharoitlari butunlay o'zgarib ketgan bo'lar edi. Atmosfera borligi sababli Yer yuzida hozirgiday hayot sharoitlari vujudga kelgan.

3.14. Faol sirt va "Yer - atmosfera" tizimining radiatsion balanslari

1.Faol sirtning radiatsion balansi. Faol sirtning radiatsion balansi deb, bu sirtga keluvchi va undan ketuvchi nurlanishlar oqimlari ayirmasiga aytiladi.

Faol sirt radiatsion balansining kirim (keluvchi) qismini gorizontalsirtga tushuvchi to'g'ri radiatsiya S^1 , sochilgan radiatsiya D va atmosferaning uchrashuvchi nurlanishi E_a lar tashkil qiladi. Radiatsion balansning chiqim (ketuvchi) qismi esa qisqato'liqliq qaytgan radiatsiya R_q va Yerning nurlanishi E_{yer} lardan iborat.

Agar faol sirtning radiatsion balansini B harfi bilan belgilasak, u holda faol sirt radiatsion balansining umumiy ko'rinishini quyidagicha yoza olamiz:

$$B = S^1 + D + E_a - R_q - E_{yer} \quad (3.23)$$

yoki $Q = S^1 + D$ ga tengligini e'tiborga olsak:

$$B = Q + E_a - R_q - E_{yer} = Q - R_q - (E_{yer} - E_a) = Q - R_q - E_c \quad (3.24)$$

bu yerda: Q - yalpi quyosh radiatsiyasi, E_s - samarali nurlanish. Yuqorida Yerning nurlanishi bilan atmosferaning nurlanishi orasidagi ayirmaning faol sirtning samarali nurlanishi deb yuritilishini aytganmiz. Qaytgan radiatsiyani o'lchash ishi ancha qiyin. Shuning uchun amaliyotda B ni aniqlashda ko'pincha faol sirtning albedosi A dan

foydalaniladi. Har qaysi turdagi faol sirt uchun A ning qiymati oldindan ma'lum.

Yuqoridagi (3.24) formulani faol sirt albedosi A ni e'tiborga olib quyidagicha yozish mumkin:

$$B = S^1 + D - (S^1 + D) \cdot A + E_a - E_{yer} = Q(1 - A) - E_s \quad (3.25)$$

Faol sirtida yutilgan radiatsiya $Q(1-A)$ taglik sirtning isishini, samarali nurlanish esa taglik sirtning sovishini tavsiflaydi. Osmon bulut bilan to'la qoplanganda va Yerga to'g'ri radiatsiya tushmayotganida $B = D - R_q - E_s$. Kechasi qisqato'lqinli qaytgan radiatsiya ham bo'lmaganligidan radiatsion balans $B = E_a - E_{yer} = -E_s$ manfiy qiymatlarga ega bo'ladi.

Yalpi radiatsiya va samarali nurlanish sutka davomida o'zgarib borganligidan radiatsion balans qiymatlari ham uzluksiz o'zgaradi. Radiatsion balans musbat bo'lganda faol sirtga tushayotgan nurlanish oqimlarining yig'indisi, faol sirtidan ketuvchi nurlanish oqimlari yig'indisidan katta bo'ladi va ularning ayirmasi qoldiq radiatsiya B musbat bo'lib, u taglik sirtni isitishga sarflanadi.

Qoldiq radiatsiya B manfiy ishorali degani, faol sirtidan ketuvchi nurlanish oqimlarining, faol sirtga tushayotgan nurlanish oqimlari yig'indisidan kattaligini bildiradi, natijada B manfiy ishoraga ega bo'lib, u faol sirtning sovishiga olib keladi. Aslida "radiatsion balans" tushunchasi o'rniga "qoldiq radiatsiya" tushunchasini ishlatish to'g'ri, chunki u radiatsion balansning fizik mohiyatini aniqroq ifodalaydi.

Qishloq xo'jalik ekinlari dalalarining radiatsion balansini o'rganish, ekinlarning turlicha sxemalarida va o'simlik rivojlanishining turli fazalarida quyoshning ufqdan turlicha balandliklariga bog'liq ravishda o'simliklar va tuproq yutgan radiatsiyani hisoblash imkonini beradi.

Tuproq harorati va namligi, bug'lanishi va boshqa kattaliklarni boshqarishda qo'llanilgan tadbirlarni baholash uchun turli turdagi

o'simliklar qoplamlarida qishloq xo'jalik dalalarining radiatsion balansini aniqlanadi.

2. Yer - atmosfera tizimining radiatsion balansini.

Faol sirtning radiatsion balansini bilishdan tashqari "Yer-atmosfera" tizimining radiatsion balansini o'rganish ham qiziqishga ega.

Yer - atmosfera tizimining radiatsion balansini V_{yer-a} deb, faol sirtidan boshlanib atmosferaning yuqori chegarasigacha cho'zilgan kesimi 1 sm² vertikal atmosfera ustunidagi nurlanishlar oqimi balansiga aytiladi. Bunday atmosfera ustuni radiatsion balansining kirim (keluvchi) qismi Yer sirti va atmosferaning yutgan radiatsiyalari yig'indisidan tashkil topgan. Chiqim (ketuvchi) qismi esa Yer sirti va atmosferadan olam fazoga ketadigan uzunto'lqinli nurlanishdir.

Shunday qilib, Yer-atmosfera tizimining radiatsion balansini tenglamasini quyidagicha yozish mumkin:

$$B_{yer-a} = (S^1 + D)(1 - A) + q^1 - E \quad (3.26)$$

bu yerda: q^1 - atmosfera yutgan quyosh radiatsiyasi, E - Yer sirti va atmosferadan ketuvchi uzunto'lqinli nurlanish. Yer - atmosfera tizimining radiatsion balansini alohida punktlar uchun musbat yoki manfiy bo'lishi mumkin, ammo butun yer shari uchun uning qiymati nolga teng bo'lishi kerak.

Bu tizim radiatsion balansining geografik kengliklar bo'yicha taqsimotini tahlil qilish ko'rsatadiki, radiatsion balans 80° janubiy kenglik bilan 30° shimoliy kenglik orasida musbat, undan yuqori kengliklarda esa manfiy bo'ladi. Masalan, Rossiyaning (Sankt-Peterburg) shahri yaqinidagi Pavlovsk shahri uchun bu tizimning radiatsion balansini yilning uch (may, iyun, iyul) oylaridagina musbat, qolgan oylarning xammasida manfiy bo'ladi va uzining manfiy eng katta qiymatlariga dekabr-yanvar oylarida erishadi.

3.15. O'simliklar qoplami tagidagi quyosh radiatsiyasi

O'simliklar qoplami o'ziga tushgan quyosh radiatsiyasining ancha qismini ushlab (to'sib) qoladi, shuning uchun quyosh radiatsiyasi daraxtzor tagiga ancha zaiflashib etib boradi, quyosh radiatsiyasini ayniqsa o'rmon qoplami kuchli to'sadi.

O'rmon daraxtlarining quyosh radiatsiyasini o'tkazishi sutka vaqtiga va yil fasllariga bog'liq. Ertalabki va kechki soatlarda quyosh nurlari ufq bilan kichik burchaklar tashkil qilib tushganidan o'rmon qoplami tagigacha eng ko'p, tushki soatlarda esa eng kam yo'l o'tadi. Shuning uchun o'rmon qoplami ertalab va kechqurun quyosh radiatsiyasini eng ko'p, tushki paytda eng kam ushlab qoladi.

Bargli o'rmonlarda o'rmon qoplamining quyosh radiatsiyasini o'tkazish darajasi yana daraxtlarning yoshiga ham bog'liq, chunki yoshi ortgan sari o'rmon daraxtlari siyraklashib boradi. Natijada, o'rmon tagiga quyosh radiatsiyasi ko'proq o'tadi. O'rmon qoplamining quyosh radiatsiyasini o'tkazishi yuqoridagilardan tashqari daraxtlarning turiga, shoxlarining qalinligiga va o'rmonni parvarish qilishda daraxtlarni kesish tadbirlariga bog'liq. Masalan, Rossiya Federativ Respublikasining Voronej tumanida 43 yillik eman daraxtli o'rmonda yozda havo ochiq kuni daraxtlarning shox-shabballari ochiq dalaga tushayotgan quyosh radiatsiyasining 10 % cha qisminigina o'tkazishini aniqlangan. Quyosh radiatsiyasi qoraqarag'ay shox-shabballari tagida yuqoridagi misoldagidan ham ko'proq kuchsizlangan bo'ladi.

3.16. Quyosh radiatsiyasi va radiatsion balansni o'lchash

Hozirgi vaqtda aktinonometrik kuzatishlarda quyosh radiatsiyasi oqimlarini o'lchash uchun mutlaq (absolyut) va nisbiy usullar qo'llaniladi. Shuning uchun bu usullarga mos ravishda mutlaq va nisbiy asboblarni ishlab chiqarilgan.

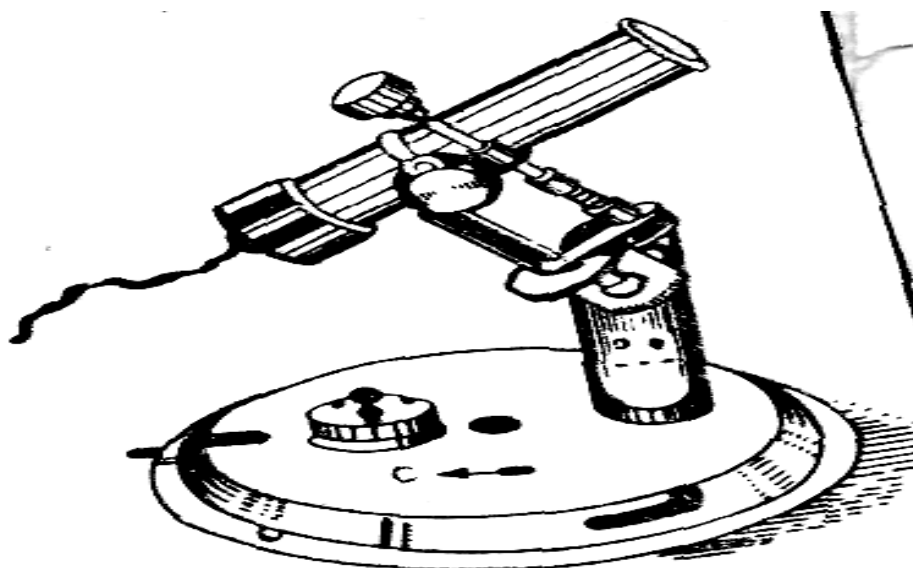
Mutlaq usullarda ishlaydigan asboblarda quyosh radiatsiyasi energetik yoritilganligi to'g'ridan-to'g'ri $\text{kal}/(\text{sm}^2 \cdot \text{min})$ birliklarda o'lchanadi va ular hozirgi vaqtda nisbiy asboblarni darajalash va tekshirish uchun qo'llaniladi. To'g'ri radiatsiyani o'lchash uchun ishlatiladigan asbobni **aktinometr** deb yuritiladi.

Hozirgi vaqtda to'g'ri quyosh radiatsiyasi energetik yoritilganligini o'lchashda eng ko'p qo'llaniladigan nisbiy asbob Savinov-Yanishovski termoelektrik aktinometrdir.

Aktinometrning ishlashi uchun termoelektr effekt hodisasi asos qilib olingan. Bizga uzunliklari 1 m dan bo'lgan ikki xil o'tkazgich simlar berilgan va ularning bir tomondagi uchlarini o'zaro kavsharlab qo'yilgan deb olaylik. Ikkinchi o'tkazgichni o'rtasidan kesib, kesilgan uchlarni sezgir galvanometrغا ulaylik. So'ngra o'tkazgich simning ikkinchi uchini birinchi o'tkazgich uchi bilan kavsharlab qo'yib berk elektr zanjiri tuzamiz.

Shu tarzda tuzilgan elektr zanjir kavsharlaridan birini isitaylik (ya'ni ikkala kavsharlar haroratlari ayirmasini vujudga keltirsak), bu berk zanjirdan juda oz miqdordagi elektr toki o'tishini galvanometr ko'rsatkichi asosida bilamiz. Zanjir ochiq bo'lganda vujudga keladigan $E_{YU.K}$ ning kattaligi kavsharlangan uchlar haroratlari ayirmasiga va kavsharlangan o'tkazgichlarning moddalariga bog'liq. Kattaroq tok olish uchun bunday termojuftlarni o'zaro ketma-ket ulanadi.

Termoelektrik aktinometrning asosiy qismlari: termobatareyali yutgich, ichiga termobatareyali disk joylashtirilgan trubka va shtativdan iborat (3.7-rasm).



3.7 - rasm. Termoelektrik aktinometrning tashqi ko'rinishi

Aktinometrning asosiy qismi, ya'ni termobatareyali yutgich manganin va konstantandan yasalgan lenta poloskalarining ketma-ket ulanishidan hosil bo'lgan termobatareya trubka markazi atrofida yulduzcha shaklida joylashtiriladi. Bunda barcha toq nomerli uchlar trubkaning ko'ndalang kesimi markazi atrofida, juft nomerli kavsharlangan uchlar esa trubka chekkasida o'rnatilgan.

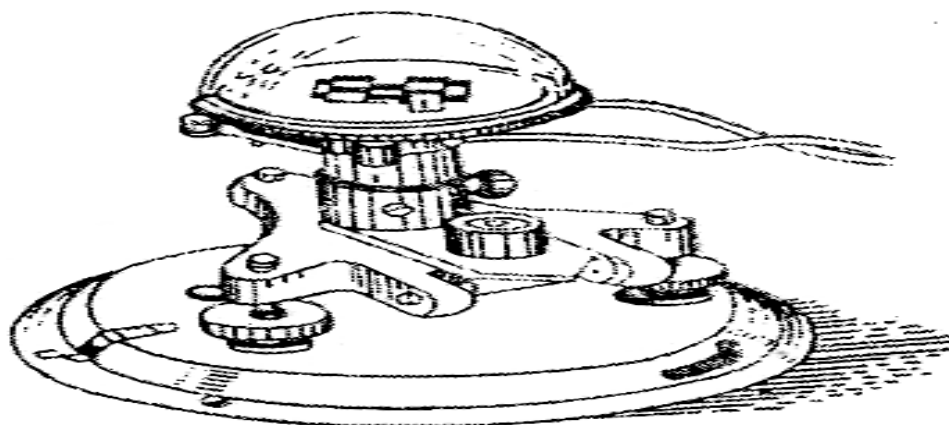
Aktinometr bilan o'lchashlar o'tkazilayotgan vaqtda termo yulduzchaning ikkala uchini GSA-1 tipdagi galvanometrغا ulanadi.

Aktinometr trubkasining ochiq uchi ro'parasiga teskari tomoniga toq nomerli kavsharlar yopishtirilgan va quyosh nurlari tushadigan tomoni qoraytirilgan kumush disk joylashtiriladi. Mis halqa esa trubkaning chetiga quyosh nurlari tushmaydigan qilib joylashtirilgan. Agar aktinometr trubkasini quyoshga qaratsak, markazdagi kumush disk to'g'ri quyosh radiatsiyasi ta'sirida isiydi, mis halqa esa isimaydi. To'g'ri quyosh radiatsiyasining energetik yoritilganligi qanchalik katta bo'lsa, issiq va sovuq kavsharlar orasidagi haroratlar ayirmasi ham shunchalik katta bo'ladi. Natijada hosil bo'ladigan termotokning kattaligi ham to'g'ri quyosh radiatsiyasining energetik yoritilganligiga to'g'ri mutanosib ravishda ortadi. Aktinometrغا ulangan galvanometr ko'rsatishlarini, avvaldan

ma'lum bo'lgan aktinometr o'tkazish koeffitsiyentiga ko'paytirib $\text{kal}/(\text{sm}^2 \cdot \text{min})$ birlikka o'tkaziladi.

Yalpi va sochilgan radiatsiyani o'lchash uchun ishlatiladigan asbobni piranometr deb yuritiladi.

Meteorologik stansiyalarda yalpi va sochilgan radiatsiyalarni o'lchashda asosan Yanishevskiy piranometri qo'llaniladi. Bu asbob ham aktinometr singari termoelektrik effektga asoslanib ishlaydi (3.8-rasm).



3.8-rasm. Piranometrning tashqi ko'rinishi

Piranometrning asosiy qismi termobatareyadan iborat bo'lib, termobatareya bir-biriga ketma-ket kavsharlangan manganin va konstantan poloskalardan tashkil topgan. Barcha poloskalar gorizontallikda joylashtirilib, yorug'lik nurlarini qabul qiladigan plastinka vazifasini bajaradi. Termobatareyaning barcha toq nomerli (isitilmaydigan) kavsharlari sirti magneziy bilan oq rangga bo'yalgan. Termobatareyaning juft nomerli kavsharlari esa qoraga bo'yalgan.

Shunday qilib, piranometr batareyasining qora va oq rangga bo'yalgan

katakchalari ketma-ket almashadigan qilib o'rnatilgan. O'lchash vaqtida termobatareyaning uchlariga mahkamlangan mis simlar GSA-1 tipdagi galvanometrغا ulanadi. Nurlanish oqimi tushuvchi sirtga to'g'ri va sochilgan radiatsiya, ayni bir vaqtda tushadi. Ammo

oq katakchalar o'ziga tushuvchi quyosh radiatsiyasining 15 foizini yutsa, qora katakchalar esa quyosh radiatsiyasining 98 foizini yutadi. Natijada, oq va qora kavsharlarning harorati bir-biridan farq qiladi. Bu haroratlarning ayirmasi nurni yutadigan sirtga tushuvchi radiatsiya miqdoriga to'g'ri mutanosibdir.

Zanjir berk bo'lganda termobatareyada haroratlarning ayirmasiga mutanosib ravishda termotok hosil bo'ladi. Uning kattaligini piranometrni ulangan galvanometr strelkasining og'ishidan bilamiz. Galvanometr strelkasining ko'rsatishlarini $\text{kal}/(\text{sm}^2 \cdot \text{min})$ (yoki Vt/m^2) da ifodalash uchun galvanometr strelkasi ko'rsatishini aktinometr doimiysiga ko'paytiriladi.

Aktinometr doimiysining qiymatini aktinometrik yoki meteorologik stansiyalarda mazkur aktinometrni tekshirtirib aniqlanadi. Agar faqat piranometrgina bor bo'lsa, u holda shu piranometr va unga ulangan galvanometr uchun o'tkazuvchan doimiy ma'lum bo'lishi kerak. Bunda o'tkazuvchan doimiyning qiymati shu piranometr va galvanometrgagina tegishli ekanligini unutmasligimiz kerak.

Kuzatishlar vaqtida piranometrning qabul qiluvchi qismi (termobatareya) gorizontol holatda o'rnatiladi. Sochilgan radiatsiyani o'lchashda piranometrni to'g'ri quyosh radiatsiyasidan maxsus ekran bilan to'siladi. Yalpi radiatsiyani o'lchashda to'suvchi ekranni chetga surib qo'yiladi. Gorizontol sirtga tushayotgan yalpi va sochilgan radiatsiyalarni o'lchab, gorizontol sirtidagi to'g'ri quyosh radiatsiyasi energetik yoritilganligini $S^1=Q-D$ tarzida ham aniqlash mumkin. Qaytgan radiatsiyani o'lchashga moslashtirilgan piranometrni **albedometr** deb yuritiladi. Buning uchun asbobning qabul qiluvchi qismini yuqoriga (Q ni o'lchash uchun) va pastga (R_q ni o'lchash uchun) qaratishga xizmat qiladigan moslamadan foydalaniladi. Albedometr yordami bilan yalpi va qaytgan radiatsiyani o'lchab $A=R_q/Q$ formula yordamida taglik sirtning

albedosi hisoblanadi. Dala sharoitida o'lchashlarda ko'chma albedometrdan foydalaniladi.

Faol sirtning radiasion balansini o'lchash uchun termoelektrik balansomer qo'llaniladi.

Yuqorida qaralgan asboblardan tashqari tabiiy yoritilganlikni o'lchash uchun fotometrik asbob ***lyuksmetr***, FFR ni o'lchash uchun esa turli xil asboblari ishlatiladi. Quyosh yog'dusining davomiyligini aniqlash uchun ***geliograf*** qo'llaniladi. Bu asboblarning tuzilishi va ular yordamida o'lchashlar o'tkazish tartibi meteorologiyadan laboratoriya mashg'ulotlari uchun qo'llanmalarda mufassal keltirilgan.

3.17. Quyosh energiyasidan xalq xo'jaligida foydalanish

Biz mazkur bobning boshida Quyoshdan Yer sirtiga juda katta miqdordagi nuriy energiya kelishini izohlab o'tganmiz. Bunda geografik o'rniga qarab ba'zi hududlarga yil davomida quyosh energiyasi ko'p miqdorda tushsa, boshqa hududlarga kam tushadi. O'zbekiston Respublikasining hududlari yil davomida quyosh energiyasi ko'p tushadigan va bulutsiz kunlar soni ko'p bo'lgan hududlar qatoriga kiradi.

Quyosh energiyasi ko'p keladigan hududlarda tushuvchi quyosh nuriy energiyasidan xalq xo'jaligida foydalanish muhim ahamiyatga ega.

Yer sirtiga tushadigan quyosh energiyasidan sanoatda, qishloq xo'jaligida, tibbiyotda va kundalik turmushda foydalanish masalalari bilan shug'ullanuvchi fan va texnikaning bo'limiga geliotexnika deb yuritiladi.

Respublikamizda geliotexnikaga oid ilmiy ishlarni rivojlantirishga atoqli o'zbek olimlari G.Yo. Umarov, R.R. Avezov, T.S. Sodiqov, B.X. Xayriddinov va boshqa olimlarimiz munosib hissa qo'shganlar va qo'shmoqdalar.

Yuqorida ko'rsatganimizdek, Yer yuziga tushadigan quyosh energiyasi juda katta bo'lishiga qaramay geliotexnika bo'yicha ilmiy-tadqiqot ishlari XX asrning ikkinchi yarmida rivojlana boshladi. Muhandislik va ilmiy-tadqiqot ishlari yaqin yillardan boshlab keng dasturlar asosida olib borilmoqda. Buning sabablarini quyidagicha ko'rsatsa bo'ladi. **Birinchidan**, Yer yuziga tushadigan quyosh energiyasi nihoyatda katta va undan foydalanish zarur. **Ikkinchidan**, Yer sharida yashaydigan aholi soni yil sayin ko'paymoqda. Shuningdek, aholining energiyaga bo'lgan ehtiyoji ham oshib borayotir.

Birlashgan Millatlar Tashkilotining ma'lumotiga ko'ra, 1962 yilning o'rtalarida Yer sharining jami aholisi 3 mlrd 135 mln kishini, 1970 yilning o'rtalarida esa 3 mlrd 632 mln kishiga yetgan. **Uchinchidan**, agar aholining o'sishi shunday bo'lib borsa 2050 yillarda dunyo aholisi 8 mlrd kishidan oshib ketadi. Aholining energiya iste'moli har yili 5 % ga oshib bormoqda. Natijada yil sayin oshib borayotgan energiya iste'molining ma'lum qismini quyosh energiyasi hisobiga qoplash kerak bo'lib qoladi.

Geliotexnika muammolariga qiziqishning **to'rtinchi** sababi, butun dunyo bo'yicha qazilma yoqilg'ilar-ko'mir, neft, tabiiy gazlar zahirasi kamayib borayotganligi tufayli ularni tejash zarurligidan energiya yangi manbalaridan foydalanishni kuchaytirish zarurligi deyilsa bo'ladi.

Ma'lumki, hozirgi vaqtda dunyo mamlakatlarida juda ko'p miqdorda ko'mir, neft, tabiiy gazlarni qazib olinmoqda. Shunday ekan, qazilma boyliklar zaxirasini tejash masalasi insoniyat oldidagi eng muhim muammolardan biri bo'lib qolmoqda.

Quyosh energiyasidan foydalanish uchun uni issiqlik yoki elektr energiyaga aylantirish zarur. Quyoshdan keladigan nuriy energiyani issiqlik energiyasiga aylantirishda ishlatiladigan eng sodda qurilmalar "issiqlik quti" turidagi qurilmalardir. Yog'och quti (yashik) olib, uning

tagiga va yon devorlariga (tomonlariga) issiklikni yomon o'tkazadigan material (yog'och qipig'i, qamish, somon yoki boshqa birorta material) solinib issiqlik izolyatsiyasini amalga oshiriladi. Quti ostidagi issiqlik izolyatsiyasining ustini va qutining ichki yon tomonlarini yaltiramaydigan qilib qoraga bo'yalgan tunuka bilan qoplanadi. Quti usti (og'zi) ni deraza oynasi bilan qoplashdan hosil bo'lgan bunday qurilmaning oynali sirtini tushayotgan quyosh nurlariga tik ravishda o'rnatiladi.

Bir qavat oyna bilan qoplangan qurilmalar ichida havoning harorati kunduzi 70- 75°C gacha yetishi mumkin. Bunday "issiq quti" ning ishlash tamoyili deraza oynasining optik xossasiga asoslangan. Deraza oynasi to'lqin uzunligi 0,3 mkm dan kichik va 3 mkm dan katta to'lqinlarni o'tkazmaydi, quyosh nurlari "issiq quti" oynasiga tushgach, uning ma'lum qismigina oynadan qutining ichkarisiga o'tadi. Tajribalar deraza oynasi o'ziga perpendikulyar ravishda tushayotgan quyosh nuri energiyasining 83 % qismini o'tkazishini ko'rsatadi. Quti ichiga o'tgan quyosh nurlarini qoraga bo'yalgan tunuka yutadi va isiy boshlaydi, bu o'z navbatida quti ichidagi havoning isishiga olib keladi. Isiyotgan tunukaning harorati unchalik yuqori bo'lmaganidan, uning chiqargan nurlanishining to'lqin uzunligi 3 mkm dan katta bo'lgani uchun oyna uni tashqariga o'tkazmaydi. Natijada "issiq quti" ichida biror aniq haroratda issiqlik muvozanati o'rnatilganga qadar undagi havoning harorati ortadi.

O'zbekistonda olib borilgan ilmiy tekshirishlar ko'rsatadagi, "issiq quti" ning ustiga qoplangan oynali qavatlar sonini oshirish bilan uning ichidagi havo harorati ham osha boradi. Masalan, "issiq quti" 7 qavat oyna bilan qoplansa, uning ichidagi havoning harorati 200°C gacha, 8 qavatli esa 225°C gacha yetadi. Oyna qavatlari orasida havo qatlamlari qoldirib, oynalik qavatlar soni oshirilganda oyna orqali issiqlik yo'qotish kamaysada, ammo qutining osti va yon devorlaridan issiqlik yo'qotish kuchayadi. Shunday qilib, oynali

qavatlar soni oshirilgan sari garchi quti ichidaga havo harorati oshsada qurilmaning foydali ta'siri kamayib ketadi. O'zbekiston iqlimi sharoitida yoz kunlari quti ichida 60-70°C haroratlar olish uchun "issiq quti" ni bir qavat oyna bilan qoplashning o'zi yetarli.

Quyosh nurlanish oqimini to'plamasdan ishlaydigan "issiq quti" turidagi quyosh qurilmalari hozirgi vaqtda eng ko'p tarqalgan Bunday qurilmalar ichida havo harorati 70-80°C atrofida bo'lganligi uchun ularni ***past haroratli quyosh qurilmalari*** deb yuritiladi. Past haroratli qurilmalarga quyosh suv isitgichlari, quyosh chuchutgichlari, quyosh quritgichlari, quyosh issiqxonalari va quyosh sovitgichlari kiradi. Hozirgi vaqtda respublikamizda past haroratli qurilmalarning har bir turidan ko'plab qurilgan va ishlab turmoqda.

Past haroratli quyosh qurilmalarida 100°C dan yuqori haroratlarni hosil qilib bo'lmazligi, bu turdagi quyosh qurilmalarining qo'llanish sohalarini ancha cheklab qo'yadi. Quyosh energiyasidan foydalanib suv qaynatish, bug' hosil qilish, ba'zi turdagi ovqatlarni pishirish, qiyin eriydigan qattiq moddalarni eritish, payvandlash, elektr tokini hosil qilish uchun to'g'ri quyosh radiatsiyasi oqimini to'plash yoki konsentrlash lozim. Quyosh nuriy energiyasini to'plash uchun ishlatiladigan qurilmalarni to'plovchilar yoki ***konsentratorlar*** deb yuritiladi. Hozirgi vaqtda qaytargichlar turidagi konsentratorlar keng tarqalgan. Konsentratorlar o'ziga tushgan to'g'ri radiatsiya oqimini fokusida to'playdigan turli shakllardagi ko'zguli qaytargichlardir. Kuchli konsentratorlarning fokusiga qo'yilgan jism 2000-4000°C gacha qizishi mumkin. Agar qaytargich paraboloid shaklida bo'lsa, uning yuziga tik tushgan nurlar undan qaytgach paraboloid fokusida yorug' dog'ni hosil qiladi. Agar qaytargichning shakli paraboloid silindrik shaklida bo'lsa, qaytgan nurlar fokal tekislikda ingichka yorug' dastani hosil qiladi.

Yuqori haroratli quyosh qurilmalariga quyosh oshxonalari, qaynatgichlari, quyosh pechlari va boshqalar kiradi, quyosh

pechining asosiy qo'llanilishi qiyin eriydigan moddalarni eritishdan va yuqori haroratlardan foydalanib tadqiqot ishlarini olib borishdan iborat. Quyosh pechlarida tekshirilayotgan modda vakuumda yoki ixtiyoriy biror muhitda qizdirilishi yoki termik ishlanishi mumkin. Masalan, Mon-Luida (Fransiya) qurilgan asosiy quyosh pechida bir kunda 60 kg ga yaqin qiyin eriydigan materiallar (sirkoniy oksid, kalsiy sirkonat, xrom, dolomit, aluminiy oksid) eritiladi. Toshkentda qurilgan GU-2 pechida (diametri 2 m ga teng paraboloid kuzgu) po'lat, alyuminiy va ularning qotishmalarini eritish va payvandlashga doir tajribalar o'tkazilgan. Bu quyosh pechining fokusida 3000 K haroratga erishilgan.

Eslatib o'tamizki, odatdagi eritish pechlarida, masalan elektr pechlarida ancha yuqori haroratlarni hosil qilish mumkin. Ammo quyosh pechlari ularga qaraganda afzalliklarga ega: quyosh pechlarida issiqlikning obyektga ta'siri nuqtaviy xususiyatga ega. Fokal dog' markazidan ozgina chetlashish bilan obyektning harorati tez pasayib ketadi. Bu juda katta ahamiyatga ega. Chunki bu holda eritilayotgan (yoki tekshirilayotgan) material boshqa moddalar bilan keraksiz reaksiyalarga kirishmaydi. Shuning uchun quyosh pechlari o'ta toza materiallarni tayyorlashda ishlatilmoqda. Masalan, materiallarni uning sifatini buzadigan aralashmalardan tozalanadi.

Hozirgi kunda O'zbekiston Fanlar akademiyasida "Quyosh fizikasi" ilmiy ishlab chiqarish birlashmasi ishlab chiqqan quyosh pechi Toshkent yaqinida qurilgan.

Quyosh energiyasini elektr energiyaga ikki usulda aylantirish mumkin. Birinchi usul quyosh energiyasini termo elementlar batareyasi yordamida elektr energiyaga aylantirishga asoslangan. Bu usulda termobatareyaning isitiladigan kavsharlari quyosh nurlari ta'sirida isiydi. Quyosh termoelektr generatorlari qaytargich turidagi konsentrator, uning fokusiga joylashtirilgan issiqlik yutgich,

termobatareya va sovuq kavshardan issiqlikni uzatuvchi qismlardan tashkil topgan.

Bu usulning kamchiligi unda dastlab quyosh energiyasini konsentratsiya qilishdadir, boshqacha aytganda quyosh termoelektr generatori ishlashi uchun konsentrator zarur. Konsentratorlarni yasash, ularni kunduz quyoshga qarab burib borish juda murakkab ishdan iborat.

Quyosh energiyasini elektr energiyaga aylantirishning ikkinchi usuli fotoelementlar batareyasi yordamida elektr tokini hosil qilishdir. Bu usulning afzalligi shuki, unda quyosh nurlarini konsentratsiya qilish talab qilinmaydi. Bu usulda fotoelementlar batareyasi yuziga tushgan yorug'lik energiyasining yutilgan qismi hisobiga elektr toki hosil bo'ladi. Boshqacha aytganda bu usul fotoelektr effektga asoslangan. Yarimo'tkazgichlardan tayyorlangan fotoelektr batareyalar birmuncha samarali ishlaydi. Masalan, kremniydan tayyorlangan fotobatareyaning foydali ish koeffitsiyenti 10 % gacha yetadi. Kremniyli fotobatareyalar quyosh energiyasini ancha samarali tarzda elektr energiyasiga aylantirgani uchun quyosh batareyasi nomini olgan.

Quyosh batareyalari asosan ikki yo'nalishda: Yer sharoitida turli qurilmalarni tok bilan ta'minlashda hamda kosmik kemalar, sun'iy yo'ldoshlarning ilmiy va o'lchov apparatlarini tok bilan ta'minlashda qo'llaniladi.

Quyosh batareyalari birinchi marta sobiq Sovet Ittifoqida uchirilgan Yerning uchinchi yo'ldoshida "Mayak" radiostansiyasini tok bilan ta'minlashda qo'llanilgan. Keyingi yillarda uchirilgan kosmik kemalarning hammasida ham quyosh batareyalari o'rnatilgan. Masalan, sobiq Ittifoqda uchirilgan "Soyuz-3" kosmik kemasida foydali yuzasi 14 m² bo'lgan quyosh batareyasi "qanotlar" tarzida o'rnatilgan. Oy sirtida tadqiqot ishlari olib borgan avtomatik qurilmalar "Lunoxod-1", "Lunoxod-2" lar ham quyosh batareyalari

yordamida tok bilan ta'minlanib turgan. Ta'kidlash zarurki, kremniyli fotoelementlar batareyasini tayyorlash ancha qimmat turadi. Shuning uchun ular shu vaqtgacha asosan kosmik elektr energiyasida qo'llanilib kelindi.

Hozirgi vaqtda yarim o'tkazgich moddalardan foydali ish koeffitsiyenti yuqori fotobatareyalar tayyorlashga erishilgan. Shuning uchun bunday fotobatareyalardan yer sirtida fotoelektr stansiyalar qurish va ularni ishlatish sohasida ancha yutuqlarga erishilgan. Samarqand shahri yaqinda qurilayotgan quyosh fotoelektr stansiyasi ham bu sohadagi erishilgan yutuqlarning dalilidir.

Yuqoridagilardan xulosa qilishimiz mumkinki, xalq xo'jaligida quyosh energiyasidan qancha ko'p foydalanilsa, energiyaning qaytadan tiklanmaydigan manbalari zaxirasini shunchalik ko'p tejash mumkin.

3-bob uchun savol va masalalar

1. Atmosferada quyosh radiatsiyasi oqimlarining qanday turlari mavjud?
2. To'g'ri quyosh radiatsiyasi deb nimaga aytiladi?
3. To'g'ri radiatsiyaning energetik yoritilganligi deb nimaga aytiladi, u SI tizimida qanday birlikda ifodalanadi?
4. Quyosh doimiysining ta'rifini ayting va uning qiymatlari nimalarga bog'liq?
5. Quyosh spektri qanday qismlardan tashkil topgan?
6. Ultrabinafsha va infraqizil nurlar o'simlikka qanday ta'sir ko'rsatadi?
7. Fotosintez deb qanday jarayonga aytiladi? Quyosh spektrining qaysi qismlarida fotosintez jarayoni samarali o'tadi?
8. Fotosintetik faol radiatsiya (FFR) deb nimaga aytiladi?
9. To'g'ri quyosh radiatsiyasi atmosferadan o'tishida nima uchun kuchsizlanadi? Buge formulasini yozing va tushuntiring?

10. Atmosferada quyosh radiatsiyasining sochilishi qanday ro'y beradi? Molekulyar sochilish uchun Reley qonunini izohlang?
11. To'g'ri va sochilgan radiatsiyalarning sutkalik va yillik o'zgarishi qanday o'tadi? Yalpi (yig'indi) radiatsiyanikichi?
12. Faol sirtning albedosi deb nimaga aytiladi? Nima uchun turli tabiiy sirtlarning albedolari bir-biridan farq qiladi?
13. Yer va atmosferaning nurlanishi, spektrning qaysi qismlariga to'g'ri keladi? Agar Yer sirtining o'rtacha harorati 288 K ga teng bo'lsa, chiqargan nurlanishida energiya maksimumi qanday to'lqin uzunlikka mos keladi?
14. Faol sirtning radiatsion balansi deb nimaga aytiladi? Faol sirt radiatsion balansining umumiy ko'rinishdagi tenglamasini yozing va tushuntiring?
15. Kunduzi osmonni bulut to'la qoplaganida radiatsion balans tenglamasi qanday yoziladi? Kechasi uchunchi?
16. Radiatsion balansning umumiy ko'rinishdagi tenglamasini faol sirt albedosi orqali ifodalab yozing va tushuntiring.
17. Qisqa to'lqinli va uzun to'lqinli radiatsiyalar uchun radiatsion balans tenglamasi qanday yoziladi?
18. Termoelektrik aktinometrning tuzilishi qanday?
19. Quyosh yog'dusining davomiyligi deb nimaga aytiladi? Quyosh yog'dusining davomiyligini qanday asbob yordamida kuzatiladi?
20. Past haroratli quyosh qurilmalariga misollar keltiring. "Issiqxona effekti" deb nimaga aytiladi?
21. Quyosh pechlarida qanday ishlar bajariladi?
22. Quyosh termoelektr generatori qanday qismlardan tashkil topgan?
23. Quyosh batareyasi deb nimaga aytiladi? Quyosh batareyasini qanday maqsadda qo'llaniladi?

24. Hozirgi vaqtda fotoelektr stansiyalar qurish sohasida alohida erishilgan yutuqlarga misollar keltiring?

25. Tuproq sirtining harorati -70 dan $+80^{\circ}\text{C}$ gacha chegarada o'zgaradi. Tuproqning nurlanishini xuddi absolyut qora jismning nurlanishi kabi deb olib, uning minimal va maksimal nurlanishini aniqlang.

Javobi: $95,8 \text{ Vt/m}^2$, 883 Vt/m^2

26. Quyoshning ufqdan balandligi $h_0=35^{\circ}$ bo'lganda to'g'ri radiatsiyaning quyosh nurlariga tik sirdagi energetik yoritilganligi $S=767,8 \text{ Vt/m}^2$ ga teng bo'lsa, to'g'ri radiatsiyaning gorizontal sirdagi energetik yoritilganligini aniqlang?

Javobi: 440 Vt/m^2 , $440,7 \text{ Vt/m}^2$

27. Quyoshning ufqdan balandligi $h_0=40^{\circ}$ bo'lganda to'g'ri radiatsiyaning gorizontal sirdagi energetik yoritilganligi $S^1=511,6 \text{ Vt/m}^2$ ga teng bo'lsa, to'g'ri radiatsiyaning quyosh nurlariga tik sirdagi energetik yoritilganligini aniqlang.

Javobi: $795,6 \text{ Vt/m}^2$

28. Quruq shudgor dalasiga quyosh balandligi 40° bo'lganda quyosh nurlariga tik qo'yilgan sirtga tushayotgan to'g'ri radiatsiyaning energetik yoritilganligi $S=921,4 \text{ Vt/m}^2$ ga teng bo'lsa, shu quruq shudgorda yutilgan issiqlik miqdorini aniqlang. Sochilgan radiatsiya $D=195,4 \text{ Vt/m}^2$. Quruq shudgor dalasining albedosi $A=10\%$ ga teng.

Javobi: $709,1 \text{ Vt/m}^2$

29. Quyosh nurlariga tik sirdagi to'g'ri radiatsiyaning energetik yoritilganligi $S=781,8 \text{ Vt/m}^2$, sochilgan radiatsiyaning energetik yoritilganligi esa $D=439,7 \text{ Vt/m}^2$ ga teng. Quyosh balandligi $h_0=40^{\circ}$ bo'lsa, qum sirtida qancha issiqlik yutilganligini aniqlang.

Javobi: $612,6 \text{ Vt/m}^2$

30. Quyoshning ufqdan balandligi $h_0=35^{\circ}$ bo'lganda to'g'ri radiatsiyaning quyosh nurlariga tik sirdagi energetik

yoritilganligi $S=677,06 \text{ Vt/m}^2$, quruq pichandan qaytgan radiatsiya esa $R_q=167,5 \text{ Vt/m}^2$ ga teng. Sochilgan radiatsiyani aniqlang.

Javobi: 493 Vt/m^2

31. Yangi haydalgan qora tuproqli dalaga tushayotgan to'g'ri radiatsiyaning nurlarga tik sirtdagi energetik yoritilganligi (bir soatda o'rtacha) $S=800,0 \text{ Vt/m}^2$, sochilgan radiatsiya esa $195,6 \text{ Vt/m}^2$ bo'lsa, shu qora tuproqli dala ($A=10 \%$) 1 soatda qancha issiqlik yutadi? Olingan soatda quyoshning o'rtacha balandligini $h_0=30^\circ$ deb oling.

Javobi: $19296 \text{ MJ/(ga}\cdot\text{soat)}$

32. Quyosh balandligi $h_0=53^\circ 18'$ bo'lganda quyosh nurlari qancha atmosfera massasini o'tadi.

Javobi: 1,25

33. Quyosh balandligi 30° ga teng bo'lganda to'g'ri quyosh radiatsiyasining o'lchangan qiymati $1,0 \text{ kVt/m}^2$ ga teng. Atmosfera tiniqlik koeffitsiyentining o'rtacha qiymatini hisoblang.

Javobi: $P=0,85$

34. Atmosferada to'lqin uzunligi $\lambda_q=0,70 \text{ mkm}$ qizil nurlar, to'lqin uzunligi $\lambda_{ya}=0,54 \text{ mkm}$ bo'lgan yashil nurlardan necha marta kam sochiladi?

Javobi: Olingan to'lqin uzunlikdagi qizil nurlar yashil nurlarga nisbatan 3 marta kam sochiladi.

35. To'g'ri radiatsiyaning quyosh nurlariga tik sirtdagi energetik yoritilganligi $S=691 \text{ Vt/m}^2$. Agar kuzatish paytida quyosh balandligi $h_0=30^\circ$, sochilgan radiatsiya $D=69,1 \text{ Vt/m}^2$ ga teng bo'lsa yalpi (yig'indi) radiatsiyani aniqlang.

Javobi: $414,6 \text{ Vt/m}^2$

36. Antarktidagi Belinsgauzen meteorologik stansiyasida quyosh balandligi $h_0=51^\circ$ da to'g'ri radiatsiya oqimi $S=1010$

Vt/m^2 va sochilgan radiatsiya $D=110 \text{ Vt/m}^2$ ga teng bo'lishi kuzatilgan. Shu ma'lumotlar asosida yalpi radiatsiyani aniqlang.

Javobi: $894,9 \text{ Vt/m}^2$

37. Quyidagi ma'lumotlarga asoslanib dalaning radiatsion balansini aniqlang: $h_0=19^\circ$, $S=800 \text{ Vt/m}^2$, $D=70 \text{ Vt/m}^2$, $E_s=110 \text{ Vt/m}^2$, $A=18 \%$.

Javobi: $161,3 \text{ Vt/m}^2$

38. Agar dala sirtining radiatsion balansi $B=450 \text{ Vt/m}^2$, yalpi (yig'indi) radiatsiya $Q=900 \text{ Vt/m}^2$ ga teng bo'lsa shu dala sirtining samarali nurlanishini hisoblang. Dala sirtining albedosi $A=15 \%$.

Javobi: 315 Vt/m^2

39. Agar radiatsion balans $V=720 \text{ Vt/m}^2$, yalpi radiatsiya $Q=900 \text{ Vt/m}^2$, samarali nurlanish $E_s=90 \text{ Vt/m}^2$ ga teng bo'lsa taglik sirtining albedosini aniqlang.

Javobi: 10%

40. Quyidagilar berilgan bo'lsa kartoshka dalasining radiatsion balansini hisoblang: $h_0=50^\circ$, $S=1450 \text{ Vt/m}^2$, $D=222,1 \text{ Vt/m}^2$, $E_s=67 \text{ Vt/m}^2$, $A=18 \%$

Javobi: $1025,9 \text{ Vt/m}^2$

IV-BOB. TUPROQ VA SUV HAVZALARINING ISSIQLIK REJIMI

4.1. Tuproqning isish va sovish jarayonlari

Bu mavzuda tuproqning tabiiy ravishda isishi va sovishi bilan tanishamiz.

Quruqlik sirtiga tushgan quyosh radiatsiyasining bir qismi undan qaytib atmosfera va kosmik fazoga tarqaladi, quruqlikning sirt qatlamida yutilgan qismi esa issiqlikka aylanadi. O'z navbatida bu issiqlikning bir qismi yerga yaqin havo qatlamini, o'simliklarni va tuproqning yuza qatlamidagi suvni isitishga sarflanadi. Yutilgan issiqlikning qolgan qismi esa tuproqning pastki qatlamlariga uzatiladi (tuproq yuzasining harorati pastki qatlamlarning haroratidan yuqori bo'lganda).

Biror joyga tushuvchi quyosh radiatsiyasining miqdori sutka va yil davomida o'zgarib turadi. Shuning uchun ham o'sha joy tuprog'ining isish darajasi quyoshning ufqdan balandligiga, joyning geografik kengligiga, relyefiga, o'simliklar bilan qoplanish darajasiga, yil fasllariga bog'liq ravishda o'zgarib boradi, ba'zan bu o'zgarishlar juda keng chegaralarda ro'y beradi.

Tuproq issiqlik rejimining asosiy ko'rsatkichi uning haroratidir. ***Tuproqning issiqlik rejimi deb, tuproqqa issiqlikning kelishi, qaytishi, to'planishi va issiqlikning tuproq pastki qatlamlariga uzatilishi kabi jarayonlar majmuasiga aytiladi.***

Yer sirtining issiqlik rejimi, unga tushadigan va undan ketadigan (sarflanadigan) nuriy energiyalar ayirmasiga, joyning albedosiga va samarali nurlanishiga bog'liq. Yer sirti bilan atmosfera, shuningdek atmosfera qatlamlari orasida har doim issiqlik almashinish mavjud.

Tuproq sirtining radiatsion balansi musbat bo'lganda tuproqning ustki qatlamlari isiydi, bunda quyosh radiatsiyasining yutilishidan hosil bo'lgan issiqlikning bir qismi pastki qatlamlarga uzatiladi. Agar radiatsion balans manfiy bo'lsa, tuproqning yuza

qatlami soviydi, bunda issiqlik tuproqning pastki (ichki) qatlamlaridan tuproq yuzasiga tomon uzatiladi. Buning oqibatida tuproqning pastki (ichki) qatlamlari soviydi.

Umuman, tuproq sirtida joylashgan yupqa qatlam bilan pastki qatlamlar orasida issiqlik almashinish uzluksiz davom etadi. Bu issiqlik almashinish asosan ***molekulyar issiqlik o'tkazuvchanlik*** usuli bilan amalga oshadi.

Tuproqdagi issiqlikning uncha ko'p bo'lmagan qismi Yerning ichki qismidagi qatlamlardan ko'tariladigan issiqlikdan va Yerning qattiq qoplami (litosfera)ning yuqorigi qismlarida kechadigan kimyoviy reaksiyalar va biologik jarayonlar natijasida vujudga keladigan issiqlik hisobiga hosil bo'ladi.

Organik moddalar (go'ng, o'simlik qoldiqlari, har xil chirindi kabilar) ning chirishidan ajraladigan issiqlik unchalik ko'p emas. Tuproq isishida yuza qatlamdagi suv bug'ining kondensatsiyasida ajralgan issiqlik juda oz bo'lsa-da, ahamiyatga ega. Bundan tashqari Yer qobig'ining ustki qatlamlaridagi tabiiy radioaktiv moddalarning yemirilishida ajraladigan issiqlik ham tuproqni juda kam darajada isitadi.

Tuproq sirti Yerning uzunto'lqinli nurlanishidan, olingan hududga boshqa hududlardan gorizontal harakatdagi sovuq havo massalarining kirib kelishidan soviydi.

4.2. Tuproqning issiqlik xossalari

Tuproqning harorat holatiga, isishi va sovishi kabi jarayonlarga Yer yuzasining xususiyatlari bilan bir qatorda tuproqning issiqlik sig'imi va issiqlik o'tkazuvchanligi ham ta'sir qiladi.

Tuproqning issiqlik sig'imi uning issiqlikni yutish qobiliyatini bildiradi.

Tuproqning issiqlik sig'imi ikki xilda bo'ladi:

1. Tuproqning solishtirma issiqlik sig'imi c .
2. Tuproqning hajmiy issiqlik sig'imi c_h

1 kg quruq tuproqni 1 °C ga isitish uchun kerak bo'lgan issiqlik miqdoriga tuproqning solishtirma issiqlik sig'imi c deyiladi. Uni ko'pincha J/(kg·°C) birlikda o'lchanadi. Tuproqshunoslik fanida esa tuproq solishtirma issiqlik sig'imini kal/(g·°C) birlikda o'lchash keng tarqalgan.

1m³ quruq tuproqni 1 °C ga isitish uchun kerak bo'lgan issiqlik miqdoriga tuproqning hajmiy issiqlik sig'imi C_h deyiladi. Hajmiy issiqlik sig'imni J/(m³·°C) birlikda o'lchanadi. Tuproqshunoslikda C_h ni ko'pincha kal/(sm³·°C) birlikda ifodalanadi. Quruq tuproqning solishtirma va hajmiy issiqlik sig'implari o'zaro quyidagicha munosabatda bog'langan:

$$C_h = c \cdot \rho \quad (4.1)$$

bu yerda: ρ - quruq tuproq zichligi.

Demak, quruq tuproq solishtirma issiqlik sig'imini tuproq zichligiga ko'paytirib, tuproqning hajmiy issiqlik sig'imini hisoblash mumkin. Tuproq solishtirma issiqlik sig'imini **kalorimetr** yordamida aniqlanadi.

Nam tuproqning hajmiy issiqlik sig'imi $C_{h,n}$ ni quyidagi formula bo'yicha hisoblanadi:

$$C_{h,n} = C_q \cdot \rho + C_s \cdot \rho \quad (4.2)$$

bu yerda: C_q – quruq tuproqning solishtirma issiqlik sig'imi, ρ – quruq tuproq zichligi, C_s – suvning issiqlik sig'imi, w – tuproq namligi (1 sonining ulushlarida aniqlanadi).

Tuproqning issiqlik sig'imi uning mineralogik va mexanik tarkibiga, tuproqdagi organik moddalar miqdoriga, tuproqning g'ovakligiga va tuproqdagi havo miqdoriga bog'liq (4.1-jadval).

4.1-jadval

Tuproq tarkibiy qismlarining issiqlik sig'irlari

Modda	Issiqlik sig'iri	
	solishtirma kal/(g·°C)	Hajmiy kal/(sm ³ ·°C)
Kvarsli qum	0,196	0,517
Loy	0,233	0,577
Torf	0,477	0,611
Suv	1,000	1,000
Kvars	0,198	0,534
Havo	0,24	0,0003

Yuqoridagi 4.1-jadvaldan ko'rinadiki, suvning issiqlik sig'iri, tuproqdagi mineral va organik moddalarnikidan katta. Amaliyotda tuproqning hajmiy issiqlik sig'irini aniqlash keng tarqalgan. Hajmiy issiqlik sig'iri esa tuproq g'ovaklarining suv yoki havo bilan to'lishi darajasiga bog'liq. Havoning hajmiy issiqlik sig'iri 0,0003 kal/(sm³·°C) ga, suvning hajmiy issiqlik sig'iri esa **1kal/(sm³·°C)** ga teng. Demak, suvning hajmiy issiqlik sig'iri havonikidan 3000 martadan katta.

Shuning uchun tuproqda suvning borligi uning hajmiy issiqlik sig'irini orttiradi yoki tuproq namligi ortishi bilan uning hajmiy issiqlik sig'iri ham kuchayadi.

Tuproqda havo qancha ko'p bo'lsa, uning hajmiy issiqlik sig'iri shuncha oz bo'ladi. Shuning uchun nam tuproq, quruq tuproqqa qaraganda sekin qiziydi va sekin soviydi. Quruq tuproq tez isiydi va tez soviydi.

Suv isishda ko'p issiqlik yutadi va sovishda esa ko'p issiqlik ajratadi. Shuning uchun ham qishda uylar va himoya qilingan tuproq inshootlarini issiq suv bilan isitiladi.

Bahor oxirlarida qora sovuqlar tushish xavfi bo'lganda dehqonlar ekinlarni sug'oradilar. Suv sovishida ajraladigan issiqlik

hisobiga ekinlar orasidagi va tepasidagi havo, atrofdagi havodan 1-2°C ga ko'proq isib, ekinlarlar qisqa muddatli qora sovuqlardan zarar ko'rmaydi yoki qora sovuqning zararli ta'siri ancha kam bo'ladi.

Tuproqning ko'proq isigan qatlamlaridan kamroq isigan qatlamlariga issiqlik uzatish xossasiga uning issiqlik o'tkazuvchanligi deyiladi. Tuproq issiqlik o'tkazuvchanligining o'lchovi bo'lib issiqlik o'tkazuvchanlik koeffitsiyenti λ xizmat qiladi.

Qalinligi 1 m bo'lgan tuproq qatlami chekkalaridagi haroratlar 1°C ga farq qilganda, qatlamning 1m² kesimidan 1s davomida o'tadigan issiqlik miqdori, shu qatlamning issiqlik o'tkazuvchanlik koeffitsiyenti λ ga son jihatdan teng bo'ladi.

Tuproqning issiqlik o'tkazuvchanligi uning mineralogik tarkibiga, tuproqdagi organik moddalarning miqdoriga hamda suv va havoning hajmiy ulushlariga bog'liq. Tuproqda suv va havolarning miqdorlari uzluksiz o'zgarib turganligi uchun tuproqning issiqlik o'tkazuvchanligi ham vaqtga nisbatan o'zgaradi.

Tuproq namligining dala sharoitida uchrab turadigan chegaralarida namlik o'zgarishi bilan hajmiy issiqlik sig'im 3-4 marta o'zgarsa, tuproq namligining xuddi shu chegaralarida, aynan shu vaqtda λ esa 100 martadan ham ortiq o'zgarishi mumkin.

Issiqlik sig'imdan farqli ravishda issiqlik o'tkazuvchanlik tuproqni tashkil etuvchi fazalar va komponentlarning hajmiy ulushlarigagina bog'liq bo'lmasdan, balki tuproq elementar zarrachalarining o'lchamlari, shakli va fazoviy joylashishiga ham bog'liq. Bunday holat tuproqda issiqlik uzatishning qaysi usulda ro'y berayotgani bilan bog'liq. Tuproqda issiqlik almashish molekulyar issiqlik o'tkazuvchanlik, konveksiya, nurlanish usullari bilan amalga oshib, ular orasida hal qiluvchisi molekulyar issiqlik o'tkazuvchanlikdir.

Issiqlik o'tkazuvchanlik koeffitsiyenti $J/(m \cdot s \cdot ^\circ C) = V_t/(m \cdot ^\circ C)$ va $kal/(sm \cdot s \cdot ^\circ C)$ birliklarda o'lchanadi.

Tuproq tarkibiy qismlarining issiqlik o'tkazuvchanlik

koeffisiyentlarining qiymatlari quyidagi 4.2-jadvalda ko'rsatilgan.

4.2-jadval

Tuproq tarkibiy qismlarining issiqlik o'tkazuvchanliklari

Modda	Issiqlik o'tkazuvchanlik koeffisiyenti, $Vt/(m \cdot ^\circ C)$
Qum va loy	0,84-1,26
Torf	0,84
Tuproq havosi	0,02
Tuproq suvi	0,50

Tuproq havosining issiqlik o'tkazuvchanlik koeffisiyenti suvnikidan qariyb 25 marta kam.

Shuning uchun tuproq namligi ortgan sari issiqlik o'tkazuvchanligi ham orta boradi. G'ovakliklari havo bilan to'lgan quruq tuproqning issiqlik o'tkazuvchanligi juda kam bo'ladi. Shuning uchun g'ovak tuproq kunduzi zich tuproqqa qaraganda ko'proq isiydi. Zich tuproqdan (havosi kam bo'lgani uchun) issiqlik ichki qatlamlarga yaxshi uzatiladi, shuning uchun kam isiydi. Haydalgan Yerning yuzasi, kunduzi haydalmagan yernikidan ko'proq isishining sababi ham shunda. Kechasi esa haydalgan (g'ovak) yerning yuzasi, haydalmagan (zich) Yer yuzasidan sovuqroq bo'ladi. Chunki g'ovak tuproq qatlami, ichki qatlamlardan yuqoriga ko'tarilgan issiqlikni tuproq yuzasiga juda yomon o'tkazadi, shu sababli kechasi g'ovak tuproq yuzasi sovuq bo'ladi. Zich tuproqda esa kechasi ichki qatlamlarning issiqligi tuproq yuzasi tomon yaxshi o'tadi. Shuning uchun zich tuproq kechasi g'ovak tuproqqa nisbatan iliqroq bo'ladi. Tuproq muzlaganida issiqlik o'tkazuvchanligi ortadi. Chunki muzning issiqlik o'tkazuvchanlik koeffisiyenti suvnikidan 4 marta oshiq.

Qor qoplarning issiqlik o'tkazuvchanligi juda kam. Qor qoplarning o'rtacha zichligi $0,2-0,3 \text{ g/sm}^3$ bo'lganda qorning issiqlik o'tkazuvchanlik koeffisiyenti tuproqnikidan 10 marta kam bo'ladi.

Qishloq xo'jaligi uchun qor qoplamining ahamiyati katta.

Qor qoplami kuzgi g'alla ekinlarini va ko'p yillik o'tlarni qishda muzlashdan saqlaydi.

Tuproq issiqlik o'tkazuvchanlik koeffitsiyenti λ ning, tuproq hajmiy issiqlik sig'imi C_h ga nisbatini harorat o'tkazuvchanlik koeffitsiyenti deyiladi va k harfi bilan belgilaniladi:

$$k = \frac{\lambda}{c_x} = \frac{\lambda}{c \cdot \rho} \quad (4.2)$$

Yuqoridagi (4.2) formulaga kirgan kattaliklarning SI tizimidagi birliklarini qo'ysak k ning birligi m^2/s kelib chiqadi.

Demak, harorat o'tkazuvchanlik SI tizimida m^2/s birlikda o'lchanadi. Harorat o'tkazuvchanlik koeffitsiyenti issiqlikning tuproqda tarqalish tezligini tavsiflaydi. Yoki k koeffitsient tuproqning ustki va pastki qatlamlarining harorati qanday tezlik bilan tenglashishini ko'rsatadi.

Tuproq namligi ortishi bilan issiqlik o'tkazuvchanlik koeffitsiyenti, hajmiy issiqlik sig'imga nisbatan tezroq ortadi. Shuningdek, suvning harorat o'tkazuvchanlik koeffitsiyenti juda kamligiga qaramasdan nam tuproqlar quruq tuproqqa nisbatan birmuncha yuqori harorat o'tkazuvchanlik koeffitsiyenti k ga ega.

Tuproqning issiqlik xossalari qiymatlarini bilish, tuproqning issiqlik rejimini o'rganishda muhim ahamiyatga ega. Tuproq issiqlik xossalari tuproq sirti rangiga, tuproq zichligiga va tuproq strukturasiga bog'liq. Kunduzi qora tuproqlar quyosh radiatsiyasini yaxshi yutishi hisobiga yaxshi isiydi, yorqin tuproqlar esa quyosh radiatsiyasini qora tuproqlardan kam yutganligi uchun qora tuproqqa nisbatan kam isiydi. Ammo tuproq rangining, uning isishiga ta'siri quyoshli ob-havodagina sezilarli bo'ladi. Bulutli ob-havoda esa (faqat sochilgan radiatsiya bo'lganda) tuproq rangining ta'siri juda kam bo'ladi. O'simliklar qoplami ostidagi tuproq, yalang tuproqqa nisbatan kam isiydi. Tuproq zichligi ortishi bilan quruq tuproqning

issiqlik sig'imi va issiqlik o'tkazuvchanligi ham ortadi. Sug'orish va yog'inlar tuproq issiqlik sig'imini orttiradi.

4.3. Tuproq haroratini o'lchash usullari

Tuproq haroratini o'lchash uchun suyuqlikli (simobli, spirtli), bimetall va qarshilik termometrlar qo'llaniladi.

Biz ular orasidan suyuqlikli termometrlargagina to'xtalamiz. Chunki ular meteorologik stansiyalarda eng ko'p ishlatiladi.

4.3.1. Tuproq yuzasining haroratini o'lchash

Tuproq yuzasining kuzatish muddati (biror aniq vaqt payti) dagi haroratini o'lchash uchun **muddatli termometr TM-3**, tuproq yuzasining kuzatish muddatlari oralig'idagi eng yuqori haroratini o'lchash uchun **maksimal termometr TM-1**, tuproq yuzasining kuzatish muddatlari oralig'idagi eng past haroratini o'lchash uchun **minimal termometr TM-2** lar ishlatiladi.

Meteorologik stansiyalarda eng ko'p qo'llaniladigan termometrlar psixrometrik termometrlardir. Barcha suyuqlikli termometrlar kabi psixrometrik termometr ham uchta qismdan: silindrik yoki sharsimon shakldagi shisha rezervuar, unga kavsharlangan kapillyar (ingichka kanali bor shisha trubka-naycha) va sirti bo'limlarga taqsimlangan shkalali plastinkadan tashkil topgan. Rezervuar va kapillyar nayning bir qismi simob bilan to'ldirilgan. Haroratni sut rangidagi shishadan tayyorlangan shkaladan hisoblanadi. Shkala tashqi shisha qobiq ichiga ma'lum nuqtalarda mahkamlangan.

Simobli termometrlar harorat o'zgarganda simob hajmining o'zgarishi tamoyiliga asosanib ishlaydi. Bunday termometrlar yordamida $-38,9^{\circ}\text{C}$ dan past haroratni o'lchash mumkin emas. Chunki bu haroratda simob qotadi va termometr ishdan chiqadi. Meteorologik stansiyalarda -36°C dan past haroratlarni o'lchash

uchun simobli termometrlar bilan birga spirtli termometrlar ham o'rnatiladi va -36°C dan past haroratlarni faqat spirtli termometrlar bilan o'lchanadi. Psixrometrik termometrlar shkalasida 1 ta bo'lim qiymati $0,2^{\circ}\text{C}$ ga teng.

Maksimal termometr TM-1- kuzatish muddatlari oralig'idagi eng yuqori haroratni o'lchash uchun ishlatiladi. Bu termometr simobli, unda sut rangli shishaga shkala chizilgan, rezervuari silindrik shaklda, shkaladagi bitta bo'lim qiymati $0,5^{\circ}\text{C}$ ga teng. Maksimal termometrni ishlatish vaqtida gorizontol joylashtiriladi (rezervuarini ozgina pasaytirib, o'rnatiladi). Termometr shkalasining chegaralari -36°C dan $+51^{\circ}\text{C}$ gacha yoki -21°C dan $+71^{\circ}\text{C}$ gacha bo'ladi. Termometrning maksimal ko'rsatishi maxsus shisha shtift (tayoqcha) yordamida saqlab turiladi. Termometrni tayyorlashda rezervuar tagiga uchi kapillyarga kirib turadigan qilib, shisha shtift payvand qilingan. Buning natijasida rezervuardan kapillyarga o'tish yo'li torayib qoladi (bu holda rezervuardan kapillyarga o'tish yo'li kapillyardagi kanal kesimidan kichikroq kesim yuzli halqadan iborat bo'lib qoladi). Harorat oshganda simob kengayish kuchining ta'sirida rezervuarining tor joyidan kapillyarga osonlik bilan o'tadi. Chunki, simob isiyotganida kengayish kuchi, kapillyarning toraygan joyidagi ishqalanish kuchidan ancha katta.

Harorat oshganida simob rezervuarining tor joyidan o'tib kapillyar bo'ylab kengayish kuchining ta'sirida ko'tariladi. Harorat pasayganda simobning hajmi kamayadi va simob ustuni kapillyar bo'ylab rezervuarga tomon siljiydi. Ammo simob kapillyardan rezervuarga (kapillyarning tor joyidan) o'ta olmaydi. Chunki simob zarrachalarining o'zaro molekulyar tutinish kuchi, kapillyarning tor joyidagi ishqalanish kuchini yengishga yetmaydi. Shuning uchun kapillyarning toraygan joyida simob ustuni uzilib, kapillyarda qolgan simob ustuni harorat pasaya boshlagan vaqtdagi vaziyatida, ya'ni kuzatish muddatlari oralig'idagi maksimal harorat qiymatini

ko'rsatganicha qolaveradi. Maksimal termometrni navbatdagi o'lchashga tayyorlash uchun kapillyardagi simobni rezervuarga o'tkazish (buni kapillyardagi simob ustuni tugaguncha davom ettirish) lozim. Buning uchun maksimal termometrni xuddi tibbiyot termometri kabi bir necha marta keskin silkitish kerak. Silkitishlardan keyin maksimal termometr ko'rsatishi, muddatli termometr ko'rsatishiga juda yaqin bo'lishi kerak.

Minimal termometr TM-2- kuzatish muddatlari oralig'idagi eng past haroratni o'lchash uchun ishlatiladi. Uning shkalasidagi bitta bo'lim qiymati $0,5^{\circ}\text{C}$. Minimal termometr uchun simob ishlatilmaydi, chunki uning qotish harorati -39°C . Kuzatish muddatlari oralig'ida esa -39°C dan ham past haroratlari ko'p kuzatiladi. Minimal termometrlarda etil spirti ($\text{C}_2\text{H}_5\text{OH}$) ishlatiladi. Uning qotish harorati $-117,3^{\circ}\text{C}$. Termometrning rezervuari silindrik shaklda bo'ladi. Minimal harorat termometr kapillyaridagi spirt ichiga joylashtirilgan xira, ikkala uchi bir oz yo'g'on qilib tayyorlangan yengil shisha tayoqcha yordamida aniqlanadi. Termometr rezervuarini yuqoriga ko'targan vaqtda (termometr uchiga nisbatan) kapillyardagi tayoqcha spirt bo'ylab erkin harakatlanadi, ammo undan butunlay chiqib keta olmaydi. Chunki tayoqcha juda yengil bo'lganidan spirt ustuni sirtidagi botiq meniskni chegaralab turuvchi parda sirt tarangligini yenga olmaydi.

Tayoqchanning termometr kapillyari ichki devoriga ishqalanish kuchi, spirtning kengayish kuchidan katta va pardaning sirt taranglik kuchidan kichik qilib tanlangan. Shuning uchun harorat oshganida spirt kengayib tayoqchani osonlik bilan aylanib o'tadi, ammo harorat pasayganda spirtning hajmi kamayib parda tayoqchagacha suriladi va sirt parda tayoqchani ham rezervuarga qarab harakatga keltiradi. Harorat pasayishi davom etsa tayoqcha ham rezervuarga qarab surilaveradi. Harorat oshsa tayoqcha harakatdan to'xtaydi. Shunday qilib, tayoqchanning kapillyardagi to'xtash vaziyati kuzatish

muddatlari oralig'idagi minimal haroratni aniqlash imkonini beradi.

Tayoqchani rezervuardan uzoqdagi uchining ko'rsatishi bo'yicha minimal harorat olinadi, spirt meniskining vaziyati esa havo haroratini ko'rsatadi.

O'lchashlarni boshlashda termometrni o'rnatishdan oldin tayoqchani kapillyardagi spirt meniskigacha yetkazish zarur. Bunga termometrning rezervuarini yuqoriga qiyalatib ko'tarish bilan erishiladi. Tayoqcha spirt meniskiga yetishi bilanoq, termometr yana gorizontal holatga qaytariladi.

Meteorologik stansiyalar va postlarda tuproq sirti haroratini o'lchash uchun termometrlar o'lchami 4x6 m bo'lgan ochiq (o'tdan tozalangan va yumshatilgan) maydon markaziga o'rnatiladi. Uchala (muddatli, maksimal, minimal) termometrlar bir-biridan 10-15 sm masofada rezervuarlarini sharqqa qaratib va bir oz tuproqqa botirib (rezervuarlarning yarmi ko'miladigan qilib) o'rnatiladi. Rezervuarlar tuproqqa zich tegib turishi kerak. Muddatli va minimal termometrlar gorizontal, maksimal termometr esa rezervuarga tomon bir oz qiya qilib o'rnatiladi.

Tuproq haroratining tabiiy sharoitda o'zgarishi sekin boradi. Shuning uchun laboratoriya mashg'ulotlari vaqtida ishni bajarishni tezlashtirish maqsadida termometrlar sun'iy ravishda isitiladi yoki sovutiladi. Tayyorlash ishlarida yo'l qo'yilgan ba'zi xatolar tufayli termometrlarning ko'rsatishi obyekt haroratining haqiqiy qiymatiga mos kelmasligi mumkin. Termometrlar xatosini tuzatish uchun ularning ko'rsatishiga guvohnomasida berilgan tuzatmalar kiritiladi.

Tuproq haydalma qatlamining haroratini Savinov tirsakli termometri TM-5 bilan o'lchanadi. Savinov termometrlari komplekt tarzda chiqariladi, 1 ta komplektda tuproqning 5, 10, 15 va 20 sm chuqurliklaridagi haroratini o'lchashga mo'ljallangan 4 ta termometr bor.

Ko'chma sharoitlarda tuproqning 30 sm gacha chuqurlikdagi

haroratini o'lchash uchun termometr-shchup ishlatiladi.

Tuproqning katta chuqurliklardagi haroratini TPV-50 tipidagi simobli tortma termometrlar bilan o'lchanadi. To'liq komplektda 8 ta tortma termometr bor bo'lib, ularni 20, 40, 60, 80, 120, 160, 240 va 320 sm chuqurliklarga o'rnatiladi.

Bunday termometrlarni ko'p yillar davomida kuzatishga mo'ljallab ko'chmas qilib o'rnatiladi.

Hozirgi vaqtda meteorologik stansiyalarda tirsakli va tortma termometrlar o'rniga elektr termometrlarni o'rnatish keng yoyilmoqda. Elektr termometrlar bilan tuproqning turli chuqurlikdagi haroratini xizmat xonasining o'zidan turib o'lchash mumkin, bunday termometrlar bilan o'lchash masofadan turib amalga oshirilgani uchun tuproq tabiiy sharoitlari buzilmasdan qoladi.

4.4. Tuproq yuzasi haroratining sutkalik va yillik o'zgarishi

Biz ushbu bobning boshida tuproq sirtining harorati asosan radiatsion balansga bog'liq ekanligini aytganmiz. Radiatsion balans miqdori esa sutka va yil davomida o'zgarganidan tuproq sirtining harorati ham sutka va yil davomida o'zgarib boradi.

Tuproq sirti haroratining sutka davomida o'zgarishining borishini uning **sutkalik o'zgarishi** deyiladi. Tuproq sirti haroratining sutkalik o'zgarishi bitta minimum (eng oz qiymat) ga va bitta maksimum (eng yuqori qiymat) ga ega. Tuproq sirti haroratining minimal qiymati havo ochiq kunlari ertalab quyosh chiqishi oldidan kuzatiladi. Bu vaqtda radiatsion balans hali manfiy, tuproq bilan yerga yaqin havo qatlamlari orasidagi issiqlik almashinish juda kam bo'ladi. Quyosh chiqqandan keyin bir oz vaqt o'tgach radiatsion balans musbat ishoraga o'tadi va quyoshning ufqdan balandligi oshgan sari ortib boradi, natijada tuproq harorati ham ortib borib

o'zining maksimal qiymatiga mahalliy vaqt bilan soat 16 larda erishadi. So'ngra radiatsion balansning kamaya borishi sababli tuproq sirtining harorati pasayib borib ertalab quyosh chiqishi oldidan o'zining minimal qiymatiga tushib qoladi.

Tuproq sirti harorati sutkalik o'zgarishining ko'rsatilgan tarzda borishi bulutlik, yog'ingarchilik va shamollar ta'sirida o'zgarishi mumkin. Bunda tuproq sirti haroratining maksimumi va minimumi yuqorida aytilganidan boshqa vaqtlarga suriladi.

Sutka davomida tuproq sirti haroratining eng katta va eng kichik qiymatlari ayirmasini **sutkalik o'zgarishining amplitudasi** deyiladi. Masalan, tuproq sirti yozda kunduzi 50°C ga teng, kechasi esa 20°C gacha sovigan bo'lsa, tuproq harorati sutkalik o'zgarishining amplitudasi $50^{\circ}\text{C} - 20^{\circ}\text{C} = 30^{\circ}\text{C}$ ga teng bo'ladi.

Tuproq sirti haroratining sutkalik o'zgarish amplitudasiga quyidagilar ta'sir qiladi:

1. Yil fasllari.

Yozda tuproq haroratining sutkalik o'zgarish amplitudasi eng katta, qishda esa eng kichik bo'ladi.

2. Joyning geografik kengligi.

Tuproq haroratining sutkalik o'zgarish amplitudasi asosan quyoshning tushki paytdagi balandligi bilan aniqlanadi. Ekvatordan qutb tomon siljigan sari, ya'ni geografik kenglik oshgan sari quyoshning tushki paytdagi ufqdan balandligi kamaya boradi. Shuning uchun kenglik oshgan sari amplituda ham kamayadi. Eng katta amplitudalar subtropik cho'llarda kuzatiladi. Cho'lda qum kunduzi kuchli qiziydi, kechasi esa samarali nurlanishi katta, demak qum sirti kechasi kuchli soviydi. Qum yuzasi haroratining sutkalik o'zgarishi amplitudasi $50-60^{\circ}\text{C}$ gacha yetadi. Eng kichik amplitudalar qutbga yaqin mamlakatlar tuprog'ida uchraydi.

3. *Bulutlik.*

Bulutli kunda tuproq sirti haroratining sutkalik o'zgarish amplitudasi, havo ochiq kundagidan ancha kam bo'ladi.

4. *Tuproqning issiqlik sig'imi va issiqlik o'tkazuvchanligi.*

Tuproq haroratining sutkalik o'zgarish amplitudasi tuproqning issiqlik sig'imi va issiqlik o'tkazuvchanligiga teskari mutanosib bog'langan. Tuproqning issiqlik sig'imi qanchalik katta bo'lsa, u kunduzi shuncha kam isiydi va kechasi shuncha kam soviydi. Demak, harorat tebranishi amplitudasi ham kam bo'ladi.

Amplitudaning issiqlik o'tkazuvchanlikka bog'liqligi ham xuddi shunday xususiyatga ega.

5. *Tuproq rangi.*

To'q tusli tuproq sirti haroratining sutkalik o'zgarish amplitudasi, yorqin tuproqnikidan katta. Chunki to'q tusli tuproqlar kunduzi quyosh radiatsiyasini yorqin tuproqdan ko'p yutadi va buning oqibatida kuchli isiydi, yorqin tuproq esa kam isiydi. Kechasi to'q tusli tuproq yorqin tuproqdan kuchli soviydi, quruq va g'ovak tuproq sirtining harorati o'zgarish amplitudasi nam va zich tuproqnikidan katta.

6. *O'simlik va qor qoplami.* O'simliklar qoplami tuproq sirti haroratining sutkalik o'zgarish amplitudasini kamaytiradi. Chunki o'simlik qoplamidan o'tishda quyosh radiatsiyasi ancha miqdorda ozayadi va tuproqni kam qizitadi, kechasi esa tuproqning uzunto'liqlik nurlanishini o'simliklar to'sib qoladi, natijada tuproq kam soviydi. Qor qoplami issiqlik o'tkazuvchanligi juda kam. Shuning uchun qish vaqtida qor qoplami tuproqni juda ham sovib ketishdan saqlaydi.

Umuman, qor va o'simlik ostidagi tuproq harorati amplitudasi ochiq yerdagidan kichik bo'ladi.

7. *Yonbag'irlarning dunyo tomonlariga qaraganligi.*

Janubga qaragan yonbag'irlar kunduzi tekislikka qaraganda kuchliroq qiziydi. Shimolga qaragan yonbag'irlar esa eng kam isiydi, g'arbiy yonbag'ir esa sharqiy yonbag'irdan ko'proq isiydi. Yonbag'irlar

tuproq'i haroratining o'zgarish amplitudalari ham ularga mos ravishda o'zgaradi.

Tuproq yuzasi haroratining yil davomida o'zgarishini yillik o'zgarishi deb yuritiladi.

Tuproq haroratining yillik o'zgarishi ham xuddi sutkalik o'zgarishi kabi asosan radiatsion balansning yillik o'zgarishi bilan bog'langan.

Tuproq sirtining o'rtacha oylik haroratining eng katta qiymati shimoliy yarimsharda iyul-avgust oylariga, eng oz qiymati esa yanvar-fevral oylariga to'g'ri keladi.

Yil davomidagi tuproq sirti o'rtacha oylik haroratlarining eng katta va eng kichik qiymatlari orasidagi ayirmani tuproq haroratining ***yillik o'zgarish amplitudasi*** deyiladi.

Tuproq sirti haroratining yillik o'zgarish amplitudasiga joyning geografik kengligi, relyefi, o'simlik va qor qoplami, tuproqning issiqlik sig'imi va issiqlik o'tkazuvchanligi, tuproq rangi va bulutliklar ta'sir qiladi. Tuproq sirti haroratining yillik o'zgarish amplitudasi, geografik kenglik oshgan sari ortadi, sutkalik o'zgarish amplitudasi esa geografik kenglik oshgan sari kamayadi.

Masalan, 10° shimoliy kenglikda, yillik o'zgarish amplitudasi 3°C ga, 30° kenglikda 10°C atrofida, 50° kenglikda esa o'rtacha 25°C ga teng. Quruqliklarning qutbiy hududlarida esa yillik amplituda 70°C dan ham katta bo'ladi.

4.5. Issiqlikning tuproq pastki qatlamlariga tarqalish qonunlari

Issiqlikning tuproq qatlamlariga tik yo'nalish bo'yicha pastki qatlamlarga tarqalishiga J.B. Furening 1822 yilda topgan molekulyar issiqlik o'tkazuvchanlikning umumiy nazariyasini qo'llash mumkin. Shuning uchun issiqlikning tuproqda tik yo'nalish bo'ylab pastga tarqalish qonunlarini ko'pincha Fure qonunlari deb yuritiladi.

Kuzatishlar tuproqda issiqlikning amaldagi tarqalish xususiyatlari bu qonunlarga yetarlicha yaqin mos kelishini ko'rsatadi.

Tuproq haroratining sutkalik va yillik tebranishlari asta-sekinlik bilan uning pastki qatlamlariga ya'ni turli chuqurliklargacha tarqaladi.

Tuproq haroratining sutkalik va yillik tebranishlari ro'y beradigan qatlamlarini ***faol tuproq qatlami*** deb yuritiladi.

Radiatsion balans musbat bo'lganda kunduzi tuproqning ixtiyoriy pastki qatlami qancha katta chuqurlikda joylashgan bo'lsa, u shunchalik kam issiqlik oladi va uning haroratining sutkalik va yillik o'zgarishlari amplitudasi juda kichik bo'ladi.

Tuproq harorati tebranishlarining pastki qatlamlarga tarqalishi Furening quyidagi uchta qonuni bilan tushuntiriladi:

1. Tuproq haroratining tebranish davri chuqurlik ortishi bilan o'zgarmaydi.

2. Agar chuqurlik arifmetik progressiyaga muvofiq oshsa, tuproq harorati tebranishlari amplitudasi esa geometrik progressiya bo'yicha kamayadi.

3. Chuqurliklarda tuproqning maksimal va minimal haroratlarini kuzatish payti, tuproq sirtidagiga nisbatan kechikib boshlanadi.

Birinchi qonunga muvofiq, tuproq yuzasidagina emas, balki tuproqning barcha qatlamlarida haroratning ketma-ket ikkita maksimumi yoki minimumi orasidagi vaqt oralig'i bir xil bo'ladi va sutkalik o'zgarishda o'rtacha 24 soatga hamda yillik o'zgarishda 12 oyga teng bo'ladi.

Ikkinchi qonunga muvofiq chuqurlik ortishiga qaraganda harorat amplitudasining kamayishi tezroq boradi. Masalan, tuproq sirti haroratining sutkalik tebranish amplitudasi 16°C ga teng bo'lsa, 20 sm chuqurlikda u 4°C ga teng, 40 sm chuqurlikda esa amplituda 1°C ga, 60 sm chuqurlikda esa $0,25^{\circ}\text{C}$ ga teng bo'lib qoladi.

Toshkent meteorologik observatoriyasida 1981 yil iyun oyida tabiiy yuza haroratining sutkalik tebranish amplitudasi 42°C ga teng

bo'lganida 20 sm chuqurlikda sutkalik amplituda $11,3^{\circ}\text{C}$ ga, 40 sm chuqurlikda $7,3^{\circ}\text{C}$ ga, 80 sm chuqurlikda $4,6^{\circ}\text{C}$ ga, 120 sm chuqurlikda $3,1^{\circ}\text{C}$ ga, 320 sm chuqurlikda esa 1°C ga teng bo'lgan.

Yer sirtidan biror chuqurlikda tuproq haroratining sutkalik o'zgarish amplitudasi juda ham kamayib ketib deyarli nolga teng bo'lib qoladi.

Biror chuqurlikda joylashgan, harorati sutka davomida o'zgarmay qoladigan qatlamni **sutkalik o'zgarmas haroratli qatlam** deb yuritiladi. Bu qatlam o'rta kengliklarda yer yuzidan 70-100 sm chuqurlikdan boshlanadi.

Harorati yil davomida o'zgarmay qoladigan qatlamni **yillik o'zgarmas haroratli qatlam** deb yuritiladi. O'rta kengliklarda yillik o'zgarmas haroratli qatlam 15-20 m chuqurlikda joylashgan.

Uchinchi qonunga muvofiq chuqurlik oshgan sari, u yerdagi qatlamlarda tuproqning maksimal va minimal haroratlari, tuproq yuzasidan boshlab hisoblangan chuqurlikka bog'liq ravishda oz yoki ko'p kechikib boshlanadi, ya'ni chuqurlik kam bo'lsa maksimal va minimal haroratlarning boshlanishdagi kechikish kam, chuqurlik katta bo'lganda esa ko'p bo'ladi. Chunki issiqlikning pastki qatlamlarga ko'chishi uchun chuqurlikka qarab oz yoki ko'p darajada vaqt kerak.

Sutkalik maksimum va minimumlar har 10 sm chuqurlikka o'rtacha 2,5-3,5 soatga kechikib boshlanadi, yillik amplitudalar esa har 1m chuqurlikka 20-30 sutkaga kechikib boshlanadi.

Masalan, tuproq sirti haroratining sutkalik o'zgarishida minimum soat 6 da va maksimum soat 13 da boshlansa, u holda 10 sm chuqurlikda minimal harorat soat 9 da, maksimal harorat esa soat 16 da kuzatiladi.

Furening nazariy hisoblashlariga muvofiq haroratning yillik tebranishlari so'nadigan qatlam chuqurligi, haroratning sutkalik tebranishlari so'nadigan qatlam balandligidan 19 marta katta bo'lishi

kerak. Real sharoitda esa issiqlikning chuqurlik bo'ylab ko'chishi nazariy hisoblardan ancha chetlashadi. Bunga turli chuqurliklarda namlikning har xilligi, vaqt bo'yicha o'zgarib turishi, harorat o'tkazuvchanlik koeffitsiyentining chuqurlik bo'ylab o'zgarishi va boshqalar sabab bo'ladi.

Tuproqning turli chuqurliklardagi tarkibi va strukturasi har xil, shuning uchun chuqurlik bo'ylab harorat o'tkazuvchanlik koeffitsiyenti ham o'zgaradi.

Yozda tuproq sirtidan boshlab chuqurlik oshgan sari harorat pasayib boradi, qishda esa chuqurlik oshgan sari tuproq harorati ortib boradi.

O'zbekiston Respublikasi hududida qishning eng sovuq oyi-yanvarda tuproq yuzasining o'rtacha oylik harorati shimolda -9°C , janubda esa 4°C ga teng. O'zbekistonning shimoliy hududlarida tuproq yuzasining absolyut minimumi -40°C gacha, janubiy hududlarda -17°C gacha pasayadi.

Iyul oyida tuproq yuzasi eng ko'p isiydi, uning o'rtacha oylik harorati $31-38^{\circ}\text{C}$ orasida o'zgaradi.

Respublikaning tekisliklarida yozda tuproq sirtiining harorati 68° dan 77°C gacha oshadi.

Chuqurlik oshgan sari biror aniq joyda tuproq haroratining sutkalik va yillik o'zgarishini maxsus grafik yordamida ham ko'rsatish mumkin. Bunday grafikni tuproqning ko'p yillik o'rtacha oylik haroratlar qiymatlari asosida chiziladi. Tuproqning turli chuqurliklarda haroratining yillik o'zgarishini grafik holda tasvirlash uchun absissa o'qiga oylarni, ordinata o'qiga esa chuqurliklar qiymatlari qo'yiladi. So'ngra biror chuqurlikka mos turli oylardagi o'rtacha oylik haroratlar qiymatlarini qo'yib chiqiladi. Xuddi shunga o'xshash turlicha chuqurliklardagi o'rtacha oylik haroratlar qiymatlarini grafikda qayd etiladi. So'ngra bir xil haroratli nuqtalarni

o'zaro ravon chiziqlar bilan tutashtiriladi va hosil bo'lgan egri chiziqlarni tuproq **termoizopletalari** deb yuritiladi.

Termoizopletalar yilning istalgan vaqtida ixtiyoriy chuqurlikdagi faol tuproq qatlamining harorati haqida yaqqol tasavvur beradi. Grafikda biror chuqurlikka mos gorizontal chiziq bo'ylab o'ngga tomon siljib olingan chuqurlikda yil davomida haroratning o'zgarishini ko'rishimiz mumkin. Biror aniq oyga mos vertikal chiziq bo'ylab pastga siljishda esa shu oyda chuqurlik oshgan sari haroratning taqsimoti haqida mulohaza yuritish imkoni yaratiladi.

Shunday qilib, termoizopletalardan foydalanib yilning istalgan vaqtida ixtiyoriy chuqurlikda tuproqning o'rtacha oylik haroratini aniqlashimiz mumkin.

Termoizopletalarni tahlil qilish ko'rsatadiki, tuproq sirtining eng past harorati yanvarda, eng yuqori harorati iyulda kuzatiladi. Yozda tuproq sirti harorati eng yuqori, qishda (yanvar) eng minimal bo'ladi. Yozda chuqurlik oshgan sari harorat pasayadi, qishda esa chuqurlik oshgan sari harorat ortadi.

4.6. O'rmon qoplami tagidagi tuproq harorati

Tuproq va o'rmon bir-biri bilan chambarchas bog'langan. O'simliklar tuproqdagi har xil mineral moddalar hisobiga oziqlanadi. Tuproq o'zining xususiyatlari, tarkibi va qatlam sharoitlari orqali o'rmonlarning mahsuldorligiga ta'sir ko'rsatadi.

Tuproq sharoiti har xil mintaqalardagi o'rmonlarning tarkibiga, ularning tarqalish chegaralariga va o'z-o'zidan ko'payishiga ta'sir ko'rsatadi.

Professor A.A. Xonazarovning tasdiqlashiga qaraganda tuproq deb daraxtlarning ildizi yetib borgan Yer qatlamiga aytiladi. O'simliklarning ildizi 5-10 m, hatto 20-30 m chuqurlikka ham yetadi. Lekin tuproq qatlamining chuqurligi oshgan sari, uning faolligi va

ekologik roli kamayib boradi. Ammo tuproqning 1-1,5 m, baʼzan 2-2,5 m chuqurlikdagi qatlamlarining faolligi yetarli darajadadir. Masalan, Oʻzbekistonning Qorjontov qiyaliklaridagi jigarrang tuproqlarda 70 yoshli grek yongʻogʻi 5-6 m, xuddi shu yoshdagi eman daraxti 6-6,5 m, oq akatsiya, lipa daraxtlari ham shunday chuqurlikkacha ildiz otgan.

Oʻrmondagi tuproq haroratiga oʻrmon qoplami juda katta taʼsir koʻrsatadi. Kunduzi oʻrmon qoplami oʻziga tushuvchi quyosh radiatsiyasining ancha qismini toʻsib qoladi, kechasi esa tuproqning issiqlik yoʻqotishiga toʻsqinlik qiladi.

Shuning uchun kunduzi oʻrmonda tuproq ustki qatlami, ochiq daladagiga nisbatan kamroq isiydi, kechasi esa kam soviydi. Bular orasidagi farq daraxtlarning tabiatiga bogʻliq.

Ochiq joy va oʻrmon tuprogʻi ustki qatlamlari orasidagi harorat farqi yoz oylari 4-5°C gacha, koʻp mintaqalarda esa bundan ham kuchliroq boʻladi.

Yilning sovuq vaqtlarida oʻrmon tuprogʻining haroratiga qor qoplami ham taʼsir koʻrsatadi. Oʻrmonda qor qoplami ochiq dalaga nisbatan qalinroq boʻladi. Bundan tashqari oʻrmondagi tuproq haroratiga uning ustidagi toʻshak (koʻrpa) ham taʼsir qiladi.

Oʻrmon toʻshagining issiqlik oʻtkazuvchanligi tuproqning issiqlik oʻtkazuvchanligidan kam. Shuning uchun u bahorda tuproqning isishini, kuzda esa sovishini kechiktiradi.

Qish davrida oʻrmon toʻshagi tuproqning yoz oylarida toʻplagan issiqligining saqlanishiga yordamlashadi, natijada oʻrmon tuprogʻi kamroq chuqurlikka muzlaydi.

Shunday qilib, oʻrmon toʻshagi tuproq issiqlik rejimiga birmuncha darajada taʼsir qiladi.

Yilning iliq davrida oʻrmon tuprogʻi ustki qatlamining harorati ochiq daladagidan pastroq boʻladi. Chuqurlik oshgan sari bu farq kamaya boradi.

Yilning sovuq davrida o'rmon to'shagining borligi va o'rmondagi qor qoplaminig qalinroqligi sababli o'rmon tuprog'ining ustki qatlamlari daladagidan iliqroq bo'ladi.

O'rmondagi tuproq daladagiga nisbatan kamroq chuqurlikka muzlaydi.

O'rmon massivlarida tuproqning muzlash chuqurligi daraxtlarning tarkibiga, ularning yoshiga, daraxt tuplarining zichligiga, tuproq turiga, sizot suvlari sathining chuqurligiga va boshqalarga kuchli darajada bog'liq.

Bargli o'rmonlarda, ayniqsa qayin o'rmonzorlarida qor qoplami ancha qalin bo'lgani uchun tuproqning muzlash chuqurligi unchalik ko'p emas.

Qoraqarag'ay daraxtlari shox-shabbalarining tagida qor qoplami qalinligi kam bo'ladi. Chunki bu holda shox-shabbalar ko'p miqdordagi qorni ushlab qoladi. Shuning uchun bunday daraxtlar tagida tuproq ko'proq chuqurlikkacha muzlaydi.

4.7. Tuproqning muzlashi. Abadiy muzloq

Tuproqning muzlashi manfiy haroratlarda ro'y beradi. Tuproq suvi tarkibida turli xil tuzlar bor. Shuning uchun tuproq 0°C da emas, balki $-0,5^{\circ}\text{C}$ $-1,5^{\circ}\text{C}$ haroratlarda muzlaydi va qattiq holatga o'tadi.

Tuproqning muzlashi uning yuza qatlamlaridan boshlanib, qish davomida asta-sekin chuqurroqda joylashgan qatlamlarga ko'chadi.

Tuproqning muzlash chuqurligi iqlimiy sharoitlarga, tuproqning issiqlik xossalariga, namligiga, o'simliklar qoplaminig xususiyatlariga va qor qoplaminig balandligiga bog'liq. Qishi sovuq va uzoq davom etadigan joylarda tuproqning muzlash chuqurligi, iliq qishli joylardagi tuproqning muzlash chuqurligidan katta bo'ladi. Masalan, Rossiya davlatining qishi sovuq va uzoq davom etadigan G'arbiy va Sharqiy Sibir hududlarida tuproq ancha chuqurlikkacha muzlaydi, qishi Sibir hududlarinikidan ancha iliq bo'lgan O'zbekiston

hududida qish paytida tuproq ancha kam chuqurlikkacha va qisqa vaqt davomida muzlaydi.

Tuproqning harorati 0°C dan pastga tushmaydigan yoki tuproqning manfiy haroratlari qisqa vaqt davom etadigan hududlarda tuproq muzlamaydi. Nam tuproq quruq tuproqqa nisbatan kam chuqurlikka muzlaydi. Chunki nam tuproqning issiqlik sig'imi katta va uning tarkibidagi suv muzlaganida issiqlik ajralib muzlash chuqurligini kamaytiradi. Qumoq tuproqlar issiqlikni qumli tuproqlarga nisbatan yaxshi o'tkazgani uchun qumli tuproqlarga nisbatan chuqurroq muzlaydi. Yalang tuproqlar o'rmon qoplamida tagidagi tuproqdan ko'proq chuqurlikkacha muzlaydi.

Qor qoplamida tuproqni muzlashdan saqlaydi. Qor qoplamida qanchalik qalin (baland) bo'lsa, tuproqning muzlash chuqurligi shunchalik kam bo'ladi. Atoqli agrometeorolog A.M. Shulgin ma'lumotiga ko'ra Barnaul shahrida (Rossiya) kuzatishlarda qor qoplamida 8 sm bo'lgan tuproqning muzlash chuqurligi 1,5 m, qor qoplamida balandligi 34 sm da tuproqning muzlash chuqurligi 91 sm ga, qor qoplamida balandligi 52 sm bo'lganda tuproq 75 sm chuqurlikkacha muzlagan. Qishi qattiq va qor qoplamining balandligi unchalik baland bo'lmagan yerlarda tuproq ancha chuqurlikkacha muzlaydi. Masalan, Sharqiy Qozog'iston cho'llarida tuproqning muzlash chuqurligi 2,5 m gacha yetadi. Bulardan tashqari tuproqning muzlash chuqurligi joy reliefi xususiyatlariga ham bog'liq. Masalan do'nglik yerlar tuprog'i tekis yerlar tuprog'idan ko'proq chuqurlikkacha, pastqam (botiq) yerlar esa tekis yerlardan kamroq chuqurlikkacha muzlaydi. Shimoliy hududlarda tuproq, janubiy hududlar tuprog'idan ko'proq chuqurlikkacha muzlaydi. Har yili qishda hosil bo'ladigan va bahorda (yoki yozda) erib ketadigan tuproq muzlashini **mavsumiy muzlash** deb yuritiladi. O'zbekiston hududlarida xuddi shunday mavsumiy muzlashlar har yili takrorlanib turadi.

Ammo Yer sharida shunday hududlar borki, unday hududlarda qishda hosil bo'lgan qor qoplami yozda ham erib ketmaydi.

Qalinligi 1-2 m dan yuzlarcha metrarga yetadigan, yozda ham erimaydigan muzlagan tuproq **abadiy muzloq** deb yuritiladi.

Abadiy muzloq, hududlarga Kanadaning ancha qismi, Alyaska va Grenlandiyaning qariyb barcha hududlari, Rossiyaning shimoli-sharqidagi chekka hududlardan boshlab, Uzoq Sharqqacha bo'lgan maydoni 9 mln km² bo'lgan hududlar kiradi. Abadiy muzloqning janubiy chegarasi 50° shimoliy kenglikkacha yetadi. Rossiyaning Yakutsk shahrida abadiy muzloq qatlam chuqurligi 145 m gacha etadi.

Yozda abadiy muzloq hududlarning ustki qismi bir necha sm dan bir necha metrgacha eriydi, natijada abadiy muzloq qatlam ustida faol tuproq qatlami vujudga keladi.

Abadiy muzloq hududlarning janubiy chegarasida yozda faol tuproq qatlamining qalinligi 10-15 m gacha pastga tushadi. Bunday yerlarda yoz paytida ba'zi turdagi qishloq xo'jalik ekinlarini parvarish qilish mumkin. Masalan, yozda Yakutiya da sabzavot va ba'zi turdagi don ekinlarini yetishtirish amalga oshirilgan. Abadiy muzloq qatlam ustki qismida yozda hosil bo'ladigan faol tuproq qatlamining qalinligi radiatsion balansga, qor qoplaminig balandligiga, o'simliklar qoplamiga, tuproqning issiqlik o'tkazuvchanligiga bog'liq. Ko'p yillik muzloq qatlam yomg'ir suvlarini deyarli o'tkazmaydi. Shuning uchun uning ustki qismidagi faol qatlam har doim nam bo'ladi. Yoz paytida yoqqan yomg'irlardan hosil bo'lgan suvlar tuproqqa ko'p singmaydi, abadiy muzloq qatlami ustidan oqib daryolarga qo'yiladi, agar yuza suvlar jadal ravishda daryolarga qo'shilsa, toshqinlar vujudga keladi.

4.8. Suv havzalarining isishi va sovishi

Tuproq va suv havzalarining isish va sovish jarayonlari bir xil emasligini har birimiz oz yoki ko'p darajada bilamiz.

Issiqlikning suv havzalari (okeanlar, dengizlar, ko'llar va boshqalar) da tarqalish sharoitlari, tuproqdagi sharoitlardan jiddiy farq qiladi. Bunday farqlar suv havzalari va tuproqning quyosh radiatsiyasini bir xil yutmasligi va nurlamasligidagina emas, balki ulardagi issiqlik uzatish usullarining turlichaligidan kelib chiqadi.

Suvning sirt qatlami, tuproq sirti kabi, infraqizil nurlarni yaxshi yutadi. Suvning nisbiy nurlanish qobiliyati boshqa tabiiy sirtlarning nurlanish qobiliyatidan juda kam farq qiladi va mutlaq qora jism nurlanishining 96 % dan oshiqroq qismini tashkil qiladi. Demak, suv havzalari va tuproqda infraqizil radiatsiyaning yutilish va qaytish sharoitlari bir-biridan juda kam farq qiladi.

Ular qisqato'lqinli quyosh radiatsiyasini yutish jihatdan bir-biridan jiddiy farq qiladi. Shuning uchun qisqato'lqinli radiatsiya, ayniqsa binafsha va ultrabinafsha nurlar suvda ancha chuqurlikkacha singib boradi va qalinligi bir necha metrga teng bo'lgan suv qatlamida radiatsion isishni yuzaga chiqaradi. Boshqacha aytganda suv o'ziga tushgan quyosh radiatsiyasining ancha qismini chuqur qatlamlarga uzatadi va qalinligi bir necha metrga teng suv qatlamini sezilarli darajada isitadi. Ma'lumki, suvning issiqlik sig'imi tuproqning issiqlik sig'imidan 3-4 marta katta. Shuning uchun ularni bir xil isitish uchun suvga tuproqqa nisbatan ko'proq issiqlik miqdori sarflash lozim. Agar tuproqqa va suvga bir xil issiqlik berilsa yoki ulardan bir xil issiqlik olinsa suvning harorati tuproq haroratining o'zgarishidan kamroq o'zgaradi.

Suv zarralarining harakatchanligi juda katta. Shuning uchun suv havzalarida issiqlikni pastki qatlamlarga uzatish tuproqdagi kabi molekulyar issiqlik uzatish usuli bilan emas, balki ancha jadal jarayon-turbulent aralashish usuli bilan amalga oshadi.

Uning mohiyati shundaki, suv harakatlanganda uning ichida suvni kuchli aralashishga va issiqlikning jadal ko'chishiga olib keladigan turli yo'nalishlarda tartibsiz siljiydigan **uyurmalar** paydo bo'ladi.

Turbulent aralashish natijasida issiqlikning suv ichki qatlamlariga ko'chishi (boshqa sharoitlar bir xil bo'lganda) tuproqdagidan 1000-10000 marta kuchliroq boradi.

Suvning kechasi va yilning sovuq vaqtlarida sovishi, uning kunduzi va yozda isishidan tezroq o'tadi. Chunki bu holda turbulentlikka issiqlik konveksiyasi qo'shiladi, ya'ni soviganligi sababli zichlashgan (og'irligi ortgan) suvning sirt qatlamlari pastga tushadi, ularning o'rniga esa pastdan (suv ichkarisidan) ko'tarilgan, nisbatan iliq suv qatlamlari egallaydi. Suv havzalaridagi issiqlik konveksiyasi hodisasi O'zbekiston iqlimi sharoitida qishda suvning barcha qatlamlarining harorati 4°C ga tenglashgandan keyin to'xtaydi, chunki 4°C da chuchuk suvning zichligi maksimal bo'ladi. Shundan so'ng yuqori qatlamlar jadal ravishda soviydi va muzlaydi.

Suv havzalari sirti haroratining sutkalik o'zgarishida minimal harorat quyosh chiqqanidan 2-3 soat keyin kuzatiladi, maksimal haroratga esa soat 15-16 larda erishiladi yoki harorat maksimumi va minimumlari tuproq sirtidan kechikib boshlanadi.

Shimoliy yarimsharda suv havzalari sirti haroratining yillik o'zgarishida minimal harorat yanvar-fevral oylarida, maksimal harorat esa iyul-avgust oylarida kuzatiladi.

4.9. Tuproq va suv havzalaridagi issiqlik almashinish

Tuproq va suvning sirt qatlamlari istalgan vaqt paytida pastki (ichki) qatlamlar bilan issiqlik almashadi.

Tuproq (yoki suv havzasi) sirtining radiatsion balansi musbat bo'lganda, ularning sirt qatlamlarining harorati pastki qatlamlar haroratidan yuqori bo'ladi. Bunda sirt qatlamda issiqlikka aylangan

radiatsion balans (qoldiq radiatsiya) ning bir qismi pastki qatlamlarga uzatiladi.

Tuproq (yoki suv) sirtidan ichki qatlamlarga uzatilgan issiqlik miqdori Q , issiqlikni o'tkazayotgan qatlam qalinligi ΔX ga teskari, shu qatlam chekkalaridagi haroratlar ayirmasi ΔT ga, issiqlik oqimi o'tayotgan yuza kattaligi S ga va issiqlik oqimining o'tish vaqti t ga to'g'ri mutanosib bo'ladi:

$$Q = -\lambda \cdot \frac{\Delta T}{\Delta X} \cdot S \cdot t \quad (4.3)$$

bu yerda: λ - issiqlik o'tkazuvchanlik koeffitsiyenti. U holda birlik yuzadan vaqt birligida o'tadigan issiqlik miqdori R ushbuga teng bo'ladi.

$$R = \frac{Q}{S \cdot t} = -\lambda \frac{\Delta T}{\Delta X} \quad (4.4)$$

Yuqoridagi (4.4) formulaga muvofiq R o'z navbatida issiqlik o'tkazuvchanlik koeffitsiyenti λ ga va harorat o'zgarish gradiyenti $\frac{\Delta T}{\Delta X}$ ga to'g'ri mutanosib bo'ladi, (4.4) formuladagi R oqim, xuddi nuriy energiya oqimiga o'xshash Vt/m^2 (yoki kVt/m^2) birliklarda o'lchanadi. Agar $\frac{\Delta T}{\Delta X} > 0$ bo'lsa, R tuproq (yoki suv) sirtidan ichki qatlamlarga yo'nalganda musbat deb olinadi. Agar issiqlik oqimi pastki qatlamlardan yuqori yo'nalgan bo'lsa manfiy deb olinadi.

Yuqoridagilardan tashqari (4.4) dan ko'rinadiki, issiqlik oqimi λ ga ham to'g'ri mutanosib, undan boshqa shartlar bir xil bo'lganda λ si yuqori qatlam bir xil vaqtda ko'proq issiqlik miqdorini o'tkazadi yoki aksincha deb xulosa qilamiz.

Issiqlik oqimining sutkalik o'zgarishida uning musbat qiymatlari kunduz kunlari (bahorda va yozda), manfiy qiymatlari esa kechasi (kech kuzda va qishda) qayd etiladi.

Demak, musbat va manfiy oqimlarning yo'nalishlari radiatsion balans ishorasi bilan aniqlanadi.

Radiatsion balans (3-bobda aytilganidek) odatda kunduz kunlari (eng sovuq davrlarni hisobga olmaganda) musbat, kechasi esa manfiy bo'ladi. Quyosh botishiga 1-2 soat qolganida yoki kechga yaqin quyoshning ufqdan balandligi $10-15^{\circ}$ gacha pasayganidan boshlab radiatsion balans manfiy qiymatlarga o'tadi. Ertalab quyosh chiqqanidan keyin o'rtacha 1 soat vaqt o'tgach yoki quyosh balandligi $10-15^{\circ}$ dan oshgach radiatsion balans (B) musbat qiymatlarga o'tadi.

Agar Yer sirtida qor qoplami bor bo'lsa, B ning musbat qiymatlarga o'tishi quyosh balandligi $20-25^{\circ}$ dan oshganda boshlanadi.

Tuproqda yoki suv havzasida issiqlik oqimining sutkalik yig'indisi deb, sutka davomida 1m^2 sirtidan tuproq ichkarisiga o'tgan issiqlik miqdori bilan, xuddi shu sutka davomida ichki qatlamlardan yuqoriga 1m^2 sirtidan o'tadigan issiqlik miqdorining ayirmasiga aytiladi

Issiqlik oqimining yillik yig'indisi tuproq (suv) ning yil davomida to'plagan (jamg'argan) issiqlik oqimi (asosan yil iliq vaqtlarida) bilan xuddi shu vaqtda uzatilgan (yilning sovuq vaqtlarida) issiqlik miqdorlari ayirmasiga teng bo'ladi.

Shimoliy yarimsharning mo'tadil kengliklarida tuproqdagi ko'p yillik o'rtacha issiqlik oqimlari yig'indisi aprel oyidan oktabr oyigacha musbat bo'ladi.

O'zbekiston Respublikasida o'rtacha oylik issiqlik oqimlarining yig'indisi mart-aprel oylaridan boshlab oktabr-noyabr oylarigacha musbat qiymatga ega. Boshqa oylarda issiqlik oqimlarining yig'indisi manfiy bo'ladi. Tuproq yilning iliq vaqtlarida issiqlik to'playdi, yilning sovuq vaqtlarida esa to'plagan issiqligini atmosferaga beradi.

Suv havzalaridagi issiqlik oqimi, bir xil harorat gradiyentlarida tuproqdagi issiqlik oqimidan ko'p marta katta bo'ladi. Masalan, suv havzalaridagi issiqlik oqimining oylik va yillik yig'indisi tuproqdagidan 20-30 marta katta.

Dengiz va okeanlarning qatlamlarida suvning jadal aralashuvi mavjud bo'lgani uchun yozda suv sirtiga tushgan issiqlikning ancha qismini to'playdi (jamg'aradi), qish vaqtida esa suv sirti yozda tushgan issiqlik oqimining ancha qismini havoga uzatadi.

Tuproqdagi issiqlik almashinishga yozda o'simlik qoplami, qishda esa qor qoplami jiddiy ta'sir ko'rsatadi.

4.10. Xalq xo'jaligida tuproqning issiqlik rejimi haqidagi ma'lumotlardan foydalanish

Tuproq harorati haqidagi ma'lumotlar xalq xo'jaligining turli sohalarida keng ko'lamda qo'llaniladi. Ular ayniqsa qishloq xo'jaligi ishlab chiqarishi sohasida ahamiyatga ega.

Qishloq xo'jalik ekinlari urug'larining unib chiqishi, ildiz tizimining rivojlanishi, o'simliklarning rivojlanish fazalari orasidagi muddatlar, fotosintez jadalligi kabilarga bevosita aloqador bo'lgan ekinlar hosildorligi tuproqdagi issiqlik sharoitlariga bog'liq. Tuproqda issiqlik yetishmasa (yoki tuproq harorati me'yoridan past bo'lsa) o'simlikning hosili kamayib ketadi, tuproq harorati juda past bo'lsa, o'simliklar nobud bo'ladi.

Shuning uchun qishloq xo'jaligi ishlab chiqarishida tuproq issiqlik rejimining shakllanish sharoitlarini va uni boshqarish tadbirlarini bilish muhim ahamiyatga ega.

Ma'lumki, ekinlarning ekilgan (yoki sepilgan) urug'larining unib chiqishi, tuproq biror haroratgacha isiganidan keyin boshlanadi, bunda o'simlik turiga qarab tuproqning turli darajada isiganligi talab qilinadi. Tuproq haroratining ko'tarilishi bilan urug'larning unishi tezlashadi, ekishdan toki maysalar paydo bo'lishigacha vaqt davomiyligi qisqaradi. Tuproq haroratining ma'lum chegaragacha ortishi bilan urug'larning unishi tezlashib, ekishdan toki maysalar paydo bo'lishigacha vaqt davomiyligi qisqaradi. Masalan, namligi

yetarli dalaga ekilgan kuzgi bug'doy ekilganda tuproq harorati 5°C bo'lganda 6 kunda, tuproq harorati $5-10^{\circ}\text{C}$ bo'lganda 4 kunda, tuproq harorati $15-20^{\circ}\text{C}$ bo'lganda 1-2 kunda unib chiqadi. Tuproq harorati me'yoridan yuqori bo'lishi ham urug'larning unishiga salbiy ta'sir qiladi.

Qishloq xo'jaligi ishlab chiqarishida tuproqning issiqlik rejimini talabga qarab maqbullashtirish uchun turli xil agrotadbirlar qo'llaniladi.

O'zbekiston Respublikasi iqlim sharoitida ba'zi ekinlarni (masalan, sabzavot ekinlaridan pomidor va bodring ekinlarini) bahorda ochiq dalaga ertaroq muddatlarda ekish uchun haydalma qatlam tuprog'ining va tuproqqa eng yaqin havo qatlamining haroratini oshirishga qaratilgan tadbirlar qo'llaniladi. Yozda esa kechki ekinlar urug'ini sepish (yoki ekishda) tuproqning haroratini pasaytirishga qaratilgan tadbirlar qo'llaniladi.

Dala sharoitida tuproq issiqlik sig'imini o'zgartiradigan agrotadbirlardan biri mulchalash tadbiridir. Mulchalashda tuproq sirtini maxsus materiallar bilan yopiladi (yoki qoplanadi). Keyingi yillarda O'zbekiston Respublikasida va xorij davlatlarida sabzavotchilikda yorug'likka tiniq polietilen plyonkalar tobora ko'proq qo'llanilmoqda.

Tajribalar yorug'likka tiniq polietilen plyonka ostidagi tuproqning ildiz o'sadigan qatlamdagi harorati, kunduzi ochiq maydondagi tuproqning xuddi shunday chuqurlikdagi haroratidan $8-10^{\circ}\text{C}$ gacha yuqori bo'lishini ko'rsatadi.

Shunday qilib, bahorda pomidor va bodring ko'chatlarini ochiq daladagi egatlar pushtasiga ertaroq muddatlarda o'tkazish uchun egatlar ustini yorug'likka tiniq polietilen plyonkalar bilan yopiladi. Bunda plyonka ostidagi tuproq va havoning harorati ekinlar talabiga javob beradigan darajada ortadi.

Xuddi shunday polimer plyonkalar bahorgi issiqxonalarda, ayniqsa muvaffaqiyat bilan qo'llanilmoqda.

Tuproqning turli chuqurliklardagi harorati haqidagi ma'lumotlardan gaz, neft va suv uzatish trubalarini joylashtirishda keng ko'lamda foydalaniladi.

Temir yo'l qurilishida ham tuproq harorati haqidagi ma'lumotlarga asoslanib ish ko'riladi.

Yuqoridagilarni e'tiborga olib ayta olamizki, xalq xo'jaligining turli sohalarida tuproqning turli chuqurliklardagi haroratini bilish muhim ahamiyatga ega.

4-bob uchun savollar va masalalar

1. Tuproqning isishi va sovishi qanday omillarga bog'liq?
2. Tuproqning solishtirma va hajmiy issiqlik sig'imlarining ta'riflarini tushuntiring va ularning qanday birliklarda o'lchanishini izohlang.
3. Tuproqning hajmiy issiqlik sig'imi nimalarga bog'liq?
4. Tuproqning issiqlik o'tkazuvchanlik koeffitsiyenti nimalarga bog'liq?
5. Tuproqning issiqlik o'tkazuvchanlik koeffitsiyenti SI tizimida qanday birlikda o'lchanadi?
6. Tuproq sirti haroratining sutkalik o'zgarish amplitudasi qanday omillarga bog'liq?
7. Tuproq sirti haroratining yillik o'zgarish amplitudasi geografik kenglikga qanday bog'langan?
8. Tuproqda issiqlikning pastki (ichki) qatlamlarga ko'chish qonunlarini ayting.
9. Nima uchun tuproq namligi ortgan sari uning issiqlik o'tkazuvchanligi ham ortadi?

10. Qor qoplarning issiqlik o'tkazuvchanligini tavsiflang. Nima uchun yangi yoqqan qor qoplarning issiqlik o'tkazuvchanligi, uzoq vaqt yotgan qor qoplarnikidan kichik?

11. O'simliklar va qor qoplarning tuproq haroratiga ta'sirini bayon qiling.

12. Abadiy muzloq deb nimaga aytiladi? Abadiy muzloq hududlarda dehqonchilik ishlarini olib borish mumkinmi?

13. Suv havzalarining isishi, tuproq isishidan qanday farq qiladi?

14. Tuproq (yoki suv) qatlarning issiqlik uzatish formulasini yozing va tushuntiring.

15. Yoz davrida kunduzi tuproq va suv havzalarining isishi bir xil o'tmaydi, buning sababini tushuntiring.

16. Quruq qumoq tuproqning zichligi 1130 kg/m^3 , namligi 20 %, solishtirma issiqlik sig'imi $0,77 \text{ kJ/(kg}\cdot^\circ\text{C)}$ ga teng. Hajmiy issiqlik sig'imini aniqlang.

Javobi: $1,8 \text{ MJ/(m}^3\cdot^\circ\text{C)}$

17. Quruq tuproq zichligi 1150 kg/m^3 , namligi 30 %, issiqlik o'tkazuvchanlik koeffitsiyenti $0,838 \text{ J/(m}\cdot\text{s}\cdot^\circ\text{C)}$, solishtirma issiqlik sig'imi $0,654 \text{ kJ/(kg}\cdot^\circ\text{C)}$ Tuproqning hajmiy issiqlik sig'imi va harorat o'tkazuvchanlik koeffitsiyentini toping.

Javobi: $2,2 \text{ MJ/(m}^3\cdot^\circ\text{C)}$, $3,8\cdot 10^{-8} \text{ m}^2/\text{s}$

18. Tuproq sirtining harorati 28°C , 20 sm chuqurlikda esa harorat 17°C ga teng. Issiqlik o'tkazuvchanlik koeffitsiyenti $1,55 \text{ Wt/(m}\cdot^\circ\text{C)}$ ga teng. Tuproq ichkarisiga 1 minutda o'tgan issiqlik oqimini aniqlang.

Javobi: $3115 \text{ J/(m}^2\cdot\text{min)}$

19. Ko'l yuzasidagi suv harorati 22°C , 1 m chuqurlikda esa harorat 12°C ga teng. 1 m chuqurlikdagi 1 m^2 sirtidan 1 minutda va 1 soatda o'tgan issiqlik oqimlarini aniqlang. Issiqlik o'tkazuvchanlik koeffitsiyenti $5,87 \text{ Wt/(m}\cdot^\circ\text{S)}$ ga teng.

Javobi: $3,5 \text{ kJ/m}^2$, 210 kJ/m^2

V-BOB. ATMOSFERANING ISSIQLIK REJIMI

5.1. Havoning isish va sovish jarayonlari

Atmosfera havosi harorati taqsimotining *xususiyatlarini va uning atmosferada o'zgarishini havoning issiqlik rejimi* deb yuritiladi. Atmosferaning issiqlik rejimi asosan uning Yerdagi faol sirt va kosmik fazo bilan issiqlik almashinishidan aniqlanadi. Atmosfera quyosh radiatsiyasini bevosita yutishi natijasida juda kam, aniqrog'i $0,5^\circ$ chamasida isiydi. Atmosferaning yuqori qatlamlari quyosh radiatsiyasini quyi qatlamlaridan kuchliroq yutadi. Atmosferaning eng quyi qatlami – troposferaning, ayniqsa uning pastki qatlamlari isishining asosiy manbayi, ularning Yerdagi faol sirtidan oladigan issiqligidir. Kunduzi faol sirtning radiatsion balansi musbat bo'lgan soatlarda, ya'ni faol sirtga tushuvchi quyosh radiatsiyasi oqimlari, faol sirtidan qaytgan va faol sirtning chiqargan nurlanish oqimlaridan katta bo'lganida faol sirt isiydi. Uning harorati havo haroratidan yuqori bo'lib qoladi. Shuning uchun issiqlik faol sirtidan havoga uzatiladi.

Kechasi esa faol sirt samarali (effektiv) nurlanish sababli havoga nisbatan ko'proq soviydi. Natijada issiqlik havodan faol sirtga uzatiladi, oqibatda havoning o'zi ham soviydi.

Faol sirt bilan atmosfera orasida, shuningdek atmosferaning o'zida issiqlikning ko'chishi quyidagi jarayonlar yordamida ro'y beradi:

1. Molekulyar issiqlik o'tkazuvchanlik

Yer sirti, o'ziga tushgan quyosh nuri energiyasining bir qismini yutib isiydi va yutgan energiyasining bir qismini havoga uzatadi, boshqacha aytganda havo qatlamlari bevosita faol sirtning issiqlik ta'sirida bo'ladi. Tushgan quyosh radiatsiyasining bir qismini yutgan faol sirt harorati ortadi, natijada unga yondoshgan ustki havo qatlami ham isiydi va bu qatlam o'z navbatida o'zidan yuqoridagi qatlamga molekulalarning issiqlik harakati yordamida issiqlik

uzatadi. Bu tarzda issiqlik uzatish troposfera qatlamlarining ancha yuqori qismlarigacha yetib boradi.

Molekulyar issiqlik o'tkazuvchanlik deb yuritiladigan issiqlik uzatishning bu usuli sababli atmosferaning yerga yaqin qatlamlarigina yaxshi isiydi. Havoning issiqlik o'tkazuvchanlik koeffitsiyentining qiymati juda oz bo'lganidan atmosferaning yuqori qatlamlari molekulyar issiqlik uzatish usulida juda ham kam isiydi.

Demak, havo ochiq kunlari (shamol esmayotganda) Yer yuzidan balandlik oshgan sari havoning harorati pasayib borishi kerak.

2. Issiqlik konveksiyasi. Atmosferaning yuqori qatlamlariga issiqlik uzatishda issiqlik konveksiyasi jarayoni muhim ahamiyatga ega.

Kunduzi Yer sirtining barcha qismlari bir xil isimaydi, ya'ni ba'zi yerlar ko'proq isiydi, boshqalari esa kamroq isiydi. Masalan, shudgor (haydalgan yer) maydoni bir tomonidan qalin daraxtzor va ikkinchi tomonidan katta suv havzasi bilan chegaralangan bo'lsin. Kunduzi shudgor, suv havzasi va daraxtzordan ko'p isiydi. Natijada uning ustidagi havo ham qo'shni maydonlar ustidagi havodan ko'proq isiydi. Shudgor ustidagi ko'p isigan havo kengayadi. Kengayayotgan havoning zichligi atmosferadagi sovuqroq (yoki sovuq) havo zichligidan kam bo'ladi, shuning uchun issiq yengil havo gorizontga tik yo'nalishda yuqoriga ko'tariladi. Uning o'rniga atrofdagi sovuq havo bostirib kiradi. O'z navbatida u ham isib yuqoriga ko'tariladi. Vertikal yo'nalishda ko'tarilayotgan issiq havo massalari qancha balandlikka ko'tarilsa, o'sha qatlamlardagi havoni isitadi. Jarayon shunday bo'lib o'tadiki, issiq havo massalari yuqoriga ko'tariluvchi oqimni tashkil qilsa, atrofdagi sovuq havo massalari pastga yo'nalgan sovuq havo oqimini tashkil qiladi. Yuqoriga ko'tarilgan issiq havo atrofdagi sovuq havoga o'z issiqligini uzatib soviydi.

Qulay sharoitlarda issiqlik konveksiyasi oqimi troposferaning butun qalinligi bo'ylab yuqoriga tarqalishi mumkin.

Quruqlik ustida issiqlik konveksiyasi kunduzgi soatlarda vujudga keladi, dengiz ustida esa konveksiya kechasi suv sirtining harorati, unga yondoshgan (tutashgan) havo haroratidan yuqori bo'lgan hollarda hosil bo'ladi.

3. Turbulentlik. Havoning jadal ravishda isishiga sabab bo'ladigan jarayonlardan yana biri havoning juda ham harakatchanligidan vujudga keladigan turbulentlik jarayonidir. Havo juda kam hollardagina tinch (osoyishta) holatda bo'ladi, ko'pincha esa gorizonta yo'nalishda harakatda, ya'ni shamol esadi. Uning uncha katta bo'lmagan qismlari, hajmlarining harakati tartibsiz xaotik xususiyatga ega. Bunday harakatni **turbulent aralashish** yoki qisqacha **turbulentlik** deb yuritiladi. Atmosferaning turbulent aralashib ketishi natijasida issiqlik ancha issiq qatlamlardan sovuq qatlamlarga jadal ravishda ko'chadi.

Havoning yerga tegib turgan eng pastki qatlami bilan Yer sirti orasida ishqalanish kuchlari mavjud bo'lgani uchun eng pastki havo qatlami kamroq tezlik bilan harakatlanadi. Undan yuqoridagi qatlam esa pastki qatlam havosidan tezroq harakatlanadi. Natijada, bunday havo qatlamlari orasida ishqalanish kuchlari hosil bo'ladi. Bundan tashqari shamolning umumiy oqimida, uning ayrim hajmlari turli sabablarga ko'ra har xil tezlik bilan ko'chadi. Tezlik katta bo'lganida shamolning umumiy oqimi ichida turli yo'nalishlarda, shu jumladan vertikal yo'nalishda tarqaluvchi uyurmaviy oqimlar vujudga keladi. Pastki issiq qatlamlardan ko'tarilayotgan issiq havo oqimlari yuqori qatlamlarning sovuq havosi bilan aralashib ketib ularni ham isitadi.

Havo massalari harakat vaqtida do'ngliklardan, turlicha to'siqlar (binolar, daraxtlar va h.k.) dan o'tishida ham uning ichida yuqoriga yo'nalgan uyurmalar paydo bo'ladi. Pastdan ko'tarilayotgan issiq havo uyurmaları yuqoridagi sovuq havo bilan aralashib ularni isitadi.

Natijada turbulentlik vositasida atmosferaning yuqori qatlamlari ham isiydi.

4. Atmosferada suv bug'ining kondensatsiyasi va sublimatsiyasi.

Yer sirtidan troposferaning yuqori qatlamlariga ko'tarilayotgan suv bug'lari borgan sari sovib boradi va qandaydir balandlikda havo suv bug'iga to'yinadi, bunda, suv bug'i tomchiga aylanadi. Fizika fanidan ma'lumki, suv bug'ining qaytadan tomchiga aylanish jarayonini **kondensatsiya** jarayoni deyiladi. Suv bug'ining kondensatsiyasida atrofga issiqlik ajraladi va atrofdagi sovuq havoni oz bo'lsa-da isitadi.

Suv bug'ining to'g'ridan-to'g'ri qattiq (muz) holatga o'tishini **sublimatsiya jarayoni deyiladi**. Suv bug'ining sublimatsiyasida ham issiqlik ajraladi va u ham atrofdagi havoning isishiga sarflanadi.

5. Radiatsion issiqlik o'tkazuvchanlik.

Tuproqdan atmosferaga issiqlik uzatishda yerdagi faol sirtning uzunto'lqinli nurlanishi ham ma'lum darajada ahamiyatga ega.

Yerdagi faol sirt nurlanishini atmosferaning quyi qatlamlari yutadi. Bu qatlamlar ozgina isib, uzunto'lqinli nurlanishi sababli yuqoridagi qatlamlarni isitadi. Tuproq yuzasi soviganida esa radiatsion nurlanish oqimi atmosferaning yuqori qatlamlaridan pastga yo'nalgan bo'ladi. Quruqlik ustida radiatsion nurlanish oqimining pastga yo'nalishi asosan kechasi ro'y beradi. Chunki kechasi issiqlik konveksiyasi ro'y bermaydi, turbulentlik esa juda kuchsiz bo'ladi.

6.Adveksiya. Biror aniq joy ustidagi havoning harorati, gorizontal yo'nalishda ko'chayotgan boshqa havo massasi bilan aralashishi natijasida ham o'zgarishi mumkin. Havoning gorizontal yo'nalishda ko'chishini **adveksiya** deyiladi. Issiq adveksiyada biror joyga, shu joy havosi haroratidan yuqori haroratli issiq havo bostirib kiradi va olingan joyning havosini isitadi.

Yuqorida qaralgan havoning isish jarayonlari orasida eng muhimlari issiqlik konveksiyasi va turbulentlikdir.

Endi havoning sovishiga olib keladigan jarayonlarga to'xtalamiz. Havoni sovishga olib keladigan jarayonlardan biri, havo massalarining atmosferada yuqoriga ko'tarilishidir.

Agar katta havo massasi yuqoriga tez ko'tarilayotgan havo massasi bo'lsa, u holda tez ko'tarilayotgan havo massasi bilan atrofdagi muhit orasida issiqlik almashinish deyarli ro'y bermaydi.

Isigan havo massasi yuqoriga ko'tarilgan sari kamroq atmosfera bosimi ta'sirida bo'ladi va tashqi atmosfera bosimiga qarshi yo'nalishda kengayishda ichki energiyasi hisobiga ish bajaradi, bu esa uning ichki energiyasining kamayishiga ya'ni sovishiga olib keladi.

Havo nurlanish sababli yoki sovuq Yer yuzasiga tekkanda ham sovib, issiqlik yo'qotadi. Olingan joydagi havoga, u yerdagidan past haroratli havo oqimi bostirib kirsam, uni **sovuq adveksiya** deb yuritiladi.

Qishloq xo'jaligi ishlab chiqarishi uchun bahorgi va kuzgi sovuq adveksiyalar xavflidir, chunki bunday paytlarda o'simlik ustidagi havo harorati keskin pasayib o'simliklarni sovuq urishi mumkin.

5.2. Havo haroratini o'lchash usullari

Havo haroratini turli xil termometrlar yordamida o'lchanadi. Meteorologik stansiyalarda kuzatish paytidagi havo haroratini o'lchash uchun **muddatli psixrometrik termometr** TM-4, havoning kuzatish muddatlari orasidagi eng yuqori haroratini o'lchash uchun **maksimal termometr** TM-1, havoning kuzatish muddatlari orasidagi eng past haroratini o'lchash uchun **minimal termometr** TM-2 ishlatiladi. Maksimal va minimal termometrlarning tuzilishi, ular yordamida kuzatishlar tartibi 4-bobda bayon qilingan.

Psixrometrik termometr-simobli, rezervuari sharsimon. Uning shkalasidagi bitta bo'lim qiymati $0,2^{\circ}\text{C}$, hisoblash aniqligi $0,1^{\circ}\text{C}$. Meteorologik stansiyalarda barcha termometrlarni **psixrometrik budkaga** joylashtiriladi (5.1 -rasm).

Psixrometrik budka termometrlarni to'g'ri quyosh radiatsiyasining tushishidan, Yer nurlanishidan, shamollar va yog'inlardan saqlaydi. Ikkita 1 va 2 psixrometrik termometrlarni budka ichiga shtativ 6 ga maxsus moslamalar yordamida Yer yuzasidan 2 metr baland qilib vertikal holatda o'rnatiladi. Chap tomondagi termometrni **quruq** termometr deb atalib, u bilan havo harorati o'lchanadi, o'ng tomondagisini **ho'llangan termometr** deb yuritiladi.

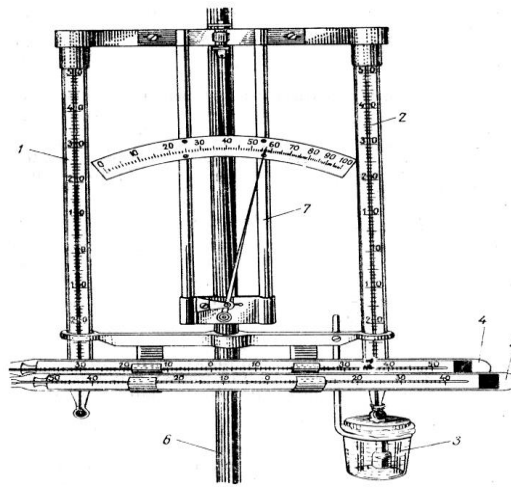
Maksimal termometr 4 ni deyarli gorizontal, rezervuari tomon ozgina qiyalatib, minimal termometr 5 ni aniq gorizontal qilib, rezervuarini Sharqqa qaratib o'rnatiladi.

Qish davrida havo harorati-20°C dan past bo'lganda quruq psixrometrik termometr yoniga spirtli termometr mahkamlanadi. Chunki simob-38,9°C da qotadi, shuning uchun-36°C dan past haroratlarni o'lchashda hisoblarni spirtli termometr yordamida olib boriladi.

Termometrlar ko'rsatishi bo'yicha hisoblarni olib borishda kuzatuvchining ko'zi termometr kapillyaridagi simob meniski sathida bo'lishi kerak. Bunda oldin graduslarning o'nlik ulushlarini, keyin butun graduslarni hisob qilinadi.

Havo haroratining vaqtga nisbatan o'zgarishlarini uzluksiz yozib borish uchun termograf M-16A ishlatiladi.

Turli xil termometrlar yordamida tuproq va havo haroratini o'lchash tartibi va termograf lentasidagi yozuvlarni o'rganish uchun meteorologiyadan laboratoriya mashg'ulotlarini o'tkazishga mo'ljallangan o'quv qo'llanmalar bilan tanishishni tavsiya qilamiz.



5.1-rasm. Psixrometrik budkada termometrlarni o'rnatish: 1- quruq termometr; 2-ho'lllangan termometr; 3-stakancha; 4-maksimal termometr; 5-minimal termometr; 6-shtativ; 7-gigrometr.

5.3. Faol sirt xususiyatlarining havo isishi va sovishiga ta'siri

Faol sirtning quruqlik yoki suv havzasidan iboratligiga qarab, ularning atmosfera quyi qatlamlarining isishi va sovishiga ta'siri turlicha bo'ladi. Chunki quruqlik va suv sirtining atmosferaga issiqlik ta'sirining xususiyatlari bir-biridan farq qiladi: quruq faol sirt o'ziga tushgan quyosh radiatsiyasidan olgan issiqligining ancha (30-50 %) qismini atmosferaga uzatadi, suv havzasining sirtiga tushgan quyosh radiatsiyasining ancha qismi suv qatlamining ichki qismlariga o'tadi, juda kam qismigina esa havoni isitishga sarflanadi. Boshqacha aytganda quruqlikdan tashkil topgan faol sirt, suvdagi faol sirtga nisbatan atmosferaga ko'proq issiqlik miqdorini uzatadi.

Suv havzalarida ancha miqdordagi issiqlik suvni bug'lantirishga sarflanadi. Shuning uchun quruqlikning isishi davrida, uning ustidagi havo, suv havzasi ustidagi havodan iliqroq bo'ladi.

Quruq faol sirt nur chiqarish yo'li bilan soviyotgan paytda esa, o'zida yetarlicha issiqlikni to'plamaganligi uchun tez soviydi va o'ziga yondoshgan havo qatlamini ham sovitadi.

Okean, dengiz va katta suv havzalari yilning iliq davrlarida o'z qatlamlarida katta miqdordagi issiqlikni to'playdi (jamg'aradi). Qishda okean, dengiz va suv havzalarining sovishida esa ancha miqdorda issiqlik atmosferaga uzatiladi. Shuning uchun qishda katta suv havzalari ustidagi havo, quruqlik ustidagi havodan iliqroq bo'ladi.

Boshqacha aytganda yilning iliq davrlarida quruqlik ustidagi havoning harorati, suv havzalari ustidagi havo haroratidan yuqori bo'ladi, qishda esa quruqlik ustidagi havo harorati, suv havzalari ustidagi havo haroratidan past bo'ladi. Bundan tashqari quruqlikning o'zi ham o'tzorlar, o'rmonlar, cho'llar, tog'lar va turli xil ekin maydonlaridan tashkil topgan. Ularning har biri o'zining ustidagi havoni turli darajada isitadi. Shuningdek, turli tipdagi tuproqlar ustidagi havo ham har xil darajada isiydi.

Qor qoplami ham havo haroratiga birmuncha ta'sir qiladi. Qor qoplami, ayniqsa yangi yoqqan g'ovak qor qoplami issiqlik o'tkazuvchanligi juda kam. Qishda qor qoplami o'zining ustidan o'tuvchi havoning sovishiga qulaylik yaratadi. Bunday holatni qor qoplami nisbiy nurlanish va nuriy energiyani qaytarish qobiliyatining yuqoriligi bilan tushuntiriladi.

5.4. O'simliklar qoplami va shahar sharoitlarining havo haroratiga ta'siri

Yer sathini berkitib o'sayotgan o'simliklar qatlamini ***o'simliklar qoplami*** deb yuritiladi. O'simliklar qoplami ham havo haroratiga jiddiy ta'sir ko'rsatadi. Zich o'simliklar qoplami sirti o'ziga tushuvchi quyosh radiatsiyasini qariyb to'lig'icha yutadi. Shuning uchun uni amalda faol sirt deb qarash mumkin. Kunduzi uning sirtiga yondoshgan havo qatlami isiydi, bu sirtidan yuqoriga va pastga tomon yo'nalishda havo harorati pasayib boradi.

Kechasi esa faol sirt nur chiqarib kuchli soviganidan, uning ustidagi havo ham eng sovuq bo'ladi. Kunduzi o'simliklar qoplami ustidagi havo, ochiq yalang tuproq ustidagi havodan kamroq isiydi, kechasi o'simliklar qoplami tagidagi havo yalang tuproq ustidagi havodan kamroq soviydi.

O'rmon daraxtlari havo haroratiga sezilarli ta'sir ko'rsatadi.

Daraxtlar, butalar, har xil past-baland o'tlar, mikroorganizmlar bilan qoplangan Yer sathi, geografik landshaftning tarkibiy qismi o'rmon deb ataladi. O'rmondagi barcha o'simliklar bir-biriga uyg'un tarzda rivojlanadi va atrof-muhitga asosan ijobiy ta'sir ko'rsatadi.

O'rmonda o'sadigan daraxtlar, yakka holda o'sadigan daraxtlarga qaraganda shakli, tanasining katta-kichikligi, shox-shabbasining joylashishi hamda shoxlardan tozalanish darajasi bilan farqlanib turadi.

O'rmon daraxtlarining bo'yi baland, tik, tanasi silindr shaklida hamda shox-shabбалari daraxtning yuqorigi qismidagina joylashgan bo'ladi. Ochiq joylarda o'sadigan daraxtlarning shox-shabбалari tarqoq yoki sharsimon shaklda va ko'pincha yer yuzasiga yaqin joylashgan bo'ladi. Ochiq joydagi daraxtlardan yaxshi, sifatli yog'och materiallar chiqmaydi.

O'rmon ichida o'sib, rivojlangan daraxtlar hayoti ochiq daladagidan butunlay boshqacha bo'ladi. Ularning tanasi to'g'ri, shox-shabбалardan tozalangan bo'ladi.

O'rmon o'zi ishg'ol qilgan hudud havosining haroratini pasaytiradi. O'rmonli dashtlarda emanzorlar tagidagi o'rtacha oylik havo harorati yilning iliq davrida dala havosinikidan past bo'ladi. O'rmon qoplami tagidagi va ochiq daladagi havo haroratlari orasidagi eng katta farq iyun, iyul oylariga to'g'ri keladi.

O'rmonda havo haroratining o'zgarish amplitudasi, daladagi havo harorati amplitudasidan kichik bo'ladi. O'rmon kunduzi havoning maksimal haroratini kamaytirib, kechasi esa minimal haroratni ko'tarib, havo harorati tebranishlarini ancha kamaytiradi.

O'rmonda havoning maksimal va minimal haroratlari daraxtlarning shoxlari ustida kuzatiladi. Agar barglar ancha siyrak bo'lsa, maksimal va minimal haroratlari shoxlardan bir oz pastroqda

kuzatiladi. Shuning uchun ham havo harorati o'zgarishlaridagi maksimal amplitudalar shoxlar ustida qayd qilingan.

O'rmon joylashgan hududda yog'inlar kuchayadi. O'rmon ishg'ol qilgan hududda yog'inlarning kuchayishini, uning ustida turbulentlikning rivojlanishi bilan tushuntiriladi.

Shaharlar ham havo haroratiga birmuncha ta'sir qiladi. Yozda kunduzi odamlar yashaydigan va turli maqsadlarda foydalaniladigan binolar, asfalt yo'llar va yo'laklar ancha qizib, issiqligining bir qismini havoni isitishga sarflaydi. Shuning uchun ham shahar havosining harorati, shahar atrofidagi havo haroratidan yuqori bo'ladi. Shuningdek, shaharning turli qismlaridagi havo harorati ham bir xil bo'lmaydi. Chunki imoratlarning ko'pligiga, asfalt yo'llarning kengligiga, favvoralarining borligiga, daraxtlarning qalin-siyrakligiga qarab shaharning turli joylarida havo harorati ham har xil bo'ladi.

Shahar havosi harorati bilan shahar atrofidagi tumanlar havosi haroratlari orasidagi farq ayniqsa kechqurun sezilarli bo'ladi. Bundan tashqari shaharda ochiq tuproqli joylar, o'simliklar qoplami ham juda kam. Shuning uchun shaharda bug'lanishga juda kam issiqlik sarflanadi. Bu ham shahar havosining isishiga qulaylik yaratadi. Qishda shahar havosining xiraligi kuchayganligidan Yer sirtining samarali nurlanishi kamayadi. Natijada shahar havosi harorati, shahar atrofidagi havo haroratidan yuqori bo'ladi.

5.5. Havo haroratining sutkalik va yillik o'zgarishi

Havo harorati ob-havo sharoitini va iqlimni belgilaydigan asosiy meteorologik kattaliklardan biridir.

Havoning isishi va sovishi faol sirtning issiqlik rejimiga bog'liq. Faol sirt yutgan issiqligining bir qismi tuproq (yoki suv havzasi) ichki qatlamlariga, qolgan qismi esa havoning yerga tutashgan qatlamiga uzatiladi, bu havo qatlami ham isib o'zidan yuqoridagi qatlamga issiqlik uzatadi. Shu tarzda issiqlik uzatish atmosferaning yuqori

qatlamlarigacha tarqaladi. Atmosferaning har bir nuqtasida vaqt o'tishi bilan havo harorati uzluksiz o'zgarib boradi.

Havo haroratining sutka davomida o'zgarishining borishini, uning sutkalik o'zgarishi deyiladi.

Yerga tutashgan havo qatlamida havo haroratining sutkalik va yillik o'zgarishini Yer sirtidan 2 m balandlikda aniqlanadi.

Yer sirtidan 2 m balandlikda havoning minimal harorati quyosh chiqishi oldidan kuzatiladi. Quyoshning ufqdan balandligi ortgan sari havo harorati 2-3 soat mobaynida tezroq ortadi va so'ngra haroratning ortishi sekinlashadi. Havo haroratining maksimal qiymati tushki paytdan 2-3 soat o'tgach kuzatiladi. So'ngra havo harorati oldin sekinroq, keyin esa tez kamaya boradi.

Havo haroratining sutkalik o'zgarishidagi maksimal va minimal qiymatlari ayirmasini havo haroratining sutkalik o'zgarish amplitudasi deyiladi.

Havo haroratining yil davomida o'zgarishidagi maksimal va minimal qiymatlari ayirmasini havo haroratining yillik o'zgarish amplitudasi deyiladi.

Havo haroratining sutkalik va yillik o'zgarishi hamda yillik o'zgarish xususiyatlari ko'p yillik kuzatishlar natijalarining o'rtacha qiymatlarini hisoblaganda ochiq ko'rinib qoladi. Bunday o'rtachalashtirilganda issiq yoki sovuq havo massalarining bostirib kirishi bilan bo'lgan sutkalik o'zgarishning borishidagi ayrim chetlanishlarni hisobga olmaydi. Chunki bunday chetlanishlar haroratning sutkalik o'zgarishini buzadi. Masalan, kunduzi sovuq havo oqimi bostirib kirganda ba'zi punktlar ustidagi havo harorati ortish o'rniga pasayib ketadi.

Kechasi olingan joyga issiq havo massasi bostirib kirsam, bu yerdagi havo harorati ko'tariladi. Quruqlik ustidagi havo haroratining sutkalik o'zgarish amplitudasi, tuproq yuzasi haroratining sutkalik o'zgarish amplitudasidan har doim kichik bo'ladi.

Havo haroratining sutkalik o'zgarish amplitudasi olingan joyning geografik kengligiga, fasllarga, faol sirtning xususiyatlariga, bulutlilikka, joyning relyefiga, shuningdek, joyning dengiz sathidan balandligiga bog'liq. Bu fikrimizni tasdiqlash uchun ba'zi omillarning havo haroratining sutkalik o'zgarish amplitudasiga ta'sirini qaraylik. Joyning geografik kengligi ortishi bilan havo haroratining sutkalik o'zgarish amplitudasi kamaya boradi.

Eng katta amplituda subtropik kengliklarda kuzatiladi. Tropik kengliklarda havo haroratining sutkalik o'zgarish amplitudasi yil uchun o'rta hisobda 12°C ga yaqin, mo'tadil kengliklarda $8-9^{\circ}\text{C}$ ga, qutb doirasida $3-4^{\circ}\text{C}$ ga teng.

O'zbekiston hududi shimoliy yarimsharning $37^{\circ}11'$ bilan $45^{\circ}36'$ kengliklari orasida joylashgan.

Respublikamiz tekisliklarida qishning eng sovuq oyi yanvarda sutkalik amplituda $7-11^{\circ}\text{C}$ ga, yozning eng issiq oyi iyulda esa $14-19^{\circ}\text{C}$ ga teng.

Havo haroratining sutkalik o'zgarishiga joyning relyefi ham birmuncha ta'sir ko'rsatadi.

Botiq shaklli relyef (vodiy, botiqlik, chuqurlik) larda havo taglik sirtning eng katta yuzasiga yondoshadi. Bunday botiq relyefli joylar ichida havo kunduzi tinch turib qoladi va ko'p isiydi. Kechasi esa yonbag'irlar ustidagi havo sovib, botiqlik tagiga oqib tushadi. Demak, botiq joylarda kechasi havoning sovishi ancha kuchli darajada o'tadi.

Botiq relyefli joylar ustidagi havo, tekis yerlar ustidagi havoga nisbatan kunduzi ko'proq isiydi va kechasi esa ko'proq soviydi. Shuning uchun botiq rel'eflarda havo haroratining sutkalik o'zgarish amplitudasi kuchayadi. Qavariq rel'ef (tog', tepalik, do'nglik) larda esa havo taglik sirtning eng kam yuzasi bilan yondoshadi. Havo ularning ustida to'xtab qolmaydi va ular kunduzi kam isiydi. Demak, bunday relyeflarda faol sirtning havo haroratiga ta'siri kamayadi. Shunday qilib, botiq shakldagi relyef ustidagi havo haroratining

sutkalik o'zgarish amplitudasi, tekisliklar ustidagi havo haroratining sutkalik o'zgarish amplitudasidan katta bo'ladi.

Qavariq relyeflar ustidagi havo harakatining sutkalik o'zgarish amplitudasi tekisliklar ustidagi havonikidan kam bo'ladi.

Faol sirtning turiga qarab ular ustidagi havo sutkalik o'zgarish amplitudasi ham turlicha bo'ladi. Masalan, o'simliklar ustidagi amplituda, quruq yalang tuproq ustidagi amplitudadan kichik bo'ladi, havo haroratining sutkalik o'zgarish amplitudasi suv havzasi ustida yana ham kamayadi.

Eng katta sutkalik o'zgarish amplitudalari tropik va subtropik sahrolar ustida kuzatiladi, bu yerlarda sutkalik amplituda yil davomida 30°C gacha yetadi.

Mo'tadil kengliklarda amplitudaning eng katta qiymatlari yoz oylariga va eng oz qiymatlari qish oylariga to'g'ri keladi.

Havo ochiq kunlardagi amplituda, havo bulutli kunlardagidan ancha oshiq, o'simliklar orasida havo haroratining sutkalik o'zgarish amplitudasi kamayadi. Yer yuzidan balandlik oshgan sari havo haroratining sutkalik o'zgarish amplitudasi tez kamayadi, 1,5-2 km balandlikda havo haroratining sutkalik o'zgarishi ancha kamayadi. Havo haroratining yillik o'zgarish amplitudasi eng issiq va eng sovuq oylarning o'rtacha oylik havo haroratlarining ayirmasi tarzida aniqlanadi.

Yil davomidagi havo haroratining absolyut maksimumi va absolyut minimumi, ya'ni yil davomida kuzatilgan eng yuqori va eng past havo haroratlari ayirmasini absolyut yillik o'zgarish amplitudasi deb aytiladi.

Olingan joydagi havo haroratining yillik o'zgarish amplitudasi joyning geografik kengligiga, yer sirtining fizikaviy xossalariga (quruqlik, okean), atmosfera holatiga (namlik, bulutlik) va joyning dengiz sathidan balandligiga bog'liq.

Eng sovuq, qahraton qishda O'zbekiston Respublikasining shimolida havo haroratining absolyut minimumi -40°C gacha pasayadi. Respublikaning janubida-Termiz tumanida havo haroratining absolyut minimumi -20°C dan pastga tushgani kuzatilmagan. Termizda qish ko'pincha nisbatan iliqroq bo'ladi, havo harorati -10°C dan pasaymaydi. O'zbekiston hududidagi cho'llarda havo haroratining absolyut maksimumi $48-50^{\circ}\text{C}$ gacha yetadi. Surxondaryo viloyatidagi Termiz va Sherobodda havoning absolyut maksimal harorati 47°C gacha yetgan yillar bo'lgan.

Toshkent viloyatida havo haroratining absolyut minimumi – $28, \dots, -35^{\circ}\text{C}$ gacha, absolyut maksimumi esa $43-47^{\circ}\text{C}$ ga yetadi. Bu misoldarda havo haroratining absolyut yillik amplitudasi esa $71-82^{\circ}\text{C}$ ga teng bo'ladi.

5.6. Qora sovuqlar va ularga qarshi kurash chora-tadbirlari

Havoning o'rtacha sutkalik harorati musbat bo'lgan davrlarda, havo va faol sirt haroratining 0°C gacha va undan ham pasayib ketishi hodisasiga qora sovuq deyiladi.

Qora sovuqlarning kuchi va davomiyligiga qarab uning ta'siridan o'simliklar qisman zararlanadi yoki butunlay nobud bo'ladi. O'simlikni sovuq urganda uning barglari qorayib qoladi. Shuning uchun bahor va erta kuzda ro'y beradigan bunday atmosfera hodisasini agrometeorologlar va dehqonlar qora sovuq deb ataydilar.

Qishloq xo'jaligi ishlab chiqarishi uchun ekinlarning eng faol o'suv davriga to'g'ri keladigan kech bahorda va erta kuzda ro'y beradigan qora sovuqlar ayniqsa xavflidir.

Qora sovuqlar paydo bo'lishi sharoitlariga qarab quyidagi turlarda uchraydi:

1. Advektiv qora sovuqlar. Bu turdagi qora sovuqlar biror hududga boshqa hududlardan harorati 0°S dan past bo'lgan sovuq

havo massalarining kirib kelishidan paydo bo'ladi. Olingan hududga kirib kelgan sovuq havo massasi bu hududdan yerga tutashgan havo qatlami va tuproq yuzasini sovitib yuboradi. Advektiv qora sovuqlar ko'pincha Arktikadan kirib kelgan sovuq havo oqimlarining ta'sirida paydo bo'ladi.

Advektiv qora sovuqlar bir necha kun to'xtovsiz davom etadi, katta hududlarni qamrab oladi, shamolli va bulutli ob-havo sharoitida o'tadi. Bunday qora sovuqlar vaqtida havo harorati o'zgarishining sutkalik amplitudasi unchalik katta bo'lmaydi. Tuproq sirtidagi va 2 m balandlikdagi havo haroratlari bir-biridan juda kam farq qiladi. Sovuq havo massasining isishi 3-4 kun davom etadi va bu davrning oxirida olingan hududdagi havo harorati asta-sekin orta boshlaydi.

2. Radiatsion qora sovuqlar. Bu turdagi qora sovuqlar havo ochiq kunlari sokin tunda faol sirtning nurlanishi sababli sovishi natijasida paydo bo'ladi. Bunda tuproq sirtigina emas, balki tuproq sirtiga juda yaqin ingichka havo qatlami ham kuchli soviydi. Bu sovuq havo qatlamidan yuqorida iliq havo qatlami joylashadi. Boshqacha aytganda radiatsion qora sovuq vaqtida yerga tutashgan havoning eng pastki qatlamlarida **harorat inversiyasi** ro'yobga chiqadi. Radiatsion qora sovuqlar vaqtida Yer sirtidan 2 m balanddagi havonining harorati, tuproq yuzasi haroratidan o'rta hisob bilan 2,5-3°C ga ortiq bo'ladi. Radiatsion qora sovuqlarga tuproqning issiqlik hossalari ham birmuncha ta'sir qiladi. Tuproqning issiqlik sig'imi va issiqlik o'tkazuvchanligi qanchalik oz bo'lsa, qora sovuq shuncha kuchli bo'ladi.

Masalan, haydalgan tuproqning issiqlik sig'imi va issiqlik o'tkazuvchanligi kam bo'lganidan uning sirtida zich tuproqqa nisbatan qora sovuqlar ko'proq tushadi. Buning sababi shuki, g'ovak tuproq yuzasiga ichki qatlamlardan issiqlikning ko'tarilishi qiyin, zich tuproqda pastki qatlamlardan issiqlikning tuproq yuzasiga ko'tarilishi oson. Shuning uchun kechasi zich tuproq yuzasi, g'ovak tuproq

yuzasidan iliqroq bo'ladi, bu holat esa zich tuproq yuzasida qora sovuq boshlanishini qiyinlashtiradi.

Radiatsion qora sovuqlarning kuchi va davomiyligi relyef shakliga, tuproq sirtining holatiga, havo va tuproq namligi hamda boshqa mahalliy sharoitlarga bog'liq.

Radiatsion qora sovuq paydo bo'lishining muhim sharti kechasi shamol bo'lmasligi va havoning ochiq bo'lishidir. Agar shamol esa boshlasa tuproqqa yaqin sovuq havo bilan uning yuqorisidagi iliq havo aralashib ketadi va shu bilan qora sovuqning paydo bo'lishi imkoniyati yo'qoladi.

3. Radiatsion - advektiv qora sovuqlar. Bunday aralash qora sovuqlar biror hududga boshqa hududlardan sovuq havo massalarining kirib kelishi va ularning havo ochiq tunlari faol sirtning nurlanishi sababli yanada sovishi natijasida paydo bo'ladi. Advektiv-radiatsion qora sovuqlar respublikamiz hududida bahor oxirida va kuzda kuzatiladi. Ular qishloq xo'jaligi ishlab chiqarishi uchun eng xavfli meteorologik hodisalardan biri deb hisoblanadi. Aralash qora sovuqlar odatda tuproq, o'tzor va ekinlar sirtiga yaqin ingichka havo qatlamida hosil bo'ladi.

Advektiv - radiatsion qora sovuqlar odatda tungi soatlarda, asosan quyosh chiqishi oldidan paydo bo'ladi va davomiyligi 3-4 soatdan oshmaydi

Joyning relyefi, tuproq holati, o'simliklar va suv havzalarining borligi qora sovuqlarning bahorda to'xtashi, kuzda esa boshlanishi muddatlariga, kuchiga sezilarli darajada ta'sir qiladi. Joyning relyefiga qarab sovuq havo oqimlarining olingan joyga kelishi va ketishi turlicha ro'y beradi. Kechasi qiyaliklarda faol sirtning radiatsion sovishi natijasida unga tutashgan havo qatlami ham kuchli soviydi, shu sababli uning zichligi ortib og'irroq bo'lib qoladi va qiyalik pastiga oqib tushadi, shuning uchun qiyalik pastida havo sovuqroq bo'ladi, natijada qiyalik pastida qora sovuq bo'lish xavfi kuchayadi.

Qiyalikning tepasida qora sovuq tushish xavfi ancha kam, chunki pastga oqib ketgan sovuq havo o'rnini yuqoridan tushgan iliq havo egallaydi.

Hozirgi vaqtda qimmatli qishloq xo'jalik ekinlarini qora sovuqlardan himoya qilish uchun bir necha tadbirlar qo'llaniladi. Ulardan eng asosiysi qora sovuq tushish xavfi bo'lgan ekin maydoni ustida tutun parda hosil qilishdir.

Tutun parda samarali nurlanishni kamaytiradi va kechasi haroratning pasayishini sekinlashtiradi. Bundan tashqari kondensatsiya yadrolaridan iborat bo'lgan tutun zarralari ustida suv bug'ining kondensatsiyasi ro'y beradi va bu jarayon vaqtda issiqlik ajralib havo haroratining pasayishiga to'sqinlik qiladi. Yoki kondensatsiya jarayonida issiqlik ajralib havoning yanada sovishiga qarshilik qiladi. Shu sababli qora sovuq kuchi kamayadi yoki qora sovuq xavfi yo'qoladi.

Tutun pardasining issiqlik effekti $1-2^{\circ}\text{C}$ dan oshmaydi, ya'ni yer ustida biror balandlikda hosil qilingan tutun pardadagi havo harorati, tutun parda hosil qilinmagan yerdagi xuddi shu balandlikdagi havo haroratidan $1-2^{\circ}\text{C}$ ga oshiq bo'ladi. Shuning o'zi o'simliklarning qora sovuqdan ancha kam shikastlanishiga (yoki shikastlanmasligiga) olib keladi.

Tutun pardaning issiqlik effekti kuchli shamol vaqtda keskin kamayadi.

O'simliklarni qora sovuqdan himoya qilishning yana bir usuli o'simliklarni yorug'likka tiniq polimer plyonkalar, doka yoki boshqalar bilan o'rab qo'yishdir. Bunday qilinganida tuproqning samarali nurlanishi kamayadi. Subtropik zonalarda limon yoki apelsin daraxtlarining har birini uch qavatli doka bilan o'rash keng tarqalgan. Bunda bu daraxtlar kuzdan boshlab butun sovuq davrda yopib qo'yiladi.

O'simliklarni yorug'likka tiniq polimer plyonkalar bilan yopib qo'yish O'zbekiston Respublikasining iqlim sharoitida ham keng tarqalgan.

Ekinlarni parvarishlashda sun'iy ravishda sug'oriladigan yerlarda qora sovuq boshlanishi xavfi oldidan ekinlarni egatlar bo'ylab yoki suv sochuvchi qurilmalar yordamida yomg'irlatib sug'orish ishlari amalga oshiriladi. O'simliklarni qora sovuqdan himoya qilishga qaratilgan bu tadbirning mohiyati suv bug'i kondensatsiyalanganida ajraladigan issiqlik yordamida qora sovuq vaqtida havoni isitishdir.

Ekinlarni egatlab yoki yomg'irlatib sug'orishdan maqsad ular ustidagi havoda suv bo'g'ini ko'paytirishdir.

Havoda suv bug'lari qanchalik ko'p bo'lsa (ya'ni havoning nisbiy namligi yuqori bo'lsa), ular ko'p sovishni talab qilmasdan kondensatsiyalana boshlaydi. Bu jarayonda ajralgan issiqlik esa havoning yanada sovishiga to'sqinlik qiladi. Bu tadbirda eng muhimi kondensatsiyalanishda ajraladigan issiqlik qora sovuq boshlanishidan oldin ajralishi kerak. Shundagina bu issiqlik hisobiga yerga yaqin havo qatlami qora sovuq boshlanadigan haroratgacha sovimaydi va qora sovuq ro'y bermaydi yoki qora sovuq kuchi kamayadi.

Ekinlarning ertapishar navlarini yaratib ham ularni bahorgi va kuzgi qora sovuqlardan himoya qilish mumkin.

5.7. Havo haroratining vertikal yo'nalishi bo'yicha gradiyenti

Havoning isishi Yer yuzidan boshlanadi va troposferaning yuqori qatlamlarigacha turli jarayonlar yordamida issiqlik uzatiladi. Demak, Yer yuzidan balandlik oshgan sari havo harorati pasayib borishi kerak.

Ko'p marta o'tkazilgan kuzatishlar troposfera havosi haroratining balandlik bo'yicha taqsimlanishi yuqorida aytganimizdek bo'lishini tasdiqlaydi.

Havo haroratining balandlik bo'yicha vertikal yo'nalishda har 100 m da o'zgarishini tavsiflaydigan kattalikni haroratning vertikal gradiyenti deb aytiladi.

Haroratning vertikal gradiyentini γ harfi bilan belgilaylik. Havo haroratining vertikal gradiyenti quyidagi formula bo'yicha aniqlanadi:

$$\gamma = \frac{t_{yu} - t_p}{h_{yu} - h_p} \cdot 100 \quad (5.1)$$

Ba'zan bu formulani quyidagicha ham yoziladi:

$$\gamma = \frac{t_p - t_{yu}}{h_{yu} - h_p} \cdot 100 \quad (5.2)$$

(5.1) va (5.2) formulalarda: $(t_{yu} - t_p)$ yuqorigi va pastki sathlardagi havo haroratlari ayirmasini, $(h_{yu} - h_p)$ esa yuqorigi va pastki sathlar balandliklari ayirmasini bildiradi.

Haroratning vertikal gradiyenti γ ni $^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$ larda ifoda qilinadi. Agar $(t_{yu} < t_p)$ bo'lsa, havoning harorati balandlik oshgan sari kamayadi va γ ning qiymati musbat bo'ladi.

Troposferada odatda havo haroratining balandlik bo'yicha xuddi shunday taqsimoti mavjud. Agar $t_{yu} > t_p$ bo'lsa, havoning shu qatlamida balandlik oshgan sari havo harorati ham ortadi. Bu holda **havo harorati inversiyasi** ro'y beradi va γ ning qiymati manfiy bo'ladi.

Havo haroratining balandlik bo'yicha vertikal yo'nalishda ortib borishini harorat inversiyasi deb yuritiladi.

Agar $t_p = t_{yu}$ bo'lsa balandlik bo'yicha havo harorati o'zgarmaydi, shuning uchun bunday holni **izotermiya** deb yuritiladi. Agar pastki sathdagi harorat va haroratning vertikal gradiyenti ma'lum bo'lsa, olingan sathdan yuqoridagi istalgan sathdagi haroratni quyidagicha aniqlanadi:

$$t_{yu} = t_p - \gamma \cdot (h_{yu} - h_p) = t_p - \gamma \cdot h \quad (5.3)$$

bu yerda: $h = h_{yu} - h_p$ yuqori va pastki sath balandliklarining ayirmasi. Havo haroratining vertikal gradiyenti γ ning qiymatlari juda ham o'zgaruvchan. Uning qiymatlari faqat balandlikkagina bog'liq bo'lmasdan, balki sutka vaqtlariga, yil fasllariga va atmosferada havo massalarining joylashishiga va boshqa omillarga bog'liq.

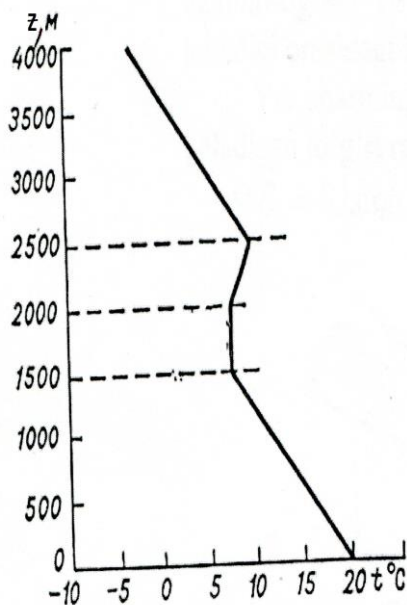
Haroratning vertikal gradiyentining qiymatlari fazo va vaqt bo'yicha atmosferaning chegaraviy qatlamida, ayniqsa katta o'zgarishlarga uchraydi. Haroratning vertikal gradiyenti haqidagi ma'lumotlardan ob-havoni bashorat qilishda, reaktiv samolyotlarning uchishiga meteorologik xizmat ko'rsatishda, shuningdek Yerning sun'iy yo'ldoshlari va kosmik kemalarni orbitaga chiqarishdagi meteorologik sharoitlarni baholashda foydalaniladi.

Troposferada γ ning o'rtacha qiymatlari $\gamma = 0,65^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ ga teng. Ammo ayrim paytlarda Yer sirtiga bevosita tutashgan ingichka atmosfera qatlamida γ ning qiymati, uning o'rtacha qiymatidan o'n, yuz va ming martadan oshiq bo'lgan hollarni ham uchratish mumkin.

Masalan, faol sirtidan 5 sm balandda harorat $25,8^\circ\text{C}$ ga, 50 sm balandlikda esa $24,2^\circ\text{C}$ ga teng bo'lsin. U holda γ ning qiymati (100 m balandlikka nisbatan) $355^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ ga teng bo'ladi.

Yoki yozda tush paytida tuproq yuzasining harorati, 2 m balanddagi havo qatlami haroratidan 10°C gacha oshiq bo'ladi, bu holda haroratning vertikal gradiyenti $\gamma = 500^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ ga teng (100 m ga nisbatan).

Atmosferada havo haroratining balandlik bo'yicha taqsimotini ifodalovchi egri chiziqqa **stratifikatsiya egri chizig'i** deb yuritiladi (5.2-rasm).



5.2-rasm. Stratifikatsiya egri chizig'i

5.2-rasmdan ko'rinadiki, 1500 m balandlikkacha harorat balandlik bo'yicha kamayib borgan, 1500 m dan 2000 m gacha balandlik bo'yicha harorat o'zgarmaydi. 2000 m dan 2500 m gacha harorat inversiyasi ro'y bergan, 2500 m dan yuqorida esa harorat yana balandlik bo'yicha pasayib boradi.

5.2-rasmdagi stratifikatsiya egri chizig'i ayrim balandliklardagi kuzatishlarga oid ma'lumotlar asosida chizilgan. Ammo tabiiy sharoitlarda haroratning balandlik bo'yicha taqsimoti ancha ravon egri chiziq bo'yicha ifodalanadi.

5.8 Atmosferadagi adiabatik jarayonlar. Quruq adiabatik gradiyent.

Potensial harorat. Konveksiya balandligi

Adiabatik deb, termodinamik tizim bilan atrof-muhit orasida issiqlik almashmasdan o'tadigan jarayonga aytiladi.

Gazdan, shu jumladan, havodan iborat termodinamik tizimda adiabatik jarayon o'tganida, uning bosimi va hajmining o'zgarishi atrof muhit bilan issiqlik almashmasdan ro'y beradi. Atmosferada adiabatik jarayonlarga yaqin jarayonlar kuzatilib turadi. Ammo atmosferada aniq izotermik yoki aniq adiabatik jarayon uchramaydi, balki yuqorida aytganimizdek adiabatikka juda yaqin jarayonlar amalga oshib turadi.

Masalan, yuzasida o't o'smagan birmuncha katta o'lchamdagi shudgor maydoni, xuddi o'shancha katta qalin o'tzor bilan yondosh joylashgan bo'lsin. Havo ochiq kunlari shudgor ustidagi havo, o'tzor ustidagi havodan ko'proq isib yengillashib qoladi. Natijada, yengil havo zarralari Arximed kuchining ta'sirida yuqoriga ko'tarila boradi, umumlashtirib aytganda isigan havo massasi yuqoriga ko'tarilgan sari bosimi kamroq qatlamlarga yetib boradi. Ko'tarilgan havo massasi atmosfera bosimiga qarshi ish bajargani uchun ichki energiyasi kamayishi natijasida uning harorati pasayadi.

Havo massasi pastga tushayotganida esa tobora bosimi katta qatlamlarga o'tadi va ortayotgan bosim ta'sirida siqila boradi, tashqi kuchlarning berilgan havo massasini siqishdagi bajargan ishi o'sha havo massasining ichki energiyasiga aylanadi, boshqacha aytganda pastga tushayotgan havo massasining harorati ortadi.

Shunday qilib, gaz (havo) ning adiabatik kengayishida harorati pasayadi, siqilganida esa harorati ortadi. Amaliyotda adiabatik jarayonlarga yaqin jarayonlar quyidagi ikki usulda yuzaga chiqishi mumkin: 1) gaz hajmining juda tez o'zgarishida 2) juda katta gaz massasi hajmining o'zgarishida. Mazkur ikkala holda ham tizim bilan atrof muhit orasida sezilarli issiqlik almashinish ro'y bermaydi. Birinchi usulga misol qilib, ichdan yonar dvigatelda silindrdagi yoqilg'i aralashmaning kengayishi va siqilishini keltirish mumkin. Katta massali gaz hajmining o'zgarishi esa tabiatda keng tarqalgan. Yuqorida bayon qilingan termik konveksiya haqidagi misol ham adiabatik jarayonlarni amalga oshirishning ikkinchi usuliga tegishlidir.

Quruq havoda yoki suv bug'iga to'yinmagan nam havoda o'tadigan adiabatik jarayonni quruq adiabatik jarayon deyiladi.

Quruq va suv bug'iga to'yinmagan havoning harorati o'zgarishi bilan bosimining o'zgarishi orasidagi bog'lanish ideal gazlardagi singari *S. D. Puasson* tenglamasi bilan ifodalanadi Yoki quruq

adiabatik jarayonda gaz (havo) ning dastlabki va keyingi holatlaridagi bosimi bilan hajmining o'zaro bog'lanishi quyidagicha bo'ladi:

$$T_1/T_0=(P_1/P_0)^{0,288} \quad (5.4)$$

bu yerda: P_0 va T_0 - havoning dastlabki holatining bosimi va harorati, P_1 va T_1 - havo holatining adiabatik o'zgarishidan keyingi bosimi va harorati.

Quruq havo va suv bug'iga to'yinmagan havoning vertikal yo'nalishda adiabatik har 100 m ga ko'chishida haroratning o'zgarishini tavsiflaydigan kattalikni quruq adiabatik gradiyent deb yuritiladi.

Quruq adiabatik gradiyentni γ_a harfi bilan belgilanadi va quyidagi formula yordamida aniqlanadi:

$$\gamma_a = -\Delta t / \Delta z = 0,98^\circ\text{C}/100 \text{ m} \approx 1,0^\circ\text{C}/100 \text{ m}$$

bu yerda: Δt balandlik Δz m.ga o'zgarganda haroratning o'zgarishi.

Mazkur formuladagi «-» ishorasi havo yuqoriga ko'tarilganda haroratining pasayishini bildiradi.

Quruq adiabatik gradiyent qariyb $1^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ ga teng bo'lganidan quruq havo yoki suv bug'iga to'yinmagan havo har 100 m ga adiabatik ko'tarilganida harorati 1°C ga pasayadi, 100 m ga adiabatik pasayganida esa harorati 1°C ga ortadi. Agar ko'tarilayotgan havoning dastlabki harorati t_0 ma'lum bo'lsa, u holda istalgan balandlikdagi haroratni quyidagi formula yordamida aniqlanadi.

$$t_z = t_0 - \gamma_a \cdot z \quad (5.5).$$

bu yerda: z -metrlarda ifodalangan balandlik.

Quruq adiabatik qonunga binoan standart bosim (1000gPa) ga keltirilgan quruq havo haroratini potensial harorat deyiladi.

Potensial haroratni θ harfi bilan ifodalaylik. Uning qiymatini hisoblash uchun Puasson formulasidan foydalanamiz. Agar Puasson formulasida $p=1000$ gPa deb olsak, T ni θ bilan almashtiramiz:

$$\theta/T_0=(1000/p_0)^{0,288} \text{ yoki } \theta=T_0(1000/p_0)^{0,288} \quad (5.6)$$

bu yerda: p_0 va T_0 ~havoning dastlabki holatdagi bosimi va harorati. Istalgan balandlikdagi potensial harorat qiymatini quyidagi formula yordamida hisoblash mumkin:

$$\theta_z=T_z+ \gamma_a \cdot Z \quad (5.7)$$

bu yerda : T_z bu Z m balandlikdagi havo harorati.

Havo massasining potensial harorati quruq adiabatik jarayonlarda o'zgarmaydi.

Agar haroratning vertikal gradiyenti $1^\circ\text{C}/100$ m dan kichik bo'lsa, u holda atmosferada potensial harorat balandlik oshgan sari kuchayadi, haroratning vertikal gradiyenti qanchalik kichik bo'lsa, potensial haroratning ortishi tezroq boradi.

Izotermiyada, haroratning vertikal gradiyenti nolga teng bo'lganidan potensial harorat har 100 m balandlikda $1^\circ\text{C}/$ ga ortadi. Haroratning vertikal gradienti $1^\circ\text{C}/100$ m dan katta bo'lsa, u holda atmosferada potensial harorat balandlik oshgan sari kamayadi, haroratning vertikal gradiyenti qanchalik katta bo'lsa, potensial haroratning pasayishi shunchalik tezroq boradi.

Havoning yuqoriga yo'nalgan ko'tarilma harakati so'nadigan balandlikni konveksiya balandligi deb yuritiladi.

Konveksiya balandligida ko'tarilayotgan havo harorati, uni o'rab olgan havo harorati bilan tenglashadi va ko'tarilayotgan oqim-konveksiya jarayoni to'xtaydi.

Endi konveksiya balandligini aniqlash formulasini chiqaramiz. Shu maqsadda iliq havo biror hajmining ko'tarilishidan oldingi

haroratini t_0^1 , iliq havo atrofidagi sovuq havoning harorati t_0 va $t_0^1 > t_0$ deb olaylik.

Adiabatik ko'tarilayotgan havo hajmining Z balandlikdagi harorati

$$t_z^1 = t_0^1 - \gamma_a \cdot Z$$

ga teng bo'ladi. Atrofdagi havoning harorati

$$t_z = t_0 - \gamma \cdot Z$$

Agar z konveksiya balandligi bo'lsa $t_z^1 = t_z$ shart bajariladi.

Demak:

$$t_0^1 - \gamma_a \cdot Z = t_0 - \gamma \cdot Z \text{ yoki}$$

$$t_0^1 - t_0 = Z(\gamma_a - \gamma) \text{ bundan}$$

$$Z = \frac{t_0^1 - t_0}{\gamma_a - \gamma} \quad (5.8)$$

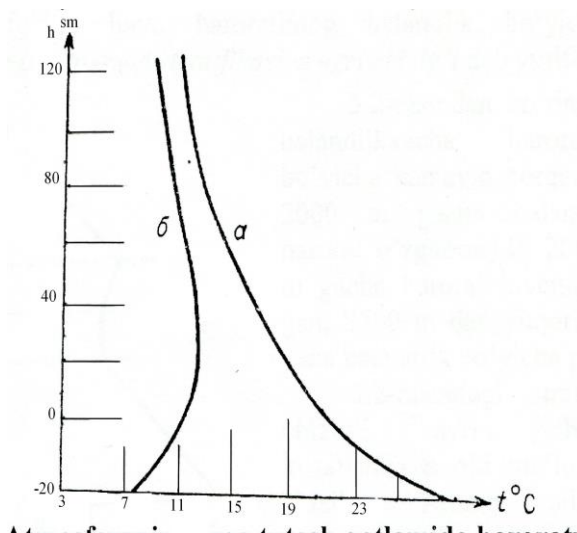
Yuqoridagi (5.8) formuladan ko'rinadiki, konveksiya sathining balandligi, havoning alohida hajmi boshlang'ich haroratining, atrofdagi havo haroratidan ortiqiligiga va haroratning vertikal gradiyentiga bog'liq. Haroratning vertikal gradiyenti o'zgarmas bo'lganda ko'tarilayotgan iliq havoning boshlang'ich harorati atrofdagi havo haroratidan qanchalik yuqori bo'lsa, konveksiya sathi ham shunchalik balandda joylashadi. Agar $t_0^1 - t_0$ o'zgarmas bo'lsa, haroratning vertikal gradiyenti kichiklashgan sari konveksiya sathining balandligi ham pastga tushadi.

5.9. Atmosferaning chegara qatlamida haroratning balandlik bo'yicha o'zgarishi

Biz 2–bobda aytganimizdek, Yer sirtidan 1000-1500 m balandliklargacha cho'zilgan atmosfera qatlamini, uning chegara qatlami deb yuritiladi. Quyosh radiatsiyasining atmosferadan o'tgan qismi faol sirtida yutiladi va undan qaytadi. Isigan faol sirtidan uzatilgan issiqlik hisobiga troposferaning quyi qatlamlari isiydi.

Atmosferaning quyi qatlamlarining isish darajasi faol sirtning turiga va sutka vaqtiga bog'liq. Boshqacha aytganda chegara qatlamda haroratning balandlik bo'yicha taqsimlanishiga faol sirt kuchli ta'sir ko'rsatadi. Kunduzi faol sirtning harorati ancha yuqori bo'lganidan, chegara qatlam havosining harorati ham yuqori, kechasi esa ancha past bo'ladi.

Shunday qilib, faol sirtning harorati sutka davomida o'zgarib turganligi uchun chegara qatlam havosining harorati ham tebranish xususiyatiga ega. Ayniqsa atmosferaning eng quyi (yerga tutash) qatlami absolyut miqdor jihatidan eng katta vertikal gradiyent qiymatlariga ega. Yer sirtidan 30 m va undan yuqoriroq balandliklarda kunduzi musbat, kechasi esa manfiy gradiyentlar mavjud. Yerga tutash qatlamdagi vertikal gradiyentlar 1,5-2 m balandlikkacha, ayniqsa katta bo'ladi. Yerga tutash qatlamning eng quyi qismida shamol ancha kuchsiz bo'lganidan turbulentlik ham susaygan bo'ladi. Shuning uchun ham bu qatlamda kunduzi havo harorati balandlik bo'ylab tez kamayadi, kechasi esa balandlik bo'ylab tez ortadi (5.3-rasm).



5.3-rasm. Atmosferaning yerga tutash qatlamida haroratning balandlik bo'yicha taqsimlanishi: a-kunduzi; b-kechasi.

Yozning issiq kunlarida ko'pincha 2 m balandlikdagi havoning harorati, Yer sirtidagidan 10°C gacha past bo'ladi, shuning uchun ham ikki metrlik balandlikda havo haroratining vertikal gradiyenti $500^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ dan oshib ketadi. Masalan, faol sirt harorati 42°C ga, 2 m balandlikda esa havo haroratini 34°C deb olsak, havoning vertikal gradiyenti $400^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ga teng bo'ladi.

Yerga tutash qatlamda haroratning vertikal taqsimlanishiga **ob-havo sharoitlari** kuchli ta'sir ko'rsatadi. Ularning ta'siri sutkaning turli vaqtlarida har xil: shamol va bulutlilik kunduzi faol sirtning qizishini bo'shashtiradi, kechasi esa sovishiga qarshilik ko'rsatadi. Bunga mos ravishda esa haroratning vertikal gradiyentlari ham kamayadi. Eng katta vertikal gradiyentlar havo ochiq kunlari yoki kam bulutli kunlarda kuzatiladi.

Haroratning vertikal yo'nalish bo'ylab taqsimotiga faol sirtning xususiyatlari ham ta'sir qiladi. Masalan, o'simliklar qoplami vertikal gradiyentni kamaytiradi.

Chunki bu holda faol sirt tuproqdan iborat bo'lmay, balki o'simliklar qoplamining sirti bo'lib qoladi. Yoki yalang tuproq ustida vertikal gradiyent qiymatlari, ekinlar ustidagi qiymatlaridan katta bo'ladi.

Balandlik ortishi bilan faol sirtning havo vertikal gradiyentiga ta'siri zaiflashadi. Natijada, γ o'zining yerga tutashgan qatlamdagi qiymatidan kamayib ketadi. Chegara qatlamda harorat vertikal gradiyentining sutka davomidagi o'rtacha qiymati $0,3-0,4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ni tashkil qiladi.

Yozda kunduz vaqtida Yer sirti kuchli qiziganligidan 300-500 m qatlamdagi vertikal gradiyent qiymatlari, yerga tutashgan qatlam uchun o'rtacha qiymatidan ancha oshib ketishi va ba'zan $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ga yetishi mumkin.

Qish vaqtida gradiyent odatda kichik qiymatlarni oladi va ko'pincha manfiy qiymatlarni qabul qiladi, ya'ni harorat inversiyasi ro'yobga chiqadi. Radiatsion omillarning vertikal gradiyentga ta'siri 500 m dan yuqorida kamayib ketadi. Shuning uchun haroratning vertikal gradiyenti ozayadi va 1,5 km balandlikda $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ qiymatiga yaqinlashadi.

5.10. Erkin atmosferada haroratning balandlik bo'yicha o'zgarishi

Yer sirtidan 1000-1500 m dan yuqorida joylashgan atmosferani erkin atmosfera deb yuritiladi. Erkin atmosferada o'tadigan jarayonlarga Yer relyefining ta'siri sezilmaydi

Butun troposfera uchun havo haroratining vertikal gradiyenti o'rtacha $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ga teng. Ammo uning biror qatlam uchun aniq qiymatlari Yer sirtidan hisoblangan balandlikka, joyning geografik kengligiga va yil davriga bog'liq.

Chegara qatlamdan yuqoridagi troposfera qatlamini haroratning vertikal gradiyenti qiymatlariga qarab quyidagilarga ajratiladi:

1. O'rta troposfera (balandligi 1,5 dan 6-8 km ga gacha).
2. Yuqori troposfera (balandligi 6-8 km dan tropopauzagacha).

O'rta va yuqori troposferada vertikal gradiyentlar chegara qatlamdagidan ortiq bo'ladi. Mo'tadil kengliklardagi o'rta

troposferada vertikal gradiyentlar qishdan yozga o'tishda $0,4$ dan $0,5^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$ gacha, yuqori troposferada esa $0,6$ dan $0,7^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$ gacha o'zgaradi. Quyi kengliklarda haroratning vertikal gradiyenti o'rta troposferada $0,5-0,6^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$ ni, yuqori troposferada esa $0,70-0,75^{\circ}\text{C}$ ni tashkil qiladi.

O'rta va yuqori troposferada haroratning vertikal gradiyentining ortishi turbulent aralashishning kuchayishi bilan yuzaga chiqadi. Tropopauzaning tebranish qatlamida haroratning balandlik bo'ylab pasayishi keskin ozayadi va undan so'ng izotermiya yoki kuchsiz inversiya bilan almashadi.

O'rta va yuqori kengliklarda tropopauza balandligining yillik o'zgarishi qayd qilingan. Masalan, 60° shimoliy kenglikda tropopauza yozda o'rtacha $10,7 \text{ km}$ balandlikda, qishda esa $9,6 \text{ km}$ balandlikda joylashadi.

Bu yerda tropopauza balandligi deyilganida atmosferada tropopauza qatlamining boshlanadigan balandlikni tushunamiz. Harorat vertikal gradiyentining shartli ravishda $0,2^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$ ga teng yoki undan kichik bo'lgan balandlikni tropopauza balandligi deb yuritiladi.

Tropopauzaning ancha past harorati ekvatorial zonalarda kuzatiladi, bu yerda tropopauza o'rtacha past harorat -75°C , ba'zi hollarda esa -90°C gacha pasayadi. Tropopauzaning eng past harorati -92°C ekvatorial zonada $16,8 \text{ km}$ balandlikda kuzatilgan.

Mo'tadil zonada tropopauza harorati o'rtacha -55°C ga teng. Tropopauza balandligi arktik kengliklarda $8-10 \text{ km}$, mo'tadil kengliklarda $10-12 \text{ km}$, ekvator ustida $16-18 \text{ km}$ ni tashkil qiladi. Tropopauza balandligi yozda yuqori, qishda esa pastroq bo'ladi.

5.11. Atmosferadagi inversiyalar

Biz avval atmosfera havosi haroratining balandlik bo'ylab ortishini **harorat inversiyasi** deb aytganmiz. Inversiya atmosferaning

Yerga tutashgan qatlamida va erkin atmosferada ro'y beradi. Vujudga kelish sharoitlariga qarab yerga tutashgan havo qatlamida **radiatsion** va **advektiv** inversiyalar mavjud.

Radiatsion inversiya Yerdagi faol sirt bilan tutashgan havo qatlamining sovishidan paydo bo'ladi.

Faol sirt nur chiqarib soviganda, o'ziga bevosita tutashib turgan havo qatlamini ham sovitadi. Faol sirtidan yuqoriga ko'tarilgan sari havoning harorati orta boradi.

Bunday inversiyalar yozda kechasi, qishda esa kunduzi ro'y beradi. Shuning uchun radiatsion inversiyalar yozgi (tungi) va qishki (kunduzi) turlarga ajraladi.

Yozgi (tungi) inversiyalar havo ochiq kuni kechqurun vujudga kela boshlaydi. Kechasi bilan kuchayib ertalab eng katta qiymatiga erishadi. Quyosh chiqqandan keyin faol sirt, unga tutashgan havo qatlami isiydi va buning oqibatida harorat inversiyasi buzilib ketadi.

Tungi inversiyalar qatlami qalinligi havoning sovish muddatining ko'p-ozligiga va havoning turbulentlik jarayoni sababli aralashish jadalligiga bog'liq. Tungi inversiya ro'y bergan havo qatlamlarining qalinligi 10-150 dan 200-400 m.gacha yetishi mumkin. Bulutlar inversiyani zaiflashtiradi, tezligi 2,5-3 m/s dan ortiq bo'lgan shamollar inversiyani buzib yuboradi.

Bahorda va kuzda tuproq yuzasining manfiy haroratlargacha sovishida vujudga keladigan tungi radiatsion inversiyalar (qora sovuqlar) ekinlarni sovuq urish xavfini yuzaga keltiradi.

Qishda havo ochiq kunlari faol sirtning kun sayin sovib borishidan vujudga keladigan qishki inversiyalar bir necha kun yoki bir necha hafta saqlanishi mumkin. Bunday inversiyalar kunduzi bir oz bo'shashib, kechasi esa yana kuchayib davom etadi. Qishki kunduzgi inversiya qatlami qalinligi bir necha yuz metr ga yetishi mumkin.

Advektiv inversiyalar sovuq faol sirt ustiga iliq havoning bostirib kirishida paydo bo'ladi. Bunda faol sirtga bevosita tutashgan

qatlamlar o'z issiqligining bir qismini sovuq faol sirtga berib soviydi, natijada faol sirt ustidagi havo qatlamida inversiya vujudga keladi. Bahorda qor qoplami ustiga harorati 0°C dan yuqori bo'lgan iliq havo bostirib kirganda ham vujudga keladigan bahorgi (yoki qorli) inversiyani ham advektiv inversiya guruhiga qo'shish mumkin.

Bunda qor bilan qoplangan joy ustiga bostirib kirgan iliq havo qatlamining pastki qismi o'z issiqligining ancha qismini qorni eritishga sarflaydi, natijada olingan joyga bostirib kirgan havo oqimlarining pastki qismlarining harorati 0°C gacha pasayadi, atmosferaning baland qatlamlarida esa ancha yuqori harorat mavjud bo'ladi. Erkin atmosferada ham turli sabablarga binoan harorat inversiyalari ro'y beradi.

5.12. Faol sirt va atmosferaning issiqlik balansi

5.12.1. Faol sirtning issiqlik balansi

Kunduzi atmosfera va tuproq (yoki suv) ning ichki qatlamlari bilan issiqlik almashadigan yupqa qatlami, ya'ni faol sirt o'ziga tushgan to'g'ri va sochilgan radiatsiyalarning hamda atmosferaning yerga tomon yo'nalgan uchrashuvchi nurlanishining bir qismini yutib ozmi-ko'pmi isiydi, ammo faol sirt o'zining uzunto'lqinli nurlanishi tufayli soviydi.

Faol sirt tomonidan yutilgan issiqlik qisman tuproq va suvning ichki qatlamlariga, qisman atmosferaga uzatiladi. Bundan tashqari faol sirt yutgan issiqlikning bir qismi faol qatlamdagi suvni bug'lantirishga sarflanadi. Kechasi faol sirtga yalpi radiatsiya tushmaydi. Shuning uchun faol sirt odatda samarali nurlanish natijasida issiqlik yo'qotadi. Kechasi issiqlik tuproq va suvning ichki qatlamlaridan yuqoriga faol sirt tomon ko'chadi, atmosfera issiqligi esa pastga faol sirtga yo'naladi. Suv bug'ining kondensatsiyasi natijasida esa havodan faol sirtga kondensatsiya issiqligi ajraladi.

Radiatsion balans musbat bo'lgan vaqtlarda faol sirtning olgan issiqligi qariyb to'laligicha tuproq (yoki suv havzasi) ning ichki qatlamlari va atmosfera bilan issiqlik almashuvga hamda faol qatlamdagi suvni bug'lantirishga sarflanadi. Manfiy radiatsion balansda esa faol sirtning yuqotgan issiqligi yuqorida keltirilgan jarayonlar hisobiga qoplanadi.

Faol sirtga kelayotgan va undan ketayotgan issiqlik oqimlarining yig'indisini issiqlik balansi deb yuritiladi.

Biz avvalo ustida o'simliklar qoplami bo'lmagan yalang tuproqdan iborat eng oddiy faol sirtning issiqlik balansini qaraymiz. Faol sirtning radiatsion balansi musbat bo'lganda qoldiq radiatsiya B faol sirtga yutilib issiqlikka aylanib, uning bir qismi tuproqning sirt qatlamlari bilan ichki qatlamlarining issiqlik almashuvi Q_m ga, tuproqning yerga yaqin havo bilan turbulent issiqlik almashuvi Q_t ga va qolgan qismi faol qatlamdagi suvni bug'lantirish issiqligi Q_s ga sarflanadi.

Energiyaning saqlanish va bir turdan boshqa turga aylanish qonuniga asosan faol sirtning biror vaqt oralig'ida olgan issiqlik miqdori bilan uning xuddi shu vaqtda uzatgan (sarflagan) issiqlik miqdorlarining yig'indisi nolga teng bo'ladi, ya'ni :

$$B + Q_m + Q_t + Q_s = 0 \quad (5.9)$$

Endi yalang tuproqdan iborat faol sirtning issiqlik balansi (5.9) ni kunduzgi, tungi va kunduzi yomg'ir yoqqandan keyingi davrlar uchun yozamiz va tahlil qilamiz.

Shu maqsadda yalang tuproqli dala sirtiga keluvchi issiqlik oqimlari yo'nalishini musbat, yalang dala sirtidan ketuvchi issiqlik oqimlari yo'nalishini manfiy deb olamiz. Kunduzgi davr uchun

$$B - Q_t - Q_m - Q_s = 0 \quad (5.10)$$

Tuproq namini bug'lantirishga sarflangan issiqlik miqdori ushbuga teng:

$$Q_s = L \cdot E \quad (5.11)$$

bu yerda: L -suv birlik massasining bug'lanishiga sarflanadigan issiqlik miqdorini, E - bug'lanish tezligini bildiradi.

U holda (5.10) ni quyidagicha yozamiz:

$$B - Q_t - Q_m - L \cdot E = 0 \quad (5.12)$$

Tungi davrda tuproqning samarali nurlanishigina mavjud. Tunda faol sirtga yalpi radiatsiya tushmaydi, shuning uchun $B < 0$.

Kechasi tuproq sirtining harorati, uning ichki qatlamlari haroratidan past bo'ladi, shuning uchun issiqlik havodan tuproqqa ko'chadi. Tunda tuproqqa yaqin havo qatlami tuproqdan iliqroq bo'ladi, shu sababli issiqlik havodan tuproqqa ko'chadi. Bundan tashqari tuproq kunduzi bug'lanishga sarflagan issiqligini ham qaytarib oladi.

Shunday qilib tungi davr uchun yalang tuproqli dalaning issiqlik balansi tenglamasi quyidagicha yoziladi.

$$Q_t + Q_m + L \cdot E - B = 0 \quad (5.13)$$

Kunduzgi davrda ba'zan tuproq qoldiq radiatsiya hisobiga olgan issiqligidan ko'proq issiqlik sarflaydigan hollar ham uchraydi. Masalan, kunduzi yomg'ir yoqqanidan keyin tuproq bug'lanishga shunchalik ko'p issiqlik sarflaydiki, uni qoplash uchun tuproq qoldiq radiatsiyadan tashqari havodan ham issiqlik oladi (chunki bu davrda havo harorati tuproq haroratidan yuqori bo'ladi)

Bunday hol uchun yalang tuproq dalasining issiqlik balansi tenglamasi quyidagicha yoziladi:

$$B + Q_t - Q_m - L \cdot E = 0 \quad (5.14)$$

Agar tuproq quriyotgan bo'lsa, tuproq namligi kamayishi bilan uning bug'lanishi ham kamayadi boradi. Agar tuproqdagi samarali nam nolga teng bo'lsa, tuproq deyarli bug'lanmaydi. U holda $L \cdot E = 0$ bo'lganidan (5.12) tenglamani quyidagicha yozamiz:

$$B = Q_t + Q_m \quad (5.15)$$

Demak, bunday holda qoldiq radiatsiya havoni va tuproqni isitishgagina sarflanadi. Yuqoridagi (5.10) tenglamada issiqlikning

yog'inlar bilan tuproqning ichkarisiga o'tishini, fotosintez uchun energiya sarfini, tuproqda organik moddalar chirishida ajraladigan issiqlikni, Yer qobig'idagi radioaktiv moddalarning yemirilishida ajraladigan issiqlikni e'tiborga olinmagan.

Shunday qilib, faol sirtning issiqlik balans tenglamasi to'rtta asosiy tashkil etuvchidan iborat.

Faol sirt issiqlik balansi tenglamasining asosiy tashkil etuvchilaridan biri radiatsion balans (qoldiq radiatsiya) dan iborat bo'lib, u o'z navbatida noradiatsion issiqlik oqimlari bilan muvozanatlashadi.

Tuproqdagi yoki suv havzasidagi issiqlik oqimi Q_m ularning issiqlik xossalariga bog'liq. Tuproqdagi issiqlik oqimini uning turli chuqurliklardagi harorati va namligi bo'yicha topiladi.

Turbulent issiqlik oqimi Q_t atmosferaning yerga tutashgan qatlamida turbulent aralashish sababli vujudga kelgan issiqlik oqimini miqdor jihatdan tavsiflaydi. Uning miqdorini turli balandliklarda havo haroratlari, suv bug'ining parsial bosimlari va shamol tezliklari haqidagi ma'lumotlar asosida hisoblanadi. Bunday ma'lumotlar turli balandliklarda kuzatishlar olib borish yordamida olinadi.

Havo bilan issiqlik almashuv, ayniqsa quruq cho'llar va sahrolar zonasida kuchli bo'ladi, chunki bunday zonalarda bug'lanishga issiqlik juda ham kam sarflanadi.

Suvni bug'lantirishga sarflanadigan issiqlik yoki bug' kondensatsiyalanganda ajraladigan issiqlik, bug'langan suv yoki kondensatsiyalangan bug' miqdoriga bog'liq. Ularni bug'lantirgichlar bo'yicha kuzatishlar, gradiyent kuzatishlar va boshqa usullar bilan aniqlanadi. Faol sirt issiqlik balansi tashkil etuvchilarining maksimal qiymatlari tushki payt yaqiniga to'g'ri keladi. Ularning sutkalik o'zgarishining maksimal amplitudalari yozda, minimallari esa - qishda kuzatiladi. Yuqorida keltirilgan (5.9) issiqlik balans

tenglamasining har bir hadi sutkalik o'zgarish xususiyatiga ega. Yer sharining turli qismlarida (5.9) tenglamaning har qaysi hadi sutka davomida ikki marta noldan o'tadi (ertalab va kechqurun), maksimal qiymatlariga esa tushki payt yaqinida erishadi. Faol sirt issiqlik balans tenglamasi tashkil etuvchilarining bunday davriy o'zgarishlari yalpi quyosh radiatsiyasining sutkalik o'zgarishlaridan kelib chiqadi.

Issiqlik balans tenglamasining har hadining qiymatlari ortishi, kamayishi yoki ishorasini o'zgartirishi mumkin, ammo istalgan payt uchun ularning algebraik yig'indisi nolga teng.

Issiqlik balans tenglamasining har bir hadi qiymatiga ob-havo va iqlim sharoitlari, agrotexnik tadbirlar kuchli ta'sir qiladi.

5.12.2. "Yer - atmosfera" tizimining issiqlik balansi

"Yer-atmosfera" tizimining issiqlik balansi atmosferaning yuqorigi chegarasidan tuproq (yoki suv havzasi) qatlamlarida meteorologik omillar ta'sirida harorat tebranishi so'nadigan sathgacha cho'zilgan birlik kesimli vertikal havo ustuniga keladigan barcha turdagi issiqlik oqimlarining algebraik yig'indisidan tashkil topadi.

Ko'p yillar davom etgan vaqt mobaynida Yer butunligicha, atmosfera va faol sirtning har qaysisi alohida-alohida issiqlik muvozanati holatida mavjud, ya'ni ular faqat uzluksiz isib yoki sovib bormaydi .

Ularning o'rtacha haroratlari bir ko'p yillik davrdan boshqasiga o'tganda o'zgarmay qoladi. Demak, "Yer-atmosfera" tizimiga issiqlikning kelishi va ketishi (sarfi) ning algebraik yig'indisi nolga teng. Faol sirtning yalpi quyosh radiatsiyasini va atmosferaning uchrashuvchi nurlanishini yutishi bilan yuzaga kelgan issiqlikning kelishi, faol sirtning nurlanishi va noradiatsion issiqlik oqimlari bilan muvozanatlashadi. Atmosfera o'z navbatida quyosh va Yer radiatsiyasini yutishdan tashqari, o'zi ham kosmik fazoga va Yerga

tomon yo'nalgan uzunto'lqinli nurlanish oqimini tarqatadi, shuningdek faol sirt bilan noradiatsion usullar bilan issiqlik almashadi.

Shunday qilib, atmosferaning yuqori chegarasida nuriy muvozanat mavjud bo'lishi, ya'ni radiatsion balans nolga teng bo'lishi kerak. "Yer-atmosfera" tizimining issiqlik balansi katta masshtabli atmosfera jarayonlarini bilishda muhim ahamiyatga ega.

M. I. Budikoning butun Yerning issiqlik balansini hisoblashga doir tadqiqotlari, faol sirtning yutgan quyosh radiatsiyasi, atmosferaning tashqi chegarasiga keladigan jami quyosh radiatsiyasining 43 % ini tashkil qilishini ko'rsatdi. Faol sirtning samarali nurlanishi esa atmosferaning tashqi chegarasiga keladigan jami quyosh radiatsiyasining 15 % ini tashkil qiladi.

Shunday qilib, faol sirtning radiatsion balansi atmosferaning tashqi chegarasiga keladigan jami quyosh radiatsiyasining 28 % ini tashkil qiladi. Buning 23 foizi bug'lanishga va 5 foizi turbulentlik usulida issiqlik uzatishga sarflanadi.

Issiqlik balansi to'g'risidagi ma'lumotlar atmosferaning issiqlik rejimi nazariyasini ishlab chiqishda, atmosferaning umumiy sirkulyatsiyasini o'rganishda, turli geografik hududlar iqlimi xususiyatlarini tadqiq qilishda keng miqyosda qo'llaniladi.

Issiqlik balans to'g'risidagi ma'lumotlar qishloq xo'jaligi ishlab chiqarishining termik va suv rejimlarini tadqiq qilishda muhim ahamiyatga ega.

5-bob uchun savollar va masalalar

1. Atmosferaning issiqlik rejimi deb nimaga aytiladi?
2. Atmosferaga issiqlik uzatish qanday jarayonlar hisobiga amalga oshadi?
3. Havoning isishi va sovishiga faol sirtning ta'sirini tushuntiring.
4. Quruqlik va suv sirtidan iborat faol sirtlar havoning isishi va sovishiga ta'siri bir xilmi? Agar har xil ta'sir qilsa, farqlarini tushuntiring.

5. O'simliklar qoplami havo haroratiga qanday ta'sir qiladi?
6. Qora sovuq deb qanday meteorologik hodisaga aytiladi? Qanday sharoitlarda qora sovuq yuzaga chiqadi? Qora sovuqlarga qarshi kurashish chora tadbirlarini batafsil izohlang.
7. Havo haroratining sutkalik o'zgarish amplitudasi qanday omillarga bog'liq?
8. Haroratning vertikal gradiyenti deb nimaga aytiladi?
9. Havodagi harorat inversiyasining mohiyatini tavsiflang. Harorat inversiya qanday turlarda uchraydi?
10. Stratifikatsiya egri chizig'i qanday yasaladi?
11. Haroratning quruq adiabatik vertikal gradiyenti deb nimaga aytiladi va uning son qiymati nimaga teng?
12. Konveksiya sathi deb nimaga aytiladi? U qanday aniqlanadi?
13. Atmosferaning yerga yaqin va chegaraviy qatlamlarida havo harorati balandlik bo'ylab qanday o'zgaradi?
14. Faol sirtning issiqlik balansi qanday omillar bilan aniqlanadi?
15. Faol sirtning issiqlik balansi tenglamasini yozing va uning har qaysi hadining o'zgarishini tavsiflang?
16. Tuproq ustidagi havo suv bug'iga to'yingan va namlik gradiyenti yo'q bo'lsa, tuproq sirtidan bug'lanish bo'ladimi?
17. Nima uchun kechasi shamolning kuchayishi tuproqning isishiga, kunduzi esa tuproq sirtining sovishiga va havoning isishiga qulaylik yaratadi?
18. 100 m balandlikda havo harorati 20°C , 600 m balandlikda esa 17°C ga teng. Haroratning vertikal gradiyentini aniqlang.
Javobi: $0,6^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$.
19. Yer sirtida havo harorati $4,2^{\circ}\text{C}$, 2000 m balandlikda esa $-3,8^{\circ}\text{C}$ ga teng. Haroratning vertikal gradiyentini aniqlang.
Javobi : $0,4^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$.

20. Yer sirtidan 650 m balandlikda havo harorati $24,5^{\circ}\text{C}$ ga tengligi qayd etilgan. Haroratning vertikal gradiyenti $0,6^{\circ}\text{C}/100$ m. Yer sirtidagi haroratni aniqlang.

Javobi: $28,4^{\circ}\text{C}$.

21. Agar yoz kunida yer sirti yaqinida havo harorati 42°C ga teng bo'lsa, 60 m balandlikdagi havo haroratini aniqlang. Haroratning vertikal gradiyenti $0,6^{\circ}\text{C}/100$ m ga teng.

Javobi : $41,6^{\circ}\text{C}$.

22. Agar Yer sirtidan 2 m balandlikda havo harorati 16°C ga teng bo'lsa, havo harorati 10°C ga teng bo'ladigan balandlikni aniqlang. Haroratning vertikal gradiyenti $0,5^{\circ}\text{C}/100$ m.

Javobi: 1302 m.

VI-BOB. ATMOSFERADAGI SUV BUG'I

6.1. Bug'lanish. Suv va tuproq yuzasidan bug'lanish va o'simliklarning bug'lanishi. Bug'lanuvchanlik

Moddaning suyuq holatdan gazsimon holatga o'tish jarayoniga **bug'lanish** deyiladi. Meteorologiyada asosan suvning bug'lanishi haqida so'z boradi. Yil davomida Dunyo okeani yuzasidan $450 \cdot 10^{12}$ t (tonna) suv bug'lanadi. Quruqlikdan esa bir yilda $70 \cdot 10^{12}$ t suv bug'lanadi. Dunyo okeani va quruqlik shuncha suvni bug'lantirish uchun zarur energiyani quyosh radiatsiyasini yutishdan oladi.

Bug'lanish miqdor jihatdan **bug'lanish tezligi** bilan tavsiflanadi. Amaliy maqsadlar uchun bug'lanish tezligini vaqt birligida bug'langan suyuqlik qatlami qalinligi (mm. lar) bilan ifodalanadi. 1m^2 suv yuzasidan bug'langan 1 mm qalinlikdagi suv massasi 1 kg ga teng. Tabiiy sharoitda bug'lanish tezligi ko'p omillarga bog'liq. Ularning orasidan asosiylari bo'lib bug'lanayotgan sirtning harorati, havoning suv bug'iga to'yinish yetishmovchiligi va shamol tezligi hisoblanadi.

Dalton qonuniga muvofiq bug'lanish tezligi W bug'lanayotgan sirt haroratidagi to'yingan bug' bosimi E_1 bilan havodagi mavjud suv bug'ining parsial bosimi e ning ayirmasiga to'g'ri mutanosib va atmosfera bosimi p ga teskari mutanosibdir, ya'ni:

$$W = A \frac{E_1 - e}{p} \quad (6.1)$$

bu yerda: A -xususiy holda shamol tezligiga bog'liq mutanosiblik koeffitsiyenti.

Yuqoridagi tinch (harakatsiz) havodagi bug'lanishga doir (6.1) formuladan ko'rinadiki, $E_1 - e$ ayirma ortishi bilan bug'lanish tezligi ham kuchayadi. Agar bug'lanayotgan sirt havodan iliqroq bo'lsa, u holda E_1 , havo haroratidagi to'yingan bug' bosimi E dan katta bo'ladi. Bu holda havodagi bug' to'yingan bo'lsada, ya'ni $e = E$ da ham bug'lanish davom etadi. Agar bug'lanayotgan sirt havodan sovuqroq bo'lsa, u holda yetarlicha katta nisbiy namlikda $E_1 < e$ bo'lishi mumkin.

Bunday holda $W < 0$ yuzaga chiqib, havodagi bug' hali to'yingan bo'lmasa ham bug'lanish, bug'ning sirtga kondensatsiyasi bilan almashadi.

Dalton qonuniga asosan bug'lanish tezligi atmosfera bosimiga teskari mutanosib ravishda o'zgaradi. Atmosfera bosimi oshganda molekulalarning suv yuzasidan ajralib chiqishi qiyinlashadi. Natijada bug'lanish tezligi kamayadi.

Atmosfera bosimi kamayganda esa bug'lanish tezligi ortadi. Yer sirtida atmosfera bosimining o'zgarishi ancha kam, shu sababli atmosfera bosimining bug'lanish tezligiga ta'siri juda oz bo'ladi. Tog'li joylarda turli balandliklardagi bug'lanish tezliklarini hisoblashda atmosfera bosimining o'zgarishi ahamiyatga ega.

Bug'lanish tezligi bug'lanayotgan sirt ustida esayotgan shamol tezligiga ham bog'liq. Agar shamol tezligi katta bo'lsa, suv tez bug'lanadi va aksincha, shamol tezligi kichik bo'lsa, bug'lanish sekin boradi.

Bug'lanish tezligi suyuqlik harorati ortishi bilan kuchayadi.

Bug'lanish tezligi faqatgina meteorologik omillargagina bog'liq bo'lmasdan, balki bug'lanayotgan sirtning xossalriga ham bog'liq.

Suv yuzasidan bug'lanish tezligi uning haroratiga, suv ustidagi to'yinish yetishmovchiligi va shamol tezligining ortishi bilan kuchayadi.

Endi bug'lanayotgan sirt bir jinsli bo'lmaganda, masalan, suv havzasi va quruqlikdan iborat bo'lganda bug'lanish sharoitini qaraylik.

Havo quruqlikdan suv havzasiga ko'chganda suv havzasining bug'lanishi kuchayadi, chunki quruqlik ustidan kirib kelgan nisbatan quruq havoda $E_1 - e$ ayirma qiymati, suv havzasi ustida oldin mavjud bo'lgan qiymatidan katta. Natijada, suv havzasi ustidagi havoda $E_1 - e$ ayirma kattalashib bug'lanish tezligi ortadi.

Havo suv havzasidan quruqlikka ko'chganda suv havzasining bug'lanish tezligi kamayadi, chunki suv ustidagi havoda $E_1 - e$ ayirma asta-sekin kamayib boradi. Shamol uncha katta bo'lmagan suv havzalarida bug'lanish tezligini, katta ko'llar va dengizlardagiga qaraganda kuchliroq orttiradi, chunki shamol atrofdagi quruqlikdan ancha issiq havoni ko'chirib olib kiradi.

Tuproq yuzasidan bug'lanish tuproq haroratiga, havo namligiga, shamol tezligiga, tuproqdagi suv miqdoriga, tuproqning fizik xossalariga, tuproq sirtining holatiga, relyefiga va o'simliklar bilan qoplanish darajasiga bog'liq. Quyosh radiatsiyasi tuproq sirtini isitib bug'lanishini tezlashtiradi. Bug'lanish tezligi tuproqning namlik darajasiga ham bog'liq. Tuproq namligi oshgan sari uning bug'lanishi tezlashadi.

To'q tusli tuproq yorqin tuproqqa qaraganda ko'proq isiydi va shu sababli yorqin tuproqqa nisbatan kuchliroq bug'lanadi.

Tuproqdagi suv bug'lanayotgan sirtga kapillyarlar bo'ylab ko'tariladi. G'ovak tuproqda kapillyarlarning diametri katta bo'ladi, shuning uchun g'ovak tuproqda keng kapillyarlar orqali kam suv tuproq yuzasiga ko'tariladi va kam bug'lanadi. Zich tuproqda esa kapillyarlar ingichka bo'lganidan ulardan suv tuproq yuzasigacha yaxshi ko'tariladi, natijada zich tuproq yuzasining bug'lanishi, g'ovak tuproq yuzasining bug'lanishidan jadal bo'ladi.

Tuproq yuzasidan ro'y beradigan bug'lanishga o'simliklar qoplami ham ta'sir etadi. O'simliklar o'ziga tushuvchi quyosh radiatsiyasining ancha qismini ushlab qoladi, shu sababli o'simliklar ostidagi tuproq, ochiq daladagi tuproqqa nisbatan kam isiydi va kam bug'lanadi.

Bug'lanish tezligiga joyning relyefi ham ta'sir qiladi.

Tepaliklarda havo tez harakatlanadi va bug'ni bug'lanayotgan joydan olib ketadi. Shuning uchun tepaliklar yaxshi bug'lanadi. Pastqam joylar ustida havo harakati zaiflashadi va bug'lanish ham kamayadi.

Yonbag'irlarning bug'lanishi ularning ekspozitsiyasiga, ya'ni yonbag'irlarning dunyo tomonlariga qaraganligiga va ufq tekisligiga nisbatan joylashish burchagiga bog'liq.

Janubiy yonbag'irlar shimoliy va sharqiy yonbag'irlarga nisbatan kuchliroq isiydi va shuning uchun janubiy yonbag'irlardagi bug'lanish boshqalariga nisbatan jadalroq o'tadi.

O'simliklarning suvni bug'lanishini transpiratsiya deb ataladi. O'simliklar ildiz tizimi yordamida tuproqdan suvni so'rib barggacha ko'tarib beradi va asosan o'simlik bargi orqali bug'lanadi. O'simlik tanasidan bug'langan suvning ko'p qismi bargdagi og'izchalar orqali tashqi muhitga ajralib chiqadi. Transpiratsiya—bu murakkab fizik-biologik jarayon. Transpiratsiya jarayonining ahamiyatini quyidagicha ko'rsatish mumkin:

- 1) suv va suvda erigan moddalarni o'simlikning yuqorida joylashgan organlariga yetkazib beradi;
 - 2) fotosintez jarayonining to'xtovsiz davom etishini ta'minlaydi.
- Transpiratsiya jarayoni sababli barg og'izchalari ochiq bo'lib, ularning toqimasiga CO₂ gazi o'tishiga imkoniyat yaratiladi.

Fizika fanidan ma'lumki, bug'lanayotgan suyuqlik soviydi (agar suyuqlikka tashqaridan energiya uzatilmasa), xuddi shu asosda o'simlik suvni bug'lantirib o'zining haroratini boshqaradi. Issiq kunlarda o'simlik bug'lanishini kuchaytirib o'zini ortiqcha isishdan saqlaydi.

O'simlikning 1g quruq modda hosil qilish uchun sarflagan suv miqdoriga transpiratsiya koeffitsiyenti deyiladi.

Ba'zi turdagi o'simliklar 1 g quruq modda hosil qilishi uchun 300 g suv sarflasa, boshqa tur o'simliklarning sarflagan suv miqdori 1000g gacha yetadi. Suvning transpiratsiyada ko'p yoki oz sarflanishi o'simliklikning turi va yashash sharoitiga bog'liq. Masalan, g'o'za past agrotexnika sharoitida 1 g quruq modda hosil qilish uchun 1000-1200

g suv sarflasa, yuqori agrotexnika tadbirlari o'tkazilganda 1 g quruq modda hosil qilish uchun 500-600 g suv sarflaydi.

Umuman, mo'tadil iqlim madaniy o'simliklari uchun transpiratsiya koeffitsiyenti 300 dan 800 gacha o'zgaradi.

To'g'ri quyosh radiatsiyasi o'simlikni isitib bug'lanishini jadal oshiradi. Shamol ham bug'lanish tezligini orttiradi. Shamol o'simlikdan bug' bilan boyigan havoni olib ketadi va uning o'rnini ancha quruq havo egallaydi. Buning oqibatida bug'lanish tezligi ortadi. Tezligi 3 m/s shamol o'simlikning bug'lanishini 2-3 marta tezlashtiradi.

Tuproqdan va ekinlardan bo'lgan bug'lanish mavjud gidrometeorologik sharoitda bo'lishi mumkin bug'lanishdan ancha kam bo'ladi. Cho'llar tuprog'ida suv kamligidan bug'lanish juda kam. Berilgan joyda mumkin bo'lgan eng katta bug'lanish chegarasini tasavvur qilish uchun **bug'lanuvchanlik** tushunchasini kiritiladi.

Ma'lum joyda mavjud meteorologik sharoitlarda nam tuproq yoki suv havzalaridan mumkin bo'lgan eng katta bug'lanish imkoniyatiga bug'lanuvchanlik deyiladi. Bug'lanuvchanlik ham bug'lanish singari mm larda ifodalanadi. Qurg'oqchil hududlarda mavjud bo'lgan bug'lanish bilan bug'lanuvchanlik orasidagi farq ancha katta bo'ladi. Masalan, Toshkentda mavjud bo'lgan yillik bug'lanish yig'indisi 200 mm ni tashkil qiladi, yillik bug'lanuvchanligi esa 1200 mm gacha yetadi.

Demak, Toshkentdagi meteorologik sharoitlarda bug'lanuvchanlik, mavjud bug'lanishdan 6 marta katta. Bug'lanuvchanlik bilan bug'lanish orasidagi eng katta farq cho'l hududlarida kuzatiladi.

6.2. Bug'lanishning sutkalik va yillik o'zgarishi

Tabiiy sharoitlarda bug'lanish uzluksiz ravishda amalga oshadi. Bug'lanish tezligi sutka va yil davomida o'zgarib boradi.

Bug'lanish tezligining maksimumi tushki paytdan bir oz o'tgach kuzatiladi. Bu vaqtda bug'lanayotgan sirtning harorati, $E_1 - e$ ayirma, shamol tezligi katta bo'ladi va xuddi shu vaqtda havoning turbulent aralashishi ham jadal ro'y beradi.

Kechqurun bug'lanuvchi sirt harorati asta-sekin pasayadi, $E_1 - e$ ayirma esa nolga intiladi, ya'ni suv bug'i to'yinish holatiga yaqinlashadi. Shuning uchun bug'lanish tezligi ham asta-sekin kamayadi, ba'zan nolga teng bo'lib qoladi.

Agar bug'lanayotgan sirt harorati, havodagi suv bug'ining to'yinish qiymatiga mos haroratdan ko'proq pasaysa, bug'lanish jarayoni atmosferadagi suv bug'ining Yer yuzidagi kondensatsiyasi va sublimasiyasi jarayonlari bilan almashadi. Bug'lanishning sutkalik va yillik o'zgarishining borishi yilning issiq oylarida yaqqol namoyon bo'ladi.

Bug'lanishning yillik o'zgarishining maksimumi shimoliy yarimsharda iyulda, minimumi esa noyabr – dekabr oylarida kuzatiladi. Bug'lanishning sutkalik va yillik o'zgarishining borishi suv bug'ining to'yinish yetishmovchiligiga hamda havo haroratining sutkalik va yillik o'zgarishiga o'xshash ro'y beradi.

Agrotexnikaning asosiy vazifalaridan biri tuproqning befoyda bug'lanishini kamaytirishdir. Tuproqda nam to'plash va uni saqlab qolishda, ko'plab agrotexnik tadbirlarning roli katta. Bahorda tuproqni yuza yumshatish yoki boronalash yo'li bilan namni yopib ketish tadbiri, namning befoyda fizik bug'lanishdan saqlab qoladi. Ekinlarni ekilgach, yerga katok bosish haydalma yuza qatlamning zichligini boshqa qismiga nisbatan o'zgartiradi, bu o'z navbatida yerda nam to'planishiga olib keladi va erta bahorda urug'larning tekis

unib chiqishida va o'simliklarni nam bilan ta'minlashda ahamiyatga ega.

Hozirgi kunda yerda ko'proq nam to'plash uchun Yer betini turli materiallar bilan, masalan, polietilen plyonkasi bilan qoplash, boshqacha aytganda, mulchalash tadbiri keng yoyilmoqda.

Yerni kuzda haydash ham haydalma qatlamda nam saqlashning samarali usulidir.

Kuzda yerni haydaganda ekinlarning vegetatsiyasi davrida tuproqda vujudga kelgan kapillyarlar buziladi, natijada tuproq yuzidan bug'lanish kamayib tuproqdagi nam yaxshi saqlanadi. Ekinlarni, masalan, g'o'zani sug'organdan keyin kultivatsiya qilish ham kapillyarlarni buzib tuproqda namni saqlashga qaratilgan. Tuproqdagi namni saqlab qolishda dala ihota daraxtzorlarining roli ancha katta. O'rmon polosalari qishda daladan qorni uchirib ketishdan saqlab qoladi va yerda ko'proq nam zaxirasini yaratilishiga imkon beradi. Dala ihota daraxtzorlari dalalar ustidagi shamol tezligini ochiq daladagiga nisbatan kamaytiradi. Bu o'z navbatida tuproqning befoyda bug'lanishini kamaytirishga olib keladi.

Tuproqda nam to'plashning keng tarqalgan usullaridan biri-maydonlarda qorni to'plab, ularning erishidan to'plangan suvni saqlab qolishdir. Buning uchun ekin maydonlarining atrofiga poyasi baland bo'lib o'sadigan kulis ekinlar, ya'ni yashil to'siqlardan foydalaniladi.

6.3. O'rmonlarning bug'lanishga ta'siri

O'simlik qoplami tuproqning suvni bug'lanishiga juda katta ta'sir ko'rsatadi. O'simliklar qoplami bo'lganida tuproq yuzasidan namning bug'lanishi ancha kamayadi.

O'simliklar qoplami tuproqni ortiqcha isishdan saqlaydi, shuning uchun o'simlik qoplami ostidagi tuproq yuzasining harorati, yalang tuproq yuzasi haroratidan past bo'ladi. Bundan tashqari o'simlik

qoplami o'zining ostidagi havo namligini oshiradi va namlik yetishmovchiligini kamaytiradi.

Nihoyat, o'simlik qoplami shamol tezligini birmuncha kamaytiradi va Yer sirtidagi turbulent almashinishni kuchsizlantiradi. O'rmonda, ayniqsa, tuproq yuzasidan bug'lanish kuchli zaiflashgan bo'ladi, chunki o'rmon tuprog'i yuzasidagi xazon va shox-shabbalar to'plamidan yig'indisidan tashkil topgan to'shak (ko'rpa) tuproq bug'lanishini kamaytirib yuboradi.

Kuzatishlar o'rmon tuprog'i yuzasidan bug'lanishning ochiq joydagi tuproq yuzasining bug'lanishidan 2-3 marta kamligini ko'rsatadi.

Shunday qilib, o'simliklar qoplami mavjud bo'lganida tuproq yuzasidan bug'lanish kamayadi. Ammo o'simlikning o'zi ham ildiz tizimining olgan suvining ancha qismini bug'lanishga sarflaydi. Shu sababli tuproqning o'simliklar bilan birgalikdagi umumiy bug'lanishi, o'simliklar bilan qoplanmagan yalang tuproq yuzasidan bo'ladigan bug'lanishdan katta bo'ladi.

O'rmondagi daraxtlardan juda ko'p suv bug'lanadi. Ammo o'rmonli dasht zonada esa o'rmon tagidagi tuproqning qurishi bari bir kuzatilmaydi, chunki bu zonada o'rmon tuprog'i yil davomida ochiq daladagidan ko'proq namni jamg'argan bo'ladi. O'rmon zonada yog'inlar ko'p yoqqanligi va sizot suvlari unchalik chuqurda joylashmaganligidan o'rmon shu suvlar hisobiga juda ko'p namni bug'latadi, natijada bu suvlarning sathi pasayadi va tuproq botqoqlanmaydi.

6.4. Suv bug'ining atmosferaga o'tishi. To'yingan bug' bosimi

Ma'lumki, butun Yer sirtining 70 foizgacha qismini suv qoplagan. Atmosferada mavjud suv bug'ining asosiy qismi okean va dengizlarning bug'lanishidan hosil bo'ladi. Ko'llar, daryolar, suv havzalari, nam tuproq va o'simliklarning bug'lanishidan ham

atmosfera ga ancha miqdordagi suv bug'i to'planadi. Qor qoplami va muzliklarning bug'lanishi juda kam darajada bo'ladi. Bu misollardan ko'rinadiki, bug'lanuvchi sirt turiga qarab bug'lanish har xil jadallikda o'tadi. Bir joyning o'zida ham bug'lanish haroratga bog'liq ravishda o'zgarib turadi.

Suv bug'lanishida havoning suv sirtiga yondoshgan qatlamlarida eng ko'p suv bug'i bo'ladi. Suv bug'i atmosferaning yuqori qatlamlariga asosan havo bilan birgalikda issiqlik konveksiyasi, turbulent aralashish va molekulyar diffuziya jarayonlari bilan ko'tariladi.

Havodagi suv bug'ining miqdori joyning fizik-geografik sharoitlariga bog'liq ravishda o'zgaradi. Bundan tashqari, havodagi suv bug'ining miqdori yil fasllariga, sutka vaqtiga va ob-havo sharoitlariga bog'liq. Shuning uchun ham havodagi suv bug'ining miqdori ham o'zgaruvchandir.

Atmosferada uzluksiz ravishda bug'lanishga teskari jarayon - suv bug'ining havodan suvga, tuproqqa, o'simlikka, qor va muz qoplamlariga o'tishi ham ro'y berib turadi. Agar biror vaqt davrida suv sirtidan ajralib chiquvchi suv molekulalarining soni, qaytuvchi suv molekulalari sonidan oshiq bo'lsa, natijaviy jarayon bug'lanish bo'ladi.

Bug'lanayotgan sirt ustidagi suv bug'ining miqdori ortib borib, nihoyat birlik yuzadan vaqt birligida ajralib chiqayotgan molekulalarning soni, xuddi shu vaqtda bug'lanayotgan sirtga qaytib tushayotgan molekulalar soniga teng bo'lib qolishi mumkin, ya'ni bug'lanayotgan muhit bilan uning ustidagi bug' orasida harakatli muvozanat vujudga keladi. Bunday holatdagi bug'ni **to'yingan bug'** deyiladi. Agar bug'lanayotgan sirtidan uchib chiquvchi molekulalar soni, bug'lanayotgan sirtga qaytib tushuvchi molekulalar sonidan kam bo'lsa, natijaviy jarayon – suv bug'ining kondensatsiyasi bo'ladi.

Suv bug'i boshqa gazlar kabi bosimga ega. Suv bug'ining parsial (xususiy) bosimini ko'pincha suv bug'ining elastikligi deb ham yuritiladi. Havodagi mavjud suv bug'ining parsial bosimini **e** harfi bilan belgilanadi. Havoda suv bug'lari ortsa suv bug'ining parsial bosimi **e** ham ortadi. Suv bug'ining parsial bosimi **e** ni hozirgi vaqtda **gPa** (gektopaskal) birlikda o'lchanadi.

Berilgan haroratda suv bug'ining parsial bosimi (elastikligi) biror maksimal **E** qiymatgacha ortishi mumkin va uni ***bug'ning shu haroratdagi maksimal elastikligi yoki to'yingan bug' elastikligi*** deb yuritiladi. Demak, **$e < E$** da bug'ni to'yinmagan bug', **$e = E$** da esa ***to'yingan bug'*** deb yuritiladi.

Shunday qilib, havodagi suv bug'ining berilgan haroratda mavjud bo'lishi mumkin bo'lgan eng katta parsial bosimini to'yingan bug' bosimi deyiladi va **E** harfi bilan belgilanadi, uni ham **gPa** birlikda ifodalanadi.

Havoning harorati qanchalik yuqori bo'lsa, to'yingan bug' bosimi ham kattalasha boradi.

Masalan, harorat 0°C bo'lganda suvning tekis sirti ustidagi to'yingan bug' bosimi 6,1 gPa ga, 10°C da esa 12,3 gPa ga, 20°C da 23,4 gPa ga, 30°C da 42,4 gPa ga teng bo'ladi. Bu misollardan ko'rinadiki, harorat oshgan sari havo o'zida tobora ko'p suv bug'ini saqlay oladi.

Musbat haroratlarda distirlangan suvning tekis sirti ustidagi to'yingan bug' bosimi faqat haroratga bog'liq. Manfiy haroratlarda esa u yana bug'lanayotgan sirtning qanday (o'ta sovigan suv yoki muz) holatda ekanligiga bog'liq.

Biror haroratda muz ustidagi to'yingan bug' bosimi, xuddi shu haroratdagi o'ta sovigan suv ustidagi to'yingan bug' bosimidan kichik. Masalan, harorat -5°C bo'lganda o'ta sovigan suv ustidagi bug' bosimi 4,21 gPa, muz ustidagi bug' bosimi esa 4,01 gPa ga teng. Demak, suv

ustidagi bug'ning to'yinishi, muz ustidagi to'yinishga qaraganda ko'proq bosimda boshlanadi.

To'yingan bug' bosimi harorat va bug'lanayotgan sirtning qanday fazaviy holatda ekanligidan tashqari, bug'lanayotgan sirtning egriligining turiga ham bog'liq.

Qavariq sirt, masalan, tomchi ustidagi to'yingan bug' bosimi, xuddi shu haroratdagi tekis sirt ustidagi to'yingan bug' bosimidan katta. Botiq sirt, masalan, kapillyar naydagi suv sathi ustidagi bug' bosimi xuddi shu haroratdagi tekis sirt ustidagi to'yingan bug' bosimidan kichik bo'ladi. Ammo bu farqlar radiusi 10^{-4} sm dan kichik tomchilar ustida va tuproqdagi juda ingichka kapillyarlar ustida sezilarli bo'ladi.

6.5. Havo namligini tavsiflaydigan kattaliklar

Nam havodagi suv bug'ining miqdoriga havo namligi deyiladi.

Havo namligi suv bug'ining parsial bosimi, to'yingan bug' bosimi, absolyut namlik, havoning nisbiy namligi, to'yinish yetishmovchiligi (kamomati), shudring nuqtasi kabi kattaliklar yordamida tavsiflanadi.

Endi ularning har birini qarab chiqamiz:

1. Suv bug'ining parsial bosimi (elastikligi) e deb - berilgan haroratda havo tarkibidagi suv bug'ining faqat o'zi, havo hajmiga teng hajmni egallaganida hosil qiladigan bosimiga aytiladi. Suv bug'ining parsial bosimi oldin aytganimizdek **gPa** birlikda o'lchanadi.

2. To'yingan suv bug'ining bosimi E -berilgan haroratda suv bug'ining mumkin bo'lgan eng katta parsial bosimi (elastikligi) dan iborat va u ham **gPa** birlikda ifodalanadi.

3. Absolyut namlik α deb – nam havoning hajm birligidagi suv bug'ining massasiga aytiladi. Havoning absolyut namligi odatda **g/m^3** birlikda ifodalanadi.

Boshqacha aytganda absolyut namlik havoda mavjud bo'lgan suv bug'ining zichligi bilan aniqlanadi. Amalda havoda mavjud bo'lgan suv

bug'i miqdorini o'lchash juda qiyin. Ammo absolyut namlikning son qiymati, xuddi shu sharoitdagi suv bug'ining parsial bosimidan juda kam farq qiladi. Gaz bosimini o'lchash esa ancha oson.

Shunday bo'lsa-da, meteorologiyada suv bug'ining parsial bosimi va absolyut namlik tushunchalari mavjud.

Absolyut namlik a bilan suv bug'ining parsial bosimi e orasida quyidagicha munosabat mavjud:

$$a = 217 \frac{e}{T} g / m^3 \text{ yoki } a = \frac{0,8e}{1 + \alpha t} \quad (6.2)$$

bu yerda: e - gPa birlikda ifodalangan suv bug'ining parsial bosimi, T -havoning absolyut harorati, t – havoning harorati $^{\circ}C$ larda ifodalanilgan.

4. Havoning nisbiy namligi f deb-mazkur haroratdagi suv bug'i parsial bosimi e ning, xuddi shu haroratdagi to'yingan bug' bosimi E ga nisbatiga aytiladi va nisbiy namlik foiz hisobida quyidagicha ifodalanadi:

$$f = \frac{e}{E} \cdot 100\% \quad (6.3)$$

Quruq havoda $e=0$ bo'lganidan $f=0$ ga teng boladi. Agar $e=E$ bo'lsa $f=100\%$ ga teng. Demak, havo suv bug'iga to'yinganida nisbiy namligi 100 foizga tenglashadi.

Shunday qilib, nisbiy namlik havoning suv bug'iga to'yinishiga qanchalik uzoq-yaqinligini tavsiflaydigan kattalikdir.

5. To'yinish yetishmovchiligi d -berilgan haroratdagi to'yingan bug' bosimi E bilan, havo tarkibidagi mavjud suv bug'i parsial bosimi e ning ayirmasiga teng:

$$d = E - e \quad (6.4)$$

To'yinish yetishmovchiligi d ni ham gPa birlikda ifodalanadi.

To'yinish yetishmovchiligi havoning berilgan haroratda suv bug'iga to'yinishi uchun mavjud bug' miqdoriga yana qancha bug' kerakligini bildiradi. Nisbiy namlik oshgan sari to'yinish

yetishmovchiligi kamaya boradi, $f = 100\%$ bo'lganda esa to'yinish yetishmovchiligi nolga teng bo'ladi.

e va **E** ning ta'riflaridan ko'rinadiki, **e** havodagi suv bug'ining miqdoriga, **E** esa havo haroratiga bog'liq. Shuning uchun to'yinish yetishmovchiligi havoning harorat va namlik sharoitini ifodalaydigan kattalikdir. Bu esa namlik yetishmovchiligidan qishloq xo'jalik ekinlarining o'sish sharoitini baholashda foydalanish imkonini beradi.

6. Shudring nuqtasi t_d deb havodagi mavjud suv bug'ining to'yinish holatiga o'tish haroratiga aytiladi. Nisbiy namlik $f = 100\%$ bo'lganida havo harorati shudring nuqtasi bilan mos tushadi.

Jadval bo'yicha to'yingan bug' bosimi 12,3 gPa bo'lsa, mazkur vaqtda havoning harorati qandayligiga qaramasdan shudring nuqtasi 10°C ga teng bo'ladi, chunki shu haroratda to'yingan suv bug'i 12,3 gPa bosim beradi.

Demak, shudring nuqtasini aniqlash uchun suv bug'ining parsial bosimi **e** ni bilish kerak. U holda to'yingan bug' bosimi jadvaliga qarab, **e** ning qiymati bo'yicha uning to'yingan bug'ga aylanishi haroratini aniqlash lozim.

6.6. Havo namligini o'lchash usullari

Hozirgi vaqtda havo namligini o'lchash uchun **psixrometrik** va **gigrometrik** usullar eng ko'p qo'llaniladi.

Birinchi usulning nomi grekcha «psixros» - sovitish, sovuq so'zidan kelib chiqqan bo'lib, havo namligini o'lchash uchun termometrlardan birini sovitish kerakligini bildiradi.

Havo namligini aniqlash uchun qo'llaniladigan eng ko'p tarqalgan asboblardir - stansion va aspirasion psixrometrlarning ishlashi shu usulga asoslangan.

Stansion psixrometr. Bunday psixrometr maxsus psixrometrik budkada 5.2-rasmdagi kabi shtativga vertikal holatda bir-biriga yaqin

qilib o'rnatilgan ikkita bir xil psixrometrik termometrlardan tashkil topgan.

Chap tomondagi termometrni odatda **quruq**, o'ng tomondagini esa **ho'llangan** termometr deb ataladi.

Ho'llangan termometr rezervuarini batist (doka) lentaning bir uchi bilan zich qilib o'ralgan, batist lentaning ikkinchi uchi distirlangan suv quyilgan stakanchaga tushirilgan. Stakancha 6.1-rasmda ko'rsatilganiday metall tayoqchani uchidagi sim halqaning ichiga kiritib o'rnatilgan. Suvni toza saqlash uchun stakanchaning og'zi shisha yoki rux qopqoq bilan yopilgan bo'ladi, qopqoqda batistni stakandagi distirlangan suvga tushirish uchun mo'ljallangan teshikcha bor. Psixrometrda 15 minutda suvni pilik kabi shimib 7-8 sm gacha balandlikka ko'taradigan batist lenta qo'llaniladi. Termometr bo'yicha hisoblarni tez bajarish kerak, aks holda kuzatuvchining termometr oldida ko'proq turib qolishi uning ko'rsatishlarini buzadi. Kuzatishlarda ikkala termometr ko'rsatishlari $0,1^{\circ}\text{C}$ aniqlikda hisob qilinadi.

Issiq va quruq ob-havoda hisoblarni boshlashdan 10-15 minut oldin og'zi halqasigacha suv to'ldirilgan ochiq stakanni yuqoriga ho'llangan termometr rezervuarini suvga to'liq botguncha ko'tarish kerak, shundan so'ng qopqoqni yopib, stakanni avvalgi joyiga qo'yish lozim.

Qora sovuqlar boshlanishi bilan batistni termometr rezervuaridan 0,2-0,3 sm pastdan qirqiladi va suvli stakanni psixrometrik budkadan olib qo'yiladi. Hisoblar boshlanishidan 30 minut oldin xona haroratidagi suvli stakanni termometr rezervuarigacha yuqoriga ko'tarib batistni ho'llanadi.

Ho'llangan termometrning ko'rsatishi 0°C dan $2-3^{\circ}\text{C}$ ga oshganidan keyin stakanni olib qo'yiladi. Bu vaqtda batistdagi oldindan qolgan muz bo'lakchalari erigan bo'ladi.

Havo harorati -10°C dan past manfiy bo'lganida havoda suv bug'larining miqdori juda kam bo'lganidan namlikni psixrometrik usulda kuzatish ishonchli natijalar bermaydi. Shuning uchun qish vaqtida namlikni **soch tolali gigrometr** yordamida o'lchanadi.

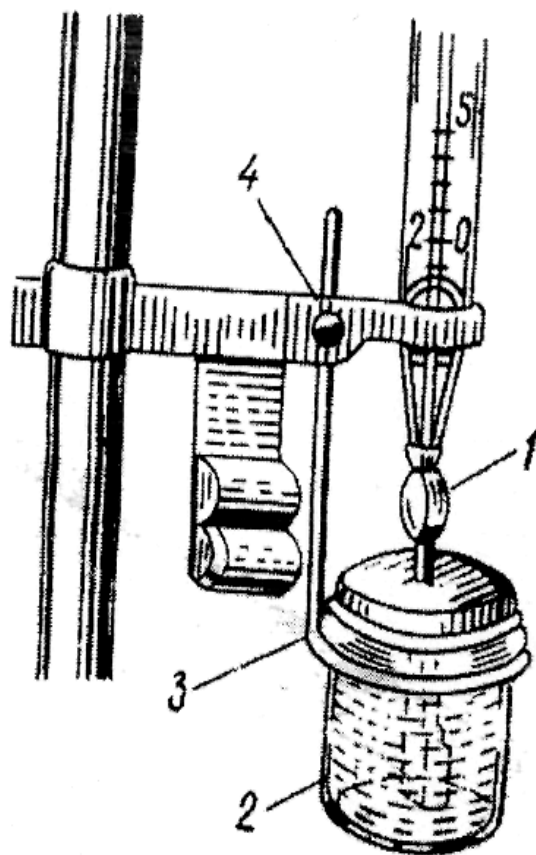
Nisbiy namlikning vaqtga nisbatan o'zgarishlarini **soch tolali gigrograf** yordamida uzluksiz qayd etiladi. Havo qanchalik quruq bo'lsa, ho'llangan termometr rezervuari sirtidagi suv shunchalik tez bug'lanadi va uning harorati biror qiymatigacha pasayib boradi. Demak, havo namligi qanchalik oz bo'lsa, quruq va ho'l termometrlarlar ko'rsatishlaridagi farq shunchalik katta bo'ladi. Havo namligi katta bo'lganida esa quruq va ho'llangan termometrlar ko'rsatishlarining farqi kam bo'ladi.

Agar havo suv bug'iga **to'yingan bo'lsa ikkala termometr bir xil ko'rsatadi.**

Havo namligini quruq va ho'llangan termometrlar ko'rsatishlari bo'yicha hisob qilinadi.

Amaliyotda havo namligini hisob qilishni tezlashtirish uchun maxsus «Psixrometrik jadvallar» dan foydalanib havo namligini tavsiflaydigan barcha kattaliklar: suv bug'ining haqiqiy elastikligi e , havoning nisbiy namligi f , shudring nuqtasi t_d va namlik yetishmovchiligi d larning tayyor qiymatlarini aniqlanadi.

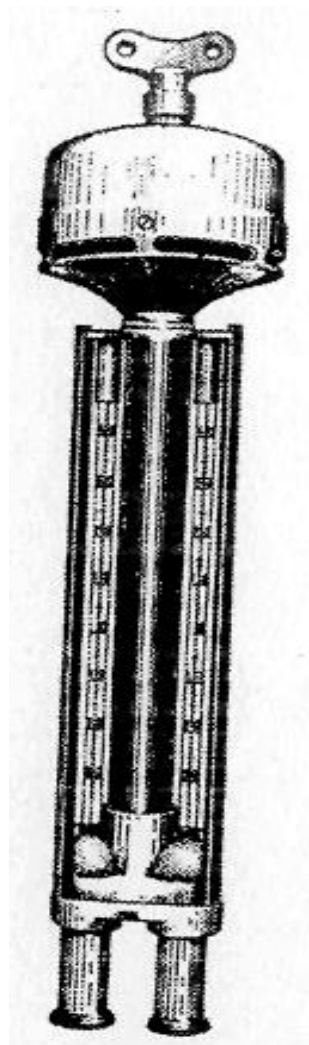
Aspiratsion psixrometr MV-4M. Aspiratsion psixrometr havo namligini eng aniq o'lchaydigan meteorologik asboblardan biridir.



6.1-rasm. Ho'llangan termometr va stakancha:

1-ho'llangan termometr rezervuari;
2-stakancha; 3-sim halqa; 4-vint.

Havo namligini ko'chma sharoitlarda va ekinlar orasida o'lchashda aspiratsion psixrometr eng qulay asbob hisoblanadi. Uning ishlash tamoyili stansion psixrometrikidan farq qilmaydi. Bunday psixrometrlarda termometrlarning qabul qiluvchi qismi-rezervuarlari yaqinida sun'iy ventilyatsiya yordamida 2 m/s o'zgarmas tezlikli havo oqimini hosil qilinadi (6.2-rasm). Aspirasion psixrometr ikkita psixrometrik termometrdan iborat bo'lib, ular metall g'ilofning ichiga 6.2-rasmdagi kabi bir-biriga yaqin qilib joylashtirilgan. Termometrlar rezervuarlari silindrik shaklda va shkalasidagi bitta bo'lim qiymati $0,2^{\circ}\text{C}$.



6.2-rasm.
Aspiratsion psixrometr

G'ilof, pastki qismidan ikkiga ajraluvchi trubka va yon tomonidan himoya qismidan iborat. Trubkaning ustki qismi **aspirator** bilan biriktirilgan.

Aspirator ikki qavat qilib tayyorlangan trubkalar orqali tashqaridan havo so'radi va havo oqimi o'zgarmas tezlikda rezervuarlarni aylanib o'tadi. Aspiratorning prujinali mexanizmini kalit bilan buralib ishga tushiriladi.

Psixrometrda o'ng tomondagi termometr rezervuariga zich qilib batist o'rab qo'yilgan va batist lentani rezervuardan pastroqdan qirqilgan.

Quyosh nurlarini yaxshi qaytarish uchun asbobning metall qismi nikel qatlami bilan qoplangan. Termometrlar rezervuarlarini asbob

korpusidan izolyasiya qilinganligi va o'zgarmas tezlikdagi havo oqimini hosil qilinganligi tufayli bu psixrometrni quyosh nurlaridan va shamoldan qo'shimcha himoya qilinmaydi. Shuning uchun ularni ochiq havoda o'rnatiladi.

Psixrometrni qishda kuzatishlarni boshlashdan 30 min oldin, yozda 15 minut oldin tashqariga olib chiqib qo'yiladi. O'ng tomondagi termometr rezervuariga o'ralgan batistni pipetkali ichaksimon nok bilan qishda kuzatish muddatidan 30 minut, yozda esa 4 minut oldin ho'llash kerak. Batistni ho'llagach, aspirator prujinasini bir necha marta buraladi va hisob vaqtida aspirator to'la ravishda ishlab turishi kerak. Qishda hisobni boshlashdan 4 minut oldin aspirator prujinasini yana bir necha marta buraladi.

Odatda aspiratsion psixrometr yordamida o'lchash natijalarini hisob qilishni «Psixrometrik jadvallar» yordamida olib boriladi.

Soch tolali gigrometr MV-1 havoning nisbiy namligini o'lchash uchun qo'llaniladi. Bu asbob meteorologik stansiyalarda psixrometrik budkaga o'rnatiladi. Gigrometrning qabul qiluvchi qismi yog'sizlantirilgan odam sochidan iborat. Asbobda soch tolasi vertikal joylashtirilib, ustki uchi metall ramaga mahkamlanadi, pastki uchi esa strelka bilan ulangan. Gigrometrning ishlashi namlik o'zgarganda soch tolasi uzunligining o'zgarishiga asoslangan. Namlik ortganda odam sochi uzayadi, kamayganda esa qisqaradi. Bu harakatlar strelkaga uzatiladi va strelka shkaladan havoning nisbiy namligining qiymatlariga mos bo'limlarni foizlarda ko'rsatadi.

Gigrograf M-21A havo nisbiy namligi o'zgarishini uzluksiz yozib boradigan asbobdir. Bu turdagi gigrografning namlikni qabul qiluvchi qismi yog'dan tozalangan odam sochlari tolalaridan tayyorlangan dasta bo'lib, uning ikkala uchi ham ramaga mahkamlangan bo'ladi. Gigrografning qolgan qismlarining tuzilishi termografnikiga o'xshaydi.

6.7. Suv bug'i parsial bosimi va nisbiy namlikning sutkalik va yillik o'zgarishi

Atmosferaning Yerga tutashgan qatlamida e ning sutkalik o'zgarishi ancha aniq ko'rinishga ega. Okeanlar, dengizlar va qirg'oqlar ustidagi suv bug'i parsial bosimining o'zgarishlari suv hamda havo haroratlarning sutkalik o'zgarishiga o'xshaydi. Uning minimal qiymatlari quyosh chiqishi oldidan va maksimal qiymatlari soat 14-15 larda kuzatiladi. Quyosh chiqishi oldidan faol sirtlarning harorati eng past va bug'lanishi kam. Shuning uchun havodagi suv bug'i ham oz bo'ladi (6.3-rasm, a).

Yilning sovuq vaqtlarida quruqlik ustidagi suv bug'i parsial bosimining o'zgarishi yuqoridagiga o'xshaydi (6.3-rasm, b).

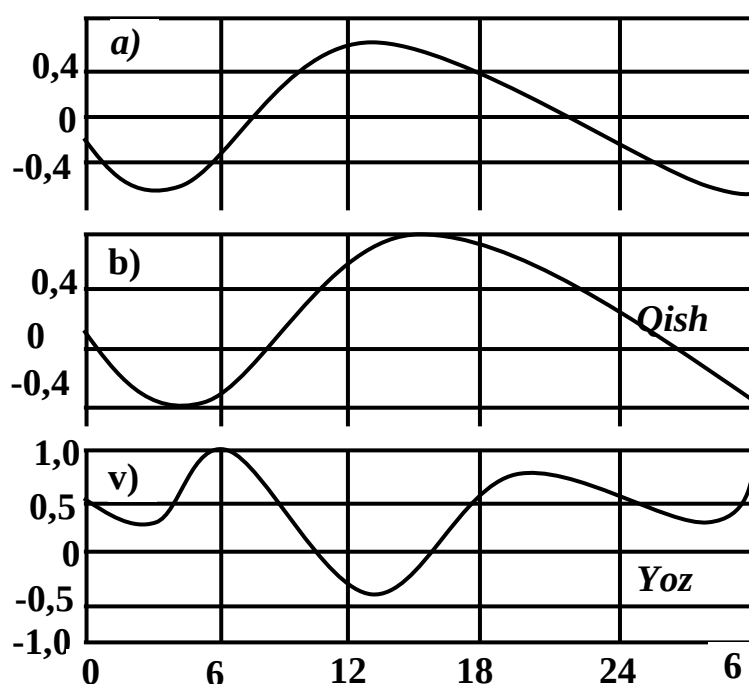
Quruqlik ichkarisida e ning sutkalik o'zgarishining borishi boshqacha xususiyatda bo'ladi. Yilning iliq davrida, ayniqsa, Yozda quruqlik ichkarisida e ning sutkalik o'zgarishida ikkita minimum: quyosh chiqishi oldidan va soat 15-16 larda, ikkita maksimum: ertalab soat 8-10 da va kechqurun soat 20-22 larda kuzatiladi.

Birinchi minimum erta tongda havo harorati minimumi bilan birgalikda boshlanadi. So'ngra bug' bosimi harorat bilan birgalikda soat 9 gacha ortadi. Shundan so'ng bug' bosimi soat 15 largacha kamayadi, bunda ikkinchi minimum boshlanadi. So'ngra bug' bosimi soat 21-22 largacha yana ortadi, ikkinchi maksimum boshlanadi (6.3-rasm, v). Suv bug'i parsial bosimining ikkilanma bo'lishining sababi, quruqlik ustida kunduzgi soatlarda konveksiyaning rivojlanishidir. Quyosh chiqqanidan keyin tuproq isiy boshlaydi.

Shuning uchun bug'lanish ham kuchayadi va Yer sirti ustidagi bug' bosimi ham ortadi. Soat 8-10 larda konveksiya yetarli darajada rivojlangan bo'ladi. Yer sirtiga yaqin suv bug'iga boyigan havo konveksiya sababli yuqoriga ko'tariladi, uning o'rnini esa ancha quruq havo egallaydi, natijada suv bug'i parsial bosimi kamaya boshlaydi.

Suv bug'ining vertikal almashinishi soat 14-16 larda eng kuchaygan bo'ladi, xuddi shu vaqtga suv bug'i parsial bosimining minimumi to'g'ri keladi. Soat 14-16 lardan keyin bug'ning vertikal almashinishi kuchsizlanadi va quyi qatlamlardagi suv bug'i parsial bosimi yana ortadi, quyosh botishiga yaqin esa ikkinchi maksimal qiymatiga erishadi.

Suv bug'i parsial bosimining yillik o'zgarishi quruqlik va okean ustidagi havo haroratining yillik o'zgarishi bilan mos keladi. Shimoliy yarimsharda parsial bosimning maksimal qiymati iyul oyida, minimal qiymati esa yanvar oyida kuzatiladi.



6.3-rasm. Tropik okeandagi va Nukus shahridagi suv bug'i parsial bosimining qishda va yozda sutkalik o'zgarishining borishi. Δe -o'rtacha sutkalik qiymatlardan chetlanishi

O'zbekiston hududida suv bug'i parsial bosimining taqsimlanishi quyidagicha bo'ladi: qishda (yanvarda) respublika tekisliklarining shimoliy qismida e ning qiymatlari 3-4 gPa, janubiy qismida 5-6 gPa ga teng. Tog'li qismida haroratning pastligi sababli e ning miqdori 1-2 gPa dan kam. Yozda suv bug'ining parsial bosimining o'rtacha

miqdori qishdagiga nisbatan ko'p bo'lib Orol dengizi bo'yida, Quyi Amudaryoda 19-25 gPa ga yetsa, Qizilqumda 9-10 gPa ni tashkil qiladi. Demak, yozda e ning taqsimlanishi haroratdan tashqari yana sug'oriladigan yerlar, suv havzalari (daryo, kanal, suv omborlari, ko'llar) ning mavjudligiga ham bog'liq.

Suv bug'i parsial bosimining sutkalik amplitudasi qishda 0,3-0,7 gPa ni, yozda esa 1,0-5,0 gPa ni tashkil qiladi.

Suv bug'i parsial bosimining yer sirtidagi eng kam qiymatlari qishda Antarktika va Yakutiyada uchraydi, e ning qiymatlari gektopaskalning yuzlik ulushlariga teng bo'ladi, ekvatorida esa e ning eng katta qiymati 35 gPa gacha yetadi. Havo qanchalik issiq bo'lsa, u shunchalik ko'p bug'ni to'yinmagan holda saqlashi mumkin va bug'ning parsial bosimi ham kattalasha boradi. Ammo e ning qiymatlari suv bug'ining atmosferaga o'tishi imkoniyatlariga ham bog'liq. Masalan, cho'llarda harorat yuqori bo'lsa ham suv bug'ining parsial bosimi juda kam, chunki quruq yerning bug'lanishi juda kamligidan atmosferaga ham oz bug' miqdori qo'shiladi.

Havo nisbiy namligining sutkalik o'zgarishining borishi havo haroratining sutkalik o'zgarishiga teskari ravishda ro'y beradi. Buni quyidagicha tushuntiriladi.

Nisbiy namlik f ning sutkalik o'zgarishi e va E larning sutkalik o'zgarishiga bog'liq.

Suv bug'i parsial bosimi e ning sutkalik o'zgarish amplitudasi unchalik katta emas. Kunduzi bug'lanish kuchayib atmosferada bug' miqdorining ortish tezligiga qaraganda to'yingan bug' bosimi tezroq ortadi. Demak, e ga nisbatan E tezroq ortadi. Shuning uchun e/E nisbat havo harorati oshgan sari kamaya boradi va sutkalik minimum soat 14-15 larga to'g'ri keladi. Nisbiy namlikning sutkalik o'zgarish maksimumi esa kechasi yoki quyosh chiqishi oldidan kuzatiladi.

Nisbiy namlik sutkalik o'zgarishining bunday me'yorda o'tishi ba'zi yerlarda masalan, dengiz qirg'oqlarida briz shamolining ta'sirida buziladi. Chunki tushki paytlarda briz shamoli qirg'oqqa ko'plab suv bug'ini olib keladi, natijada e ning qiymati ortishi bilan f ham ortadi (normal sutkalik o'zgarishda esa f tushki paytda kamayishi kerak).

Nisbiy namlikning yillik o'zgarishida maksimal qiymati qishda, minimal qiymati esa yozda kuzatiladi.

O'zbekiston hududida havoning nisbiy namligi yil davomida o'zgarib boradi: yoz oylarida kamayib, qish oylarida esa haroratning pastligi va yog'ingarchilikning ko'pligi sababli ortadi.

Tekisliklarda va tog' oldi hududlarda yanvar oyida havoning o'rtacha oylik nisbiy namligi 70-80 % atrofida (Termizda 79 %, Toshkentda 71 %) bo'ladi. Tog'li joylarda havoning nisbiy namligi ancha kam. Masalan, Chimyonda 59 %, Shohimardonda 55 %.

O'zbekistonda yozda (iyulda) haroratning yuqoriligi va yog'inlarning deyarli bo'lmasligi sababli havoning o'rtacha oylik nisbiy namligi Qizilqumda, Qarshi va Sherobod cho'llarida eng kam bo'lib, 30-35 % ni tashkil etadi. Respublika hududining qolgan qismlarida esa o'rtacha nisbiy namlik 40-50 % atrofida (Andijonda 46 %, Chimyonda 48 %) o'zgaradi.

Toshkent shahrida yanvarda o'rtacha oylik nisbiy namlikning sutkalik o'zgarishida maksimum 77 % mahalliy vaqt bilan soat 22 atrofida, minimum 58 % esa soat 13 larda kuzatiladi. Toshkent shahrida iyul oyida o'rtacha nisbiy namlikning sutkalik o'zgarishida maksimum 57 % soat 04 larda, minimum 23 % esa soat 13-16 larda kuzatiladi.

Havoning nisbiy namligi 30 % va undan kam bo'lgan kunlarni **qurg'oqchil kunlar** deb yuritiladi. Uni bilish qishloq xo'jaligi ishlab chiqarishida amaliy ahamiyatga ega. Bunday kunlar respublikamiz

tekislik qismida yil bo'yi o'rta hisobda 100-200 kunni, Sherobodda esa 200 kundan ham ortadi.

To'yinish yetishmovchiligining o'zgarishida maksimum tushki paytdan bir oz keyin, minimum esa ertalab quyosh chiqishidan oldin kuzatiladi. Masalan, Chimboyda yanvarda o'rtacha oylik to'yinish yetishmovchiligining sutkalik o'zgarishida maksimum 1,9 gPa soat 16 da, minimum 0,6 gPa esa soat 04-07 larda kuzatiladi.

6.8. Havo namligining balandlik bo'yicha o'zgarishi

Ma'lumki, Yer sirtining bug'lanishi natijasida hosil bo'lgan suv bug'i atmosferaga tarqaladi. Suv bug'i turbulent aralashish sababli troposferaning yuqori qatlamlariga, hattoki oz miqdorda bo'lsa-da stratosfera qatlamlariga kirib boradi, aniqrog'i stratosfera qatlamidagi suv bug'ining miqdori Yer sirtidagi qiymatidan 100 martacha kamayib ketadi.

Demak, suv bug'i juda oz bo'lsa ham stratosfera qatlamlariga ham tarqaladi.

Suv bug'i parsial bosimining vertikal yo'nalishda taqsimlanishi havo bosimi va haroratining balandlik bo'yicha o'zgarishiga, konveksiya va turbulent aralashishning rivojlanish darajasiga, kondensatsiya va bulutlarning hosil bo'lish jarayonlariga bog'liq.

Atmosferaning umumiy bosimi va zichligining balandlik bo'ylab ko'tarilgan sari kamayib borishini bilamiz. Ammo suv bug'ining parsial bosimi balandlik bo'ylab havo bosimi va zichligidan tezroq kamayadi. Bundan tashqari, e ning balandlik bo'yicha taqsimoti turli hududlar ustida bir xil bormaydi yoki uning vertikal bo'ylab taqsimoti biror qonuniyatga aniq bo'ysunmaydi. Shu sababli e ning balandlik bo'yicha taqsimlanishini birorta formula yordamida ifodalash juda qiyin. Ammo kuzatishlar asosida turli hududlar ustidagi suv bug'i parsial bosimining taqsimlanishiga doir empirik formulalar taklif

qilingan. Masalan, tog'li joylar ustida e ning balandlik bo'ylab taqsimotini aniqlash uchun quyidagi formulani ishlab chiqilgan:

$$e_z = e_0 \cdot 10^{-\frac{h}{6,3}} \quad (6.5)$$

bu yerda: e_0 va e_z lar Yer sirtidagi va z balandlikdagi suv bug'ining parsial bosimlari.

Yuqoridagi (6.5) formuladan ko'rinadiki, yer sirtidan 6,3 km balandlikda suv bug'ining parsial bosimi, Yer sirtidagi qiymatidan 10 marta kam bo'ladi.

Suv bug'i parsial bosimining balandlik bo'yicha kamayishi, atmosfera bosimining balandlik bo'yicha taqsimotidan 4-5 marta tezroq boradi. O'rtacha olganda e ning qiymatlari 1,5 km balandlikda 2 marta, 3 km balandlikda 4 marta, 5 km balandlikda esa 10 marta kamayadi.

Havoning nisbiy namligi ham balandlik bo'yicha kamayadi. Ammo bulutlar hosil bo'ladigan balandliklarda nisbiy namlik kamayish o'rniga ortadi. Harorat inversiyali qatlamlarda harorat yuqori bo'lgani sababli nisbiy namlik keskin kamayadi.

Qayd qilamizki, havo namligini tavsiflaydigan kattaliklarning real taqsimoti, formulalar bo'yicha taqsimotidan farq qilishi mumkin. Chunki e balandlik bo'ylab bir xil kamaymaydi. Ba'zan esa uning kamayishi ortishi bilan (masalan, inversiya qatlamida) almashinib qolishi mumkin. Shu sababli e ning balandlik bo'ylab real taqsimoti, formulalar bo'yicha taqsimotidan farq qiladi.

6.9. Havo namligining geografik taqsimlanishi

Suv bug'ining Yer shari bo'yicha taqsimoti quyidagilarga bog'liq:

1. Yerning turli hududlaridagi bug'lanish tezligiga;
2. Suv bug'ining havo oqimlari bilan birgalikda Yerning biror joylaridan boshqa joylariga ko'chishiga.

Suv bug'i parsial bosimining geografik taqsimoti havo haroratining taqsimotiga o'xshash bo'ladi. Suv bug'ining eng katta parsial bosimlari ekvatorida kuzatiladi. Uning ko'p yillik o'rtacha oylik qiymatlari 26,6 gPa dan oshadi, ba'zi oylarda esa 35 gPa gacha yetadi. Yer sirti bo'ylab geografik kenglik ortishi bilan suv bug'ining parsial bosimi kamaya boradi. Qish vaqtida materiklar ustidagi suv bug'ining parsial bosimi, dengiz va okeanlar ustidagi suv bug'ining parsial bosimidan oz. Yozda materiklar ustidagi suv bug'i parsial bosimining qiymatlari, dengiz ustidagi suv bug'i parsial bosimi qiymatlaridan ortiq bo'lmaydi.

Yilning sovuq vaqtlarida katta materiklar ichkarisida suv bug'i parsial bosimining o'rtacha oylik qiymatlari 1gPa dan oshmaydi.

Ma'lumki, nisbiy namlik havodagi namlik miqdoriga va havo haroratiga bog'liq. Nisbiy namlik havo haroratiga teskari mutanosib ravishda o'zgaradi. Nisbiy namlik har doim ekvatorial zonada yuqori, chunki bu zonada bug'lanish va bulutlilikning kuchli bo'lgani uchun havo harorati unchalik yuqori emas. Bu zonada o'rtacha yillik nisbiy namlik 85 % gacha yetadi va undan ham ortib ketish hollari ham uchrab turadi.

Nisbiy namlik Shimoliy muz okeani, Atlantika va Tinch okeanlarining shimolida, Antarktika suvlari ustida ham juda yuqori bo'lib, uning qiymatlari ekvatorial zonadagi qiymatlariga yaqinlashib boradi.

Yuqori kengliklarda havodagi namlik miqdori juda oz, havo harorati juda ham past (ayniqsa qishda), shuning uchun nisbiy namlik yuqori.

Xuddi shunday sharoit qish davrida Sibirda ham yuzaga kelib, nisbiy namlik 75-80 % gacha yetadi.

Qish oylarida Yevropaning katta (ayniqsa uning shimoli-g'arbiy) qismi ustida yanvar oyida o'rtacha nisbiy namlik 80-85 % gacha yetadi. Ko'rsatilgan joylar ustida bug' miqdori ancha ko'p va harorat

unchalik yuqori emasligidan nisbiy namlik katta bo'ladi. Nisbiy namlik havo tarkibidagi absolyut namlik miqdoriga ham bog'liq. Masalan, Hindistonda yozgi musson va yozgi yomg'irli mavsum davrida quruqlik ustiga ko'p miqdordagi suv bug'i ko'chganligidan nisbiy namlik 75-80 % gacha yetadi.

Subtropik va tropik cho'llarda yil davomida nisbiy namlik 50 % yoki undan ham past bo'ladi. O'zbekiston cho'llari ustida ham yoz davrida nisbiy namlik 30 % va undan ham kamayib ketadi.

6-bob uchun savollar va topshiriqlar

1. Bug'lanish deb qanday jarayonga aytiladi?
2. Suv bug'i atmosferaga qanday jarayonlar yordamida ko'tariladi?
3. To'yingan va to'yinmagan suv bug'larining ta'riflarini ayting.
4. To'yingan bug' bosimi miqdori qanday omillarga bog'liq?
5. Bug'lanish tezligiga shamollar qanday ta'sir qiladi?
6. Bug'lanish tezligi haqidagi Dalton qonunini bayon qiling va formulasini yozib tushuntiring.
7. Bug'lanuvchanlik nima va u bug'lanish bilan qanday bog'langan?
8. Bug'lanishning sutkalik o'zgarishini tushuntiring.
9. Bug'lanishning yillik o'zgarishi qanday boradi?
10. Havo namligini tavsiflaydigan asosiy kattaliklarni ayting va ular qanday birliklarda ifodalanishini tushuntiring.
11. Havoning absolyut namligi bilan suv bug'i parsial bosimi orasidagi farqni tushuntiring.
12. Suv bug'i parsial bosimining sutkalik va yillik o'zgarishi qanday boradi?
13. Havo nisbiy namligining sutkalik va yillik o'zgarishi qanday boradi? Nima uchun tushki soatlarda nisbiy namlik minimal bo'ladi?

14. Balandlik bo'yicha suv bug'ining parsial bosimi qanday o'zgaradi?

15. Suv bug'i parsial bosimining geografik taqsimotini tushuntiring.

16. Nisbiy namlikning geografik taqsimotini tushuntiring.

17. Havo harorati 13°C va to'yinish yetishmovchiligi 7 gPa bo'lganda suv bug'ining parsial bosimi qanchaga teng bo'ladi?

Javobi: 8 gPa .

18. Havodagi suv bug'ining parsial bosimi $17,2\text{ gPa}$ va to'yinish yetishmovchiligi 3 gPa bo'lganda havoning harorati qanchaga teng?

Javobi: $17,7^{\circ}\text{C}$

19. Harorat 270 K va suv bug'ining parsial bosimi $3,6\text{ gPa}$ bo'lganda havoning nisbiy namligi qanchaga teng?

Javobi: $73,5\%$

20. Absolyut namlik $5 \cdot 10^{-4}\text{ kg/m}^3$ va harorat 253 K bo'lganida suv bug'ining parsial bosimi qanchaga teng?

Javobi: $0,58\text{ gPa}$

21. Havo harorati 30°S va nisbiy namlik 50% bo'lganda absolyut namlikni aniqlang.

Javobi: $15,17\text{ g/m}^3$

22. O'lchashlar vaqtida stansion psixrometrning quruq termometri 30°C ni, ho'llangan termometri 20°C ni ko'rsatdi. Suv bug'ining parsial bosimi va to'yinish yetishmovchiligini aniqlang. Atmosfera bosimi 950 gPa ga teng. Masalani yechishda $e = E_s - A_r(t - t^1) = E_s - 0,0007947 \cdot r(t - t^1)$ formuladan foydalaning.

Javobi: $15,8\text{ gPa}$; $26,6\text{ gPa}$.

23. Stansion psixrometrning quruq termometri 30°C , ho'llangan termometri 22°C ni ko'rsatdi. Atmosfera bosimi $1000,0\text{ gPa}$. Suv bug'ining parsial bosimi, nisbiy namlik, to'yinish yetishmovchiligini hisoblang.

Javobi: 24,1 gPa; 47,4 %; 22,4 gPa.

24. Aspiratsion psixrometrning quruq termometri $24,5^{\circ}\text{C}$ ni, ho'llangani $16,5^{\circ}\text{C}$ ni ko'rsatgan. Atmosfera bosimi 1010 gPa ga teng. Suv bug'ining parsial bosimi, nisbiy namlik va to'yinish yetishmovchiligini aniqlang.

Javobi: 13,4 gPa; 43 %; 17, 4 gPa.

25. Aspiratsion psixrometrning quruq termometri $12,3^{\circ}\text{C}$ ni, ho'llangan termometri $7,2^{\circ}\text{C}$ ni ko'rsatgan. Atmosfera bosimi 1000 gPa. Psixrometrik jadvallardan foydalanib suv bug'ining parsial bosimi, nisbiy namlik, to'yinish yetishmovchiligi va shudring nuqtasini hisoblang.

Javobi: 48 %; 7,5 gPa; $1,5^{\circ}\text{C}$.

VII-BOB. SUV BUG'INING KONDENSATSIYASI

7.1. Atmosferada suv bug'ining kondensatsiyasi. Kondensatsiya yadrolari. Suv bug'ining sublimatsiyasi

Biz avvalgi mavzularimizda suv bug'ining kondensatsiyasi va sublimatsiyasi jarayonlarining mohiyati bilan tanishganmiz. Bu ikkala jarayon atmosferada, shuningdek, Yer yuzasida, o'simliklar qoplamida va yerdagi buyumlar sirtida ro'y beradi. Bu ikkala jarayon o'tganda atrofdagi tashqi muhitga issiqlik ajraladi.

Atmosferada mavjud (bor) bo'lgan suv bug'ining suyuq yoki qattiq holatga o'tishi, suv bug'ining parsial bosimi, xuddi shu haroratdagi to'yingan bug' bosimidan katta, ya'ni $e > E$ shart bajarilganidagina ro'y beradi.

Shunday qilib, kondensatsiya jarayonining boshlanishi uchun havodagi suv bug'ining parsial bosimi, to'yingan bug' bosimidan yuqori qiymatlarga ortishi yoki sublimatsiya jarayonining boshlanishi uchun havoning harorati shudring nuqtasi haroratidan ham pasayishi kerak. Havodagi suv bug'ining to'yinish darajasigacha ko'payishi, masalan, sovuq havoning iliq suv havzasi yoki namlangan

Yer sirti ustidan o'tayotganida, suv havzasidan yoki Yer sirtidan bug'lanish hisobiga yuz berishi mumkin.

Ammo shuni ta'kidlash lozimki, tabiatda havoning namga to'yinishi asosan havo haroratining shudring nuqtasigacha pasayishi hisobiga yuz beradi.

Demak, kondensatsiya jarayonining boshlanish shartlaridan biri havoning sovishidir. Havo haroratining shudring nuqtasidan ham pasayishi natijasida o'ta to'yinish yuzaga kelib, bu sharoitda suv bug'ining to'yinishdan oshiqcha qismi suyuqlashib mayda tomchilar hamda muz kristallchalari paydo bo'ladi, ularning to'planishidan bulutlar hosil bo'ladi.

Toza havoda kondensatsiya ro'y berishi juda qiyin. Har xil aralashmalardan tozalangan, o'ta to'yingan havoda suv tomchilarining hosil bo'la boshlashi uchun suv bug'ining parsial bosimi, xuddi shu haroratdagi to'yingan bug' bosimidan 6-8 marta katta bo'lishi kerak.

Tabiiy sharoitda bunday holat umuman kuzatilmaydi. Shu sababli to'yingan suv bug'ining tomchiga aylanishi uchun u biror narsa ustiga yopishib (o'tirib) qolishi zarur. Havoda bunday narsalar vazifasini eruvchan va erimaydigan (lekin ho'llanadigan) mayda, qattiq va suyuq zarrachalar bajaradi.

Sirtida suv bug'ining yopishib qolib kondensatsiyalanadigan zarrachalarni **kondensatsiya yadrolari** deb ataladi.

Ma'lumki, real atmosferada katta miqdorda turli xil zarrachalar (aerozollar) bor. Erimaydigan, lekin ho'llanadigan kondensatsiya yadrolariga tuproq va tog' jinslarining zarrachalari, tutun, organik moddalar, mikroorganizmlar va boshqalar zarralari kiradi. Eriydigan kondensatsiya yadrolariga, masalan, ko'mirni yoqish natijasida hosil bo'lgan turli xil zarralar kiradi.

Gigroskopik kondensatsiya yadrolari dengiz suvining shamol ta'sirida to'lqinlanib havoga sachrash va ko'pirishi natijasida ham

hosil bo'ladi. Bunda dengiz suvi tomchilari havoda tez bug'lanib, uning tarkibidagi tuzlar zarralari havoga tarqaladi. Bu tuzlarning 78 foizini osh tuzi NaCl, 11 foizini magniy xlorid $MgCl_2$ tashkil etadi. Shu tarzda bir yil mobaynida Yer atmosferasiga 500 mln tonnaga yaqin dengiz ko'tariladi va tarqaladi.

Kondensatsiya yadrolari yana o'rmonlarning yonishida, vulqonlarning otilishida meteoritlarning yonishida va boshqa sabablar ta'sirida ham hosil bo'ladi.

Atmosferaning quyi qatlamlarida doimiy ravishda 1 sm^3 havoda bir necha ming kondensatsiya yadrolari mavjud. Ularning soni ayniqsa, katta shaharlar havosida ko'p, aniqrog'i 1 sm^3 shahar havosida 10^6 taga yaqin kondensatsiya yadrolari bor. Okeanlar ustidagi havoda kondensatsiya yadrolari juda oz bo'lib, ularning soni 1 sm^3 da 1000 ga yaqin.

Umuman olganda, atmosferada suv bug'ining kondensatsiylanishi uchun quyidagi ikkita shart bajarilishi kerak:

1) havo haroratining shudring nuqtasi haroratidan ham pasayishi,

2) kondensatsiya yadrolarining borligi.

Havo haroratining shudring nuqtasidan ham pasayishi quyidagi hollarda ro'y beradi:

1) faol sirtning nurlanish sababli sovishi va unga tutashgan atmosfera qatlamining sovishida;

2) iliq havoning sovuq faol sirtga tegishida;

3) tarkibida to'yingan yoki to'yinishga yaqin suv bug'lariga ega har xil haroratli ikkita havo massasining aralashishida;

4) havoning adiabatik ko'tarilishida.

Havo massalarining vertikal harakatida iliq havo o'zining yengilligi sababli sovuq havo ustiga chiqib borishida, havo massasining baland tog'lar yonbag'irlari bo'ylab ko'tarilishida, bir joyning yondosh joylarga nisbatan kuchli isishi natijasida ko'tarilgan

havoning sovishida kondensatsiya yuz beradi. Biz oldingi mavzularda iliq havo konveksiya sababli yuqoriga ko'tarilishini va yuqoriga chiqqan sari atmosfera bosimi kamayib borishini aytganmiz.

Iliq havo adiabatik ravishda yuqoriga chiqqan sari kengayib sovib boradi. Quruq havo o'zining ko'tarilma harakati natijasida har 100 m ga ko'tarilganda 1°C ga soviydi. Bu kattalikni **quruq adiabatik gradiyent** deb ataladi.

Havo ko'tarilgan sari uning harorati pasayib, ma'lum bir balandlikda to'yinguncha va kondensatsiya yuz berguncha nisbiy namligi oshib boradi. Ana shu balandlikni **kondensatsiya sathi** deb ataladi. Bu sathdan yuqorida havodagi nam kondensatsiya yadrolari sirtida o'tirib, mayda tomchilarga aylanadi. Bunda kondensatsiya jarayonida atrofga issiqlik ajraladi. Bu issiqlik ta'sirida yuqoriga ko'tarilgan sari nam havoning sovishi sekinroq boradi, nam havo har 100 m ga ko'tarilganda harorati $0,6^{\circ}\text{C}$ ga soviydi. Bu kattalikni **nam adiabatik gradiyent** deb yuritiladi.

Suv bug'i kondensatsiyasi natijasida 1m^3 havoda 100 tadan to 1000 tagacha radiuslari asosan 3-4 mkm (mikrometr) dan 20-30 mikrometrgacha, ba'zan esa 100 mkm gacha bo'lgan tomchilar hosil bo'ladi. Ularning havoda yer yuzidan biror balandlikda to'planishi bizga bulut tarzida ko'rinadi.

Lekin bunday mayda tomchilardan yog'in hosil bo'lmaydi. Chunki ular bulutning quyi chegarasidan pastga tushishi bilan bug'lanib ketadi.

Bulut tomchisining radiusi o'rtacha olganda 10 mkm, yomg'ir tomchisining radiusi o'rtacha 1000 mkm ga teng. Demak, bulut tomchisi yomg'ir tomchisiga aylanishi uchun uning radiusi 100 barobar ortishi kerak.

Atmosferada muz kristallari, tomchilar murtaklarining $-12, \dots, -17^{\circ}\text{C}$ haroratlarda muzlashidan hosil bo'ladi. Ba'zan bulutlarda -40°C va undan past haroratlarda ham o'ta sovigan tomchilar uchraydi.

Suyuq tomchida muz murtaklari paydo bo'lishi uchun tomchi juda past haroratlarda bo'lishi kerak.

Atmosferadagi suv bug'i kondensatsiyasining mahsulotlarini **gidrometeorlar** deb yuritiladi. Bulutlar erkin atmosferadagi kondensatsiya mahsuloti bo'lsa, Yer sirtiga yaqin havo qatlamida esa tumanlar kondensatsiya mahsulotidir. Bevosita Yer sirtida va Yer sirtidagi buyumlarda hosil bo'ladigan kondensatsiya mahsulotlariga shudring, qirov, yaxmalak, qattiq va suyuq qoplam va boshqalar kiradi.

7.2. Yer sirtidagi kondensatsiya va sublimatsiya mahsulotlari

Havo, sovuq tuproq va yerdagi buyumlarning sovigan sirlari bilan to'qnashgani (tegishgani) da shudring nuqtasigacha sovishi mumkin. Sovish yanada davom etsa, to'yinishdan oshiqcha bug' kondensatsiyalana boshlaydi. Sirtning harorati, shuningdek, havoning harorati va namligiga bog'liq ravishda shudring, qirov qattiq va suyuq qoplama, yaxmalak hosil bo'lishi mumkin

Shudring - tungi nurlanish natijasida sovigan tuproq, daraxtlar va ekinlar barglarida, yerdagi turli buyumlar sirtida hosil bo'ladigan mayda suv tomchilaridan iborat. Havo ochiq kechalari faol sirt nurlanishi jadal o'tadi va nurlanayotgan tuproq, o'simliklar kuchli soviydi. Ularga tegib turgan havo qatlamining harorati ham pasayib ketadi.

Agar nurlanayotgan sirt va unga tegib turgan havo harorati, shudring nuqtasidan ham pasayib ketsa, to'yinishdan oshiqcha bug' sovigan sirtida kondensatsiyalasha boshlaydi. Agar suv bug'ining kondensatsiyasi 0°C dan yuqori haroratda ro'y bersa, sovigan sirtida mayda suv tomchilari, ya'ni shudring hosil bo'ladi.

Shudring atmosferadan tushadigan yog'in bo'lmay, balki bevosita sovigan sirtida vujudga keladi. Shudring ertalab quyosh chiqqanidan keyin bir oz vaqt o'tgach keyin bug'lanib ketadi.

Yana bir marta ta'kidlaymizki, havo ochiq kechalari va kuchsiz shamol esganda shudring tushishiga eng yaxshi sharoit yaratiladi. Kechasi havo ochiq bo'lganda tuproqning nurlanib sovishi jadallashadi. Shamol esa sovigan sirt ustidagi namligini yo'qotgan havoni olib ketib, uning o'rniga nami ko'proq havoni olib keladi.

Shunday shudring o'simliklarning nam bilan ta'minlanishida asosiy ahamiyatga ega emas. Shudring o'simlik hayotida namlikning qo'shimcha manbayi sifatida ahamiyatga ega. Qurg'oqchil hududlarda shudring yilning iliq vaqtlarida 10-30 mm yog'in (1 gektar maydonga 100-300 tonna suv) berishi bilan o'simliklarning o'sishi va rivojlanishida ijobiy rolni bajaradi. Suv bug'ining kondensatsiyasida tashqi muhitga bug'lanishning yashirin issiqligi ajraladi. Bu issiqlik miqdori esa tuproq va o'simliklarning, yerga tegingan havoning sovishini kamaytiradi. Natijada, olingan joyda qora sovuq bo'lish xavfini butunlay yo'qotadi yoki qora sovuqning zararli ta'sirini birmuncha darajada kamaytiradi.

Turlicha obyektlarning birlik yuzasida vaqt birligida hosil bo'ladigan shudring miqdori har xil bo'ladi. Masalan, g'ovak tuproq yuzasi kechasi zich tuproqqa nisbatan ko'proq soviydi. Chunki g'ovak tuproqning issiqlik o'tkazuvchanligi zich tuproqnikidan kam. Shuning uchun g'ovak tuproq yuzasida shudring, zich (tekis) tuproq sirtidagiga nisbatan ko'proq hosil bo'ladi.

O'rmon qoplamini tagida shudring ochiq joydagiga nisbatan siyrak hosil bo'ladi, chunki daraxtlarning shox-shabballari o'rmon nurlanishi issiqligini to'sib qoladi. O'rmonda shudring odatda daraxtlar shox-shabballari sirtida hosil bo'ladi, chunki ular kechasi ancha soviydi. Daraxtlar shox-shabballarining kechasi sovishiga sabab, ularning nurlanib issiqlik yo'qotishi hech qanday to'siqsiz o'tishidadir.

Qirov - radiatsion sovish sababli tuproq, o'simliklar va yerdagi buyumlar sirtida hosil bo'ladigan muz kristallaridan iborat. Qirovning

hosil bo'lish sharoiti ham shudring hosil bo'lishi uchun zarur sharoitga o'xshaydi.

Tungi nurlanish natijasida tuproq, o'simliklar qoplami va yerdagi buyumlar sirti ba'zan juda kuchli soviydi. Nurlanayotgan sirt va unga tegib turgan havo kuchli soviganida shudring nuqtasi 0°C dan past haroratlarga to'g'ri keladi.

Shudring nuqtasining bunday past qiymatlarida yerga tegib turgan havo qatlamidagi suv bug'lari suyuqlik fazasini tashlab, qattiq holatga o'tadi, ya'ni muz kristallariga aylanadi.

Demak, qirov shudring tomchilarining muzlashidan emas, balki bevosita suv bug'larining sublimasiyasidan vujudga keladi. Qirov tushganida ham sublimasiyaning yashirin issiqligi ajraladi, qirov ham o'simliklarga namlikning qo'shimcha manbayidir.

O'zbekiston hududlarida shudring va qirov tushishini bahor va kuz oylarida kuzatiladi.

Bulduruq - tuman vaqtida suv bug'i sublimatsiyasi yoki o'ta sovigan yomg'ir tomchilarining yopishishi natijasida daraxt shoxlarida, elektr uzatish simlarida, turli xil uchliklarda, tik joylashgan sirtlarda hosil bo'ladigan g'ovak oq kristallardan iborat. Bu kristallar kuchli shamol ta'sirida tushib ketadigan muz tolalarini vujudga keltiradi.

Bulduruq odatda tuman vaqtida o'ta sovigan suv tomchilarining turli predmetlarga yopishib qolishi va muzlashidan hosil bo'ladi.

Qirov bilan bulduruqning paydo bo'lish sharoitlari va shakllari bir-biridan farq qiladi. Qirov asosan kechasi gorizontaal sirtlarda ajraladi, bulduruq esa sutkaning istalgan paytida, ko'pincha shamol esadigan tomonga qaragan vertikal joylashgan sirtlarda paydo bo'ladi. Odatda bulduruq kristall va donali bo'ladi. Kristalli bulduruq havo harorati -15°C dan past bo'lganda suv bug'larining sublimatsiyasi natijasida muz kristallari shaklida kuzatiladi. Donali bulduruq esa tumanli, shamolli ob-havoda, xususan, tog'li

hududlarda, o'ta sovigan suv tomchilarining muzlashi natijasida yumshoq muz qatlami shaklida hosil bo'ladi.

Yaxmalak - Yer sirti va undagi jismlar ustiga yoqqan yomg'ir va shivalama yomg'irning o'ta sovigan tomchilari yaxlashidan hosil bo'ladigan silliq tiniq yoki xira muz qatlamidan iborat. Yaxmalak 0°C dan -16°C gacha haroratlar oralig'ida kuzatiladi. Uning ko'p miqdori 0°C dan -3°C gacha haroratlarga to'g'ri keladi.

Yaxmalak buyumlarning shamolga qaragan tomonida afzal ravishda vujudga keladi. Yaxmalakning zichligi $500-900 \text{ kg/m}^3$ atrofida bo'ladi.

Yaxmalak-xavfli meteorologik hodisa hisoblanadi. Agar yaxmalak hosil bo'lishi jadal va uzoq muddat davom etsa yerdagi buyumlar, daraxtlar va elektr simlarida ancha ko'p muz to'planadi. Daraxtlar shoxlari, yaxmalak juda qalin bo'lib ketganida, uning og'irligi ta'sirida sinadi, elektr uzatish simlari uziladi. Yaxmalak paytida ko'chalar sirpanchiq bo'lib qolganidan transport ishlashini qiyinlashtiradi.

7.3. Tumanlar

Tuman deb bevosita Yer sirtiga yaqin havoda muallaq holatdagi suv bug'ining kondensatsiyasi va sublimasiyasi mahsulotlari (suv tomchilari, muz kristallari yoki ularning aralashmasi) to'plamiga aytiladi. Tuman tushganida havo xiralashib, gorizonta ko'rinish uzoqligi 1 km dan kamayib ketadi. Ko'rish uzoqligi 1-10 km bo'lganda kondensatsiya va sublimatsiya mahsulotlarining to'plamiga tuman parda (yoki siyrak tuman) deb yuritiladi.

Havoning musbat haroratlarda tuman radiusi o'rtacha 2-5 mkm bo'lgan suv tomchilaridan, manfiy haroratlarda esa o'ta sovigan suv tomchilaridan, muz kristallari yoki muzlagan tomchilardan tashkil topadi. Siyrak tumanni hosil qiluvchi suv tomchilari juda mayda bo'lib, ularning radiuslari 1 mkm dan oshmaydi.

Siyrak tuman, tomchilar kattalashganda tuman holatiga o'tadi, tuman bug'langanda esa siyrak tumanga aylanadi.

Tumandagi ko'rinuvchanlik, uni tashkil qilgan suv tomchilari va muz kristallarining o'lchamiga va tumanning suvliligiga bog'liq. Kondensatsiya mahsulotlarining o'lchamlari oshgan sari havoning xiralanishi ortib, gorizontal ko'rish uzoqligi kamayadi.

Tumanning suvliligi deb 1m^3 havodagi suyuq yoki qattiq suvning miqdoriga aytiladi.

Tumanning suvliligi $0,02-1 \text{ g/m}^3$ qiymatlarni tashkil qiladi. Tumanning suvliligiga harorat ta'sir qiladi: musbat haroratlardagi suvlilik, manfiy haroratlardagidan katta bo'ladi. Tumanning hajm birligidagi tomchilar soni, tomchilarning o'lchamiga va tumanning suvliligiga bog'liq.

Yer sirtiga juda yaqin havo qatlamida tuman paydo bo'lishi uchun bu qatlamdagi suv bug'ining parsial bosimi, to'yingan bug' bosimidan katta bo'lishi kerak. Agar faol kondensatsiya yadrolari bor bo'lsa, tuman nisbiy namlik 100 % dan kam bo'lganda ham hosil bo'lishi mumkin.

Kuchsiz tuman vaqtida har 1m^3 havo hajmida o'rtacha 1-10 tacha tomchi, kuchli tumanda esa havoning har 1m^3 hajmida 400-600 tacha tomchi bo'ladi.

Tuman hosil bo'lishining fizik sharoitlariga ko'ra sovish va bug'lanish tumanlariga ajraladi.

Sovish tumanlari radiatsion va advektiv tumanlarga bo'linadi. ***Radiatsion tuman*** - havo ochiq kechalarda samarali nurlanish tufayli kuchli sovigan taglik sirtga tegib turuvchi (tutashgan) havoning sovishi paytida paydo bo'ladi. Aniqrog'i radiatsion tuman samarali nurlanish sababli kuchli sovigan taglik sirtga juda yaqin havo qatlamining shudring nuqtasigacha sovishida vujudga keladi.

Demak, oldin nurlanish sababli taglik sirt soviydi, so'ngra bu qatlam yuqoridan o'ziga eng yaqin havo qatlamini sovitadi, so'ngra

undan ham yuqoridagi qatlamlar soviydi. Havo qatlamining sovishi shudring nuqtasidan ham pasayganida suv bug'iga to'yinishdan ortiqcha bug' kondensatsiyalanadi.

Radiatsion tumanning paydo bo'lishiga nisbiy namlikning yetarlicha bo'lishi, kuchsiz shamollarning esishi qulaylik yaratadi.

Masalan, tezligi 1-2 m/s bo'lgan kuchsiz shamolda turbulentlik yerga tutashgan havoning faol sirtidan sovishini kuchaytiradi. Kuchli shamol turbulentlikni kuchaytirib, yerga tutashgan havoning sovishiga to'sqinlik qiladi. Shuning uchun kuchli shamollar esayotgan kechalarda radiatsion tuman hosil bo'lmaydi. Radiatsion tumanlarning Yer sirtiga yaqin havo qatlamida yoki balandroqqa cho'zilgan qatlamda hosil bo'lganiga qarab vertikal yo'nalishda tuman tushgan havo qatlamining qalinligi 100 m dan bir necha yuz metrgacha yetishi mumkin.

Advektiv tuman- Yer sirti nisbatan sovuqroq bo'lgan joy ustidan iliq havo massasining ko'chishida hosil bo'ladi. Ularning vertikal yo'nalishdagi qalinligi bir necha 100 m ga yetishi va katta hududlarni qamrab olishi mumkin.

Bug'lanish tumani - taglik sirtidan nisbatan sovuq havoga ko'tarilgan bug'ning sovishidan hosil bo'ladi. Bug'lanish tumanining hosil bo'lishiga eng qulay sharoit quruqlik ustidagi kuchli sovigan havo, iliq suv sirtiga oqib kirganida yaratiladi. Demak, bug'lanish tumani kechqurun yoki kunduzi vujudga keladi.

Tumanlar tushishi transport harakatini, samolyotlar uchishi va qo'nishi sharoitlarini qiyinlashtiradi. Shuning uchun aeroportlarda tuman tushganda, ularni tarqatib yuborish choralari qo'llaniladi.

Hozirgi vaqtda tumanlarni sun'iy ravishda tarqatib yuborishning bir necha usullari bor. Shu usullardan biri tumanlarga sovituvchi moddalar, masalan, qattiq karbonat angidrid kislotaning ta'siriga asoslangan. Agar havoga mazkur kislotaning qattiq zarralari sochilsa, ular tez bug'lanib atrofdagi havoni kuchli sovitadi va sovigan

havodagi suv bug'i o'ta to'yingan bo'lib qoladi. Karbonat angidrid kislotasi zarrachalari atrofida ko'p sonli muz kristallari paydo bo'ladi, keyin ular kattalashib yog'inga aylanadi. Tuman qatlamida ochiqliklar paydo bo'ladi va vaqt o'tishi bilan bu ochiqliklar kengayib, samolyotlarning uchish va qo'nishiga ob-havo sharoiti yaxshilanadi.

O'zbekiston Respublikasi hududida tumanlar suv ob'ektlarining mavjudligi, tuproq, joy relyefi xususiyatlariga bog'liq holda taqsimlanadi. Respublikamiz iqlimi sharoitida asosan radiatsion va advektiv tumanlar kuzatiladi, Ayniqsa, radiatsion-advektiv aralash tumanlar afzal ravishda vujudga keladi.

O'zbekiston tekisliklarida tumanli kunlar soni shimoldan janubga tomon kamaya boradi: Ustyurt va Mo'ynoqda yillik tumanli kunlar soni 25-26 kunga yetsa, Qizilqum cho'lining markaziy qismida yil davomida 10-11 kun tuman tushadi.

Jizzax va Sirdaryo viloyatlarida yil davomida eng ko'p tumanli kunlar kuzatilib, ularning soni 35-39 kunga yetadi. Yuqorida aytganimizdek, kuchli shamollar kuzatiladigan joylarda tuman kam hosil bo'ladi. Masalan, Yangiyerda yil davomida tumanli kunlar soni 17 kunga, Termizda 9 kunga teng. Respublika hududida tumanlar ko'pincha noyabr-dekabrdan to fevral-martgacha kuzatiladi.

Joy balandligi ortishi bilan tuman bo'lishining takroriyliги ortadi. Dengiz sathidan balandligi 1000-2000 m joylarda tumanli kunlar soni yil davomida o'rta hisobda 60-70 kunga yetadi.

Tog'larda tuman ko'pincha bahor (mart-aprel) da kuzatilib, bir oyda o'rtacha 10-14 kun tuman tushadi.

Ko'rish uzoqligi 1 km dan kam bo'lgan tuman xavfli meteorologik hodisa hisoblanadi, ayniqsa, 24 soatdan ko'proq davom etadigan va ko'rish uzoqligi 50 m dan kam tumanlar ob-havoning eng xavfli hodisalari deb qaraladi.

7.4. Bulutlar. Bulutlarning tuzilishi va tarkibi

Yer sirtidan biror balandlikdagi atmosfera qatlamida muallaq holatda mavjud bo'lgan suv bug'ining kondensatsiyasi va sublimatsiyasi mahsulotlarining ko'rinadigan to'plamiga bulut deyiladi.

Bulut balandligi deganda bulut qatlamining pastki chegarasi bilan yer sirtidagi quruqlik yoki suv yuzasi orasidagi vertikal masofani tushunamiz. Bulutlarning pastki chegarasining balandligi turg'un kattalik emas. U uzluksiz ravishda o'zgarib turadi. Bulutlar o'ziga tushuvchi quyosh radiatsiyasining ma'lum qismini yutadi va kosmik fazoga qaytaradi, qolgan qismi esa bulutlardan o'tishda bir oz kuchsizlanib, Yer sirtiga tushadi. Bulutlar Yer sirtining uzunto'liqinli nurlanishdan sovishini kamaytiradi, quyosh radiatsiyasining atmosferadan o'tishda spektral tarkibining o'zgarishida bulutlar ham ishtirok etadi.

Bulutlar havo, tuproq va suv havzalarining issiqlik rejimiga ham ta'sir qiladi. Bulutlarning turlari va quvvatiga bog'liq ravishda yer sirtiga turli xil yog'inlar har xil jadallik bilan yog'adi. Bulutlar hosil bo'lishining sharoitlari har xil bo'lsa-da, ulardan asosiysi atmosferada yuqoriga ko'tarilayotgan havo massalarining adiabatik kengayishi natijasida sovishidir. Bulutlardan yog'adigan yog'inlar tuproqni nam bilan ta'minlaydi. Ekinlar va turli-tuman daraxtlarning o'sishi uchun esa tuproq namligi yetarli bo'lishi kerak.

Barcha bulutlarni hosil bo'lish sharoitlariga qarab uch turga ajratiladi:

1. To'p-to'psimon bulutlar. Bu turdagi tashqi ko'rinishi o'ziga xos bulutlar gorizonta yo'nalishda unchalik katta maydonni qoplamaydi, ammo kuchli vertikal rivojlangan bo'ladi.

Ular havoning jadal ko'tarilma (konvektiv) harakati natijasida paydo bo'ladi.

2. To'liqinsimon bulutlar. Bu turdagi bulutlar atmosferadagi to'liqinli jarayonlar ishtirokida hosil bo'ladi. Bunday bulutlar gorizontal yo'nalishda katta maydonlarni qoplagan qator egatlar yoki to'liqinlar ko'rinishdagi bulutlardir. Bu turdagi bulutlarning to'liqinsimon tuzilishini yerdan kuzatishda aniqlash qiyin. Chunki bu bulutlar birinchidan yerga yaqin, ikkinchidan to'liqin uzunligi juda katta. Ularning to'liqin tuzilishini samolyotlardan kuzatishda oson payqash mumkin.

3. Qatlamsimon bulutlar. Bu turdagi bulutlar havoning bir tekisda sekin ko'tarilma harakati natijasida, masalan, frontal sirtlar ustida yuzaga chiqadi. Ularning vertikal qalinligi gorizontal cho'zilganligidan yuzlarcha marta kam.

Ma'lumki, Yer sirtiga yaqin havoda to'yinmagan suv bug'i mavjud. Isigan havo quruq va nami kam bo'ladi.

To'yinmagan bug'li quruq havo ko'tarilayotganda, uning harorati har 100 m balandlikda 1° ga pasayadi. Havo massasi yuqoriga ko'tarilayotganda, unga tobora kamayib borayotgan atmosfera bosimi ta'sir qiladi. Shuning natijasida ko'tarilayotgan havo kengayadi va soviydi. Ko'tarilayotgan havoda suv bug'lari ham soviy boradi va biror balandlikda havo suv bug'iga to'yingan holatga o'tadi.

Havoning adiabatik ko'tarilishida, uning tarkibidagi suv bug'ining to'yingan holatga o'tishiga mos balandlikni **kondensatsiya sathi** deyiladi.

Yuqorida aytganimizdek, suv bug'iga to'yinmagan quruq havo ko'tarilayotganda, uning harorati har 100 m balandlikda 1°C ga pasayadi, lekin havo suv bug'iga to'yinganidan (kondensatsiya sathi) keyin haroratining pasayishi kamayadi. Atrofni o'ragan atmosferada ham yuqoriga chiqqan sari harorat o'rta hisob bilan har 100 metrda $0,6^{\circ}\text{C}$ ga pasayib boradi.

Havo suv bug'iga to'yinganidan keyin ham birmuncha balandlikka ko'tariladi. Havoning bunday ko'tarilishi atrofni o'ragan va ko'tarilayotgan havolar haroratlari bir xil bo'lganicha davom etadi.

Yuqoriga ko'tarilayotgan havo harorati bilan atrofdagi havo harorati bir xil bo'lgandagi balandlikni **konveksiya sathi** deyiladi. Konveksiya sathida havoning ko'tarilma harakati to'xtaydi. Bu ta'rifdan ko'rinadiki, konveksiya sathi kondensatsiya sathidan ham yuqorida joylashadi.

Kondensatsiya sath balandligini quyidagicha formula bo'yicha aniqlash mumkin:

$$h_k = 122 (t - t_d) \quad (7.1)$$

bu yerda: t va t_d – mos ravishda Yer yuzasidagi havo va shudring nuqtasi harorati, h_k - kondensatsiya sathi balandligi.

Bulut tarkibida o'ta sovigan tomchilardan tashqari muz kristallari ham paydo bo'la boshlagan balandlikni **muzlash sathi** deb ataladi. Harorati 0°C ga teng izotermani nolinchi **izoterma** deyiladi, Yer sirtidagi havo harorati musbat bo'lganda nolinchi izoterma Yer sirtidan biror balandlikda joylashadi.

Bulutlarning balandligi va tuzilishi kondensatsiya, nolinchi izoterma, muzlash va konveksiya sathlarining qanday balandliklarda joylashishiga bog'liq. Kondensatsiya sathi bulutlarning quyi chegarasi bilan mos tushadi. Bulutlar kondensatsiya va nolinchi izoterma sathlarining orasida suv tomchilaridan, ba'zi hollardagina eriyotgan qor uchqunlaridan iborat bo'ladi. Nolinchi izoterma sathidan yuqorida bulutlar tarkibida o'ta sovigan tomchilar afzal ravishda mavjud. Muzlash sathi o'rta hisob bilan havo haroratlari -12°C dan – -19°C ga teng bo'lgan balandliklarda joylashadi.

Muzlash sathidan yuqorida esa suv bug'ining sublimatsiyasi, shuningdek, o'ta sovigan tomchilarning muzlashi boshlanadi. Bu yerda bulutlar asosan muz kristallaridan tashkil topadi.

Bulutlarda muz kristallari va suv tomchilari joylashgan sohalar orasida keskin chegara yo'q. Zarralar bir sohadan boshqasiga o'tishi mumkin. Shuningdek, kuchli o'tish qatlamlari ham mavjud bo'lib, ularda ayni bir vaqtning o'zida o'ta sovigan tomchilar va muz kristallari mavjud bo'ladi.

Bulutni tashkil qilgan tomchilar va kristallar hamma vaqt muallaq holatda bo'lmaydi. Havoning ko'tarilma harakati kuchayganda ular yuqoriga ko'chadi, ko'tarilma harakat kuchsizlashganda esa og'irlik kuchi ta'sirida pastga tushadi. Bulutlarda havoning bunday harakatlarida harorati va nisbiy namligi o'zgaradi.

Shamollar ta'sirida bulutlar ancha masofalarga ko'chadi. Bulut atrofidagi havo suv bug'iga to'yinmagan bo'ladi. Shuning uchun bulut chekkasida tomchi va kristallar uzluksiz bug'lanadi va suv bug'i atrof havoga tarqaladi.

Ammo havoning ko'tarilma harakati tufayli bulut uzluksiz qo'shimcha bug' olib turadi, shuning uchungina mavjud bo'ladi.

Demak, bulutlar ba'zi qismlarida rivojlansa, chetki qismlarida parchalanadi. Bulutlar, mavjud bo'lishi uchun fizik sharoitlar yaratilgan atmosfera qatlamlaridagina vujudga keladi. Agar sharoitlar bo'lmasa parchalanib, bug'lanib ketadi.

Bulutlar tarkibi bo'yicha uch guruhga bo'linadi:

1. Suvli (suyuq tomchili) bulutlar. Ular suv tomchilaridan, havo harorati manfiy bo'lganda esa o'ta sovigan tomchilardan tashkil topadi.
2. Muz (kristal) li bulutlar. Ular muz kristallaridan tashkil topadi.
3. Aralash bulutlar. Bunday bulutlar o'ta sovigan suv tomchilari va muz kristallaridan iborat bo'ladi.

Mo'tadil (shimoliy yarimsharda 40° dan 65° gacha) kengliklarda yilning iliq vaqtlarida suvli bulutlar asosan troposferaning quyi qismida, aralash bulutlar troposferaning o'rta qismida, muzli bulutlar

esa troposferaning yuqori qismida joylashadi. Yilning sovuq vaqtlarida havo va yer sirtining juda past haroratlarida muzli bulutlar troposferaning quyi qismlarida ham vujudga kelishi mumkin.

Bulut tashkil topayotganda tomchilarning diametrlari odatda 0,005-0,05 mm chamasida, muz zarrachalarining katta-kichikligi esa bundan ham turlicha bo'ladi. Yomg'ir tomchilarining diametri 0,5-5 mm chamasida o'zgaradi. Pastga tushayotgan tomchilarning radiuslari 3,5 mm dan katta bo'lmaydi. Chunki tomchining o'lchami kattalashgan sari tushish tezligi ortadi. Natijada, yirik tomchi deformatsiyalanib mayda bo'laklar shaklida sochilib ketadi.

Suvli bulutda tomchilarning 1 sm³ hajmdagi soni bir necha yuzdan mingtagacha yetadi. Mayda tomchili bulutlarda 1 sm³ da 1400 gacha tomchi bor. To'p-to'p bulutlarning yuqori qismida 1sm³ da 40-50 ta tomchi mavjud. Muzli bulutlarda esa 1sm³ da taxminan 0,1-10 ta zarracha borligi aniqlangan. Muallaq holatdagi o'rtacha kattalikdagi bulut tomchilari (0,02 mm diametrga ega bo'lganlari) kam tezlik bilan va faqat diametri 10 marta katta (0,2 mm) bo'lgan tomchilar pastga 1,34 m/s tezlik bilan, radiusi 3,5 mm tomchilar esa pastga 7,93 m/s tezlik bilan tushadi.

7.5. Bulutlarning xalqaro tasnifi

Bulutlar juda ko'p, tez o'zgaruvchan shakllarga ega. Ammo butun dunyo bo'yicha minglab meteorologik stansiyalarda ko'p yillik kuzatishlar asosida bulutlar haqida juda ko'p ma'lumotlar to'plangan, ularga suyanib bulutlarning xalqaro tasnifi yaratilgan.

Bulutlarning qabul qilingan xalqaro tasnifiga ikkita belgi: bulutlar pastki chegarasining yer sirtidan balandligi va ularning tashqi ko'rinishi asos qilib olingan. Xalqaro tasnifga muvofiq bulutlar joylashish balandligi bo'yicha 4 ta oilaga va tashqi ko'rinishi bo'yicha 10 ta turga bo'linadi. Bulutlarning asosiy turlarining har biri shakli va ichki tuzilish xususiyatlariga qarab yana tur va xillarga ajratiladi. Biz

bu yerda har qaysi bulut oilasiga kiruvchi asosiy bulut turlarini bayon qilamiz. Bulutlar turlarining o'zbekcha va lotincha nomlari hamda ularni qisqacha belgilash quyidagicha bo'ladi:

A. Yuqori qavat bulutlari oilasi (ularning pastki chegarasi yer sirtidan 6 km dan balandda joylashadi).

1. Patsimon-Cirrus (sirrus) Ci
2. Patsimon to'p-to'p-Cirrocumulus (sirrokumulyus) Cc
3. Patsimon qatlamli-Cirrostratus (sirrostratus) Cs

B. O'rta qavat bulutlari oilasi (pastki chegarasining balandligi 2-6 km).

4. Yuqori to'p-to'p-Altocumulus (altokumulyus) Ac
5. Yuqori qatlamli-Altostratus (altostratus) As

V. Quyi qavat bulutlari oilasi (pastki chegarasining balandligi 2 km dan kam).

6. Qatlamli to'p-to'p-Stratocumulus (stratokumulyus) Sc
7. Qatlamli-Stratus (stratus) St
8. Yomg'irli qatlam-Nimbostratus (nimbostratus) Ns

G. Vertikal rivojlanadigan bulutlar oilasi (ularning quyi chegarasi pastki qavat bulutlaridan boshlanib, yuqori chegarasi esa o'rta qavat yoki yuqori qavat bulutlari balandligigacha ko'tarilib boradi).

9. To'p-to'p-Cumulus (kumulyus) Cu
10. Yomg'irli to'p-to'p-Cumulonimbus (kumulonimbus) Cb

Har qaysi turdagi bulutlar geografik kenglikka qarab ma'lum balandliklar orasidagi qavatlarda kuzatiladi.

Yuqori qavat bulutlarining pastki chegarasining balandligi: mo'tadil kengliklarda 7-10 km ni tashkil qiladi, ba'zan 6 km dan pastda yoki 12 km dan balandda ham joylashadi. Tropiklarda esa yuqori qavat bulutlari pastki chegarasining balandligi 17-18 km gacha yetadi, qutb kengliklarida esa 3-8 km ni tashkil qiladi, arktik

hududlarda havo harorati juda past bo'lganda bulutlar Yer sirtigacha tarqaladi.

7.6. Yuqori qavat bulutlari

Yuqori qavat bulutlari patsimon - (Ci), patsimon to'p-to'p-(Cc) va patsimon qatlamli- (Cs) bulutlardan iborat.

Ignalar, oltiqirrali ustunchalar yoki plastinkalar shakllaridagi muz kristallaridan tashkil topgan yuqori qavat bulutlari tolalar, egilgan patlar, to'lqinlar yoki tiniq oq to'r pardalar ko'rinishidagi yupqa oq qoplamdan iborat (7.1-rasm).



7.1rasm.Patsimon bulutlar

1.Patsimon bulutlar. Patsimon bulutlar tashqi ko'rinishi bo'yicha bir-birlaridan alohida-alohida to'lqinsimon oq bulutlar bo'lib, ular odatda juda yupqa va shaffof (tiniq) bo'ladi, ko'p bo'lmagan miqdorda kuzatiladi, ba'zan osmon gumbazining ancha qismini egallaydi. Bu turdagi bulutlar qatlamining qalinligi yuzlab metrdan bir necha km gacha yetadi. Ulardan quyosh, Oy va ravshan yulduzlar, ba'zan esa zangori osmon ham ko'rinib turadi. Ular kunduzi tabiiy yoritilganlikni deyarli kamaytirmaydi, shuning uchun yerdagi

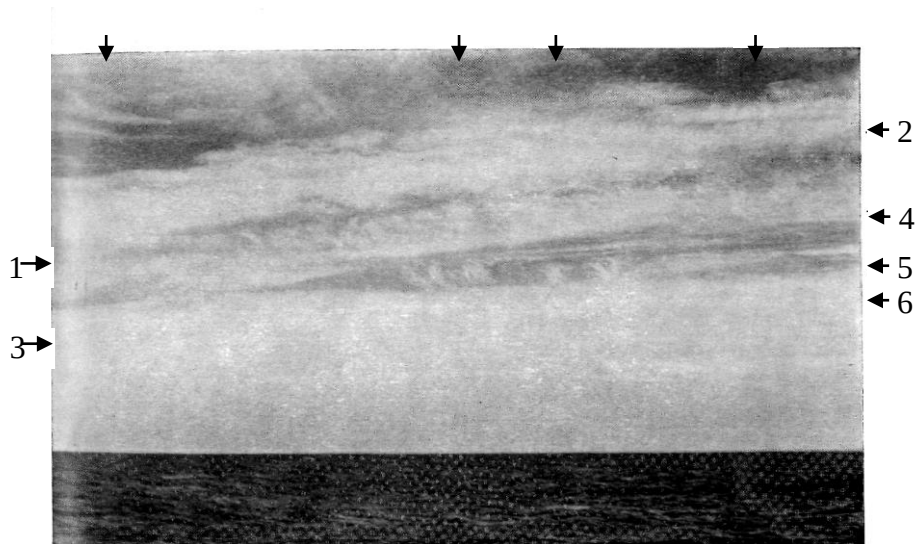
buyumlar sezilarli soya beradi. Patsimon bulutlar to'liqinsimon bulutlar guruhiga kiradi.

Patsimon bulutlarni tashkil qilgan muz kristallarining qirralaridan yorug'likning qaytishida va kristalldan sinib o'tishida quyosh atrofida «galo» deb ataladigan yorug' halqalar yoki ularning qismlari vujudga keladi. Galoning kattaligi va xususiyatlari bulutdagi muz kristallarining shakliga va yorug'likning muz kristalliga tushish burchagiga bog'liq.

Patsimon bulutlarni tashkil qilgan muz kristallaridan iborat ustunchalar balandliklari 0,01-0,1 mm ga teng. Bunday bulutlardan mayda muz kristallari yog'adi, ammo ular pastga sekin tushishida yuqori balandliklarda bug'lanib ketadi va Yer sirtiga yetib kelmaydi. Havoning yuqori troposferada ko'tarilma harakatida sovishida atmosfera frontlari zonasida patsimon bulutlarni vujudga keltiradi. Soviyotgan havodagi suv bug'ining sublimatsiyasi natijasida muz kristallari paydo bo'ladi. Shuningdek, yomg'irli to'p-to'p (Cb) bulutlarning parchalanishidan ham vujudga keladi.

2.Patsimon to'p-to'p bulutlar. Bu turdagi yupqa oq bulutlar juda kichik to'liqlar, pag'a-pag'a parchalar yoki egatlar ko'rinishida uchraydi.

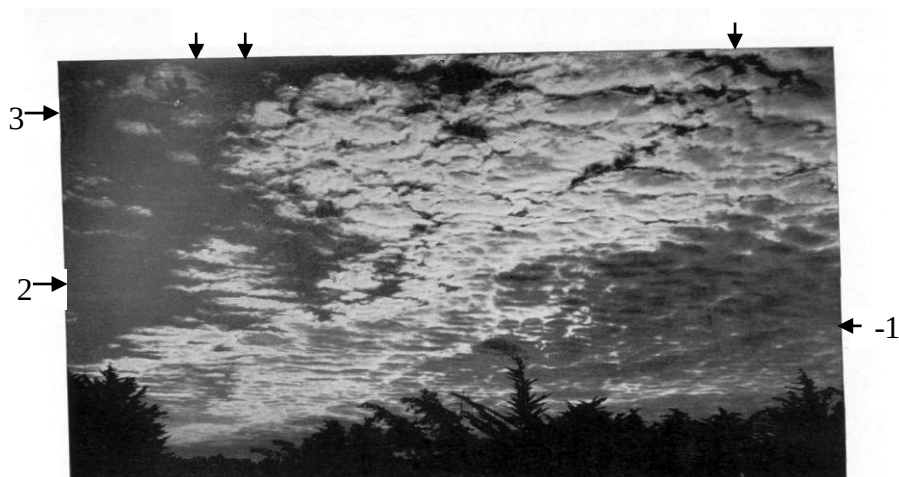
Ularning qalinligi 200-400 m dan oshmaydi. Pastki chegarasining Yer sirtidan balandligi mo'tadil kengliklarda 6 dan 8 km gacha yetadi. Patsimon to'p-to'p (Cc) bulutlar patsimon (Ci) bulutlar kabi juda tiniq, quyoshni bekitsada, yoritilganlikni deyarli kamaytirmaydi. Bu turdagi bulutlarda ba'zan galo kuzatiladi. Quyosh va Oy atrofida **shu'la-gardishlar** ko'rinishi mumkin. Cc bulutlar yuqori troposferada to'liqin va ko'tarilma harakatlari paydo bo'lganida vujudga keladi. Bu turdagi bulutlardan yer sirtiga yog'in tushmaydi, ular to'liqinsimon yoki prizmalar shaklidagi juda mayda muz kristallaridan tashkil topgan (7.2-rasm).



7.2-rasm. Patsimon to'p-to'p bulutlar.

1. **Patsimon qatlamli bulutlar.** Bu turdagi bulutlar oq yoki zangori, yarim tiniq bir jinsli qatlam ko'rinishidagi bulutlardir. Patsimon qatlamli bulutlarda Quyosh va Oy atrofida tez-tez ravshan galo kuzatiladi. Bunday bulutlar asta-sekin osmonni to'liq qoplaydi. Bu turdagi bulutlar ignalar yoki olti qirrali ustunchalar shaklidagi mayda muz kristallaridan iborat bo'ladi.

Cs bulutlarning pastki chegarasining balandligi mo'tadil kengliklarda 6-8 km ga teng. Bunday bulut qatlamining qalinligi 100 m dan bir necha km oralig'ida o'zgaradi, zichlashgan sari As bulutlarga aylana boradi (7.3-rasm).



7.3-rasm. Patsimon qatlamli tolasimon bulutlar.

Patsimon qatlamli bulutlar yuqori troposferada atmosfera frontlari zonasida, havoning ko'tarilma harakatida adiabatik sovishida paydo bo'ladi. Ulardan yog'inlar Yer sirtiga yetib kelmaydi.

7.7. O'rta qavat bulutlari

O'rta qavat bulutlari bir-biridan bulutlardagi havo ochiqliklari bilan ajralgan tutash pardalar, to'lqinlar, plastinkalar, pag'a-pag'a parchalar tarzidagi oq, ba'zan kulrang yoki ko'kish bulutlardir. Bulutlar orasidagi ochiqliklardan zangori osmon ko'rinib turadi, ba'zan esa bunday bulutlar bir-biri bilan qo'shilib tutash qoplamga aylanadi. Bunday bulutlar yuqori qavat bulutlaridan ancha zichroqligi va to'lqinlar, plastinkalar va pag'a-pag'a parchalarning kattaroq o'lchami bilan farq qiladi.

O'rta qavat bulutlari o'ta sovigan suv tomchilaridan yoki o'ta sovigan suv tomchilarining muz kristallari va qor uchqunlari bilan aralashmasidan iborat. Osmonni o'rta qavat bulutlari qoplaganida Quyosh xira ko'rinadi yoki butunlay ko'rinmaydi. O'rta qavat bulutlarining asosiylariga yuqori to'p-to'p (Ac) va yuqori qatlamli (Ac) bulutlar kiradi.

1.Yuqori to'p-to'p bulutlar. Bu turdagi bulutlar oq, ba'zan kulrang yoki ko'kish rangdagi to'lqinlar, egatlar va pag'a-pag'a parchalar ko'rinishida uchraydi (7.4-rasm). Ular orasidagi havo ochiqliklaridan zangori osmon ko'rinib turadi. Ba'zan bulutlar deyarli bir-biriga birlashib ketadi va tutash qoplamni hosil qiladi. Asosining balandligi 2 dan 6 km gacha chegarada bo'ladi. Bu turdagi bulut qatlamining qalinligi 200-700 m ga yaqin. Ac bulutlarda Quyosh va Oy atrofida shu'la gardishlar paydo bo'ladi. As bulutlar patsimon to'p-to'p bulutlardan zichroqligi va pag'a-pag'a parchalar va plastinkalar o'lchamlarining kattaligi bilan farq qiladi. Ac bulutlar asosan radiuslari 5-7 mkm bo'lgan o'ta sovigan tomchilardan tashkil topadi. Bu bulutlarda ba'zan yo'g'on plastinka shaklidagi muz kristallari ham uchrab turadi va Ac bulutlar 2 km dan yuqoridagi qatlamlarda inversiya va konveksiya chegaralarida havoning to'lqin harakati natijasida paydo bo'ladi. Shuning uchun ular sovuq front oldidan

kuzatiladi. Ular suvli bulutlar hisoblanadi. Ulardan yer yuziga yog'in tushmaydi.



7.4-rasm. Yuqori to'p-to'p bulutlar.

2.Yuqori qatlamli bulutlar. Bu turdagi bulutlar kulrang yoki ko'kish rangli to'lqinsimon bir jinsli qatlam shaklidagi tashqi ko'rinishga ega (7.5-rasm).



7.5-rasm. Yuqori qatlamli bulutlar.

Odatda bunday bulutlar asta-sekin butun osmonni qoplaydi. Pastki chegarasining balandligi 3 dan 5 km gacha yetadi. Bulutli qatlam qalinligi o'rtacha 1 km atrofida, ba'zi hollarda 2 km gacha ortadi.

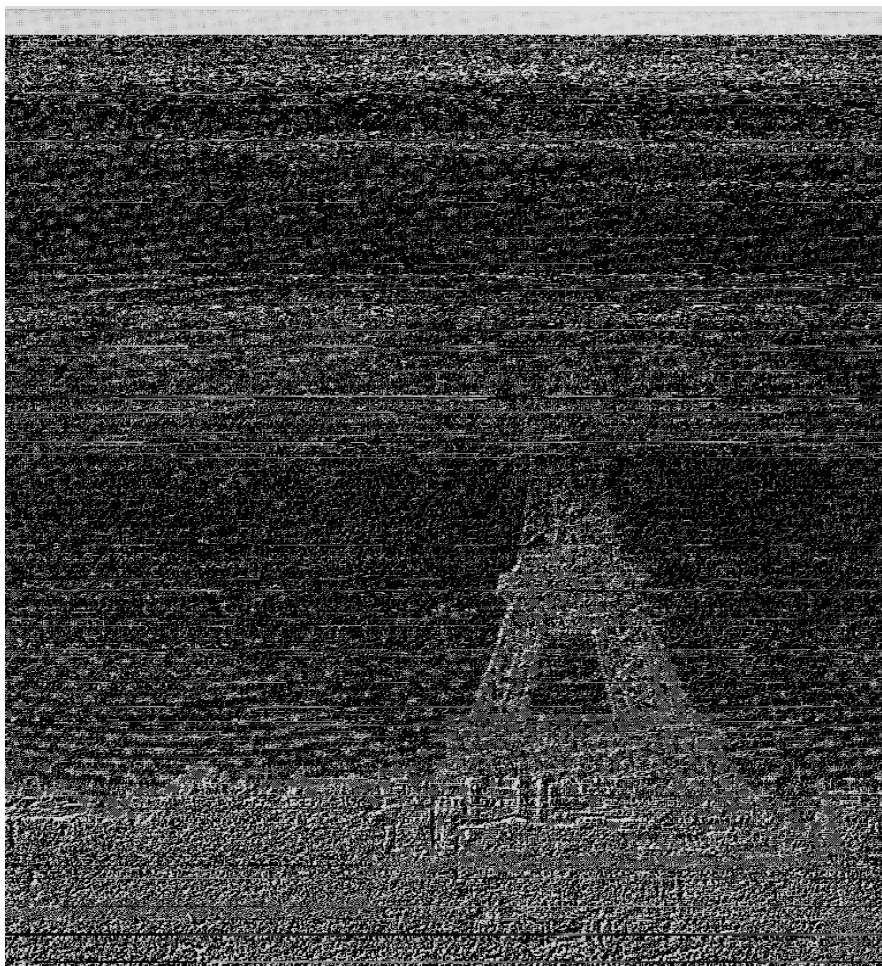
Quyosh va Oy bunday bulutlardan xuddi xira oynadan o'tgandek zaiflashib ko'rinadi, Yer sirtidagi buyumlarning soyasi juda xira ko'rinadi yoki butunlay soya bermaydi.

Bu turdagi yupqa bulutlar ko'chishida Quyosh va Oyni bekitganda, ular atrofida yorug' doiralar vujudga keladi. Bunday optik hodisa Quyosh va Oy nurlari bulut qatlamidan o'tishida juda mayda tomchilarda yoki muz kristallarida difraksiyalanishidan kelib chiqadi.

Ac bulutlar frontal izida havoning qiyalik bo'ylab yuqoriga sekin ko'tarilishida sovishi natijasida paydo bo'ladi. Shunga o'xshash jarayon sovuq frontlarda ham ro'y beradi. Ayniqsa, sovuq front sekin harakatlenganda As bulutlar tez-tez vujudga keladi. Yuqorida aytganimizdek, Ac bulutlarda mayda suv tomchilaridan tashqari mayda qor uchqunlari ham bor. Shuning uchun Ac bulutlardan Yozda Yer yuziga yog'in tushmaydi. Qishda esa Ac bulutlardan tez-tez mayda qor yog'ib turadi. As bulutlar qatlamsimon bulutlar turiga kiradi. **7.8. Quyi qavat bulutlari**

Quyi qavat bulutlari odatda quyuq (zich), qora, kulrang tusda bo'ladi va osmonni to'liq qoplaydi. Ular orqali quyosh va Oy ko'rinmaydi. Quyi qavat bulutlariga qatlamli to'p-to'p (Sc), qatlamli (St) va yomg'irli qatlam (Ns) bulutlar kiradi.

1. Qatlamli to'p-to'p bulutlar. Qatlamli to'p-to'p bulutlar (Sc) bir-biridan havo ochiqliklari bilan ajralgan va birlashib tutash qoplamga aylanib ketadigan katta egatlar (jo'yaklar), to'lqinlar, plastinalar, pag'a-pag'a parchalardan tashkil topgan kulrang va qoramtir tusdagi to'lqinsimon turga kiruvchi bulutlardir (7.6-rasm).



7.6-rasm. Qatlamli to'p-to'p bulutlar.

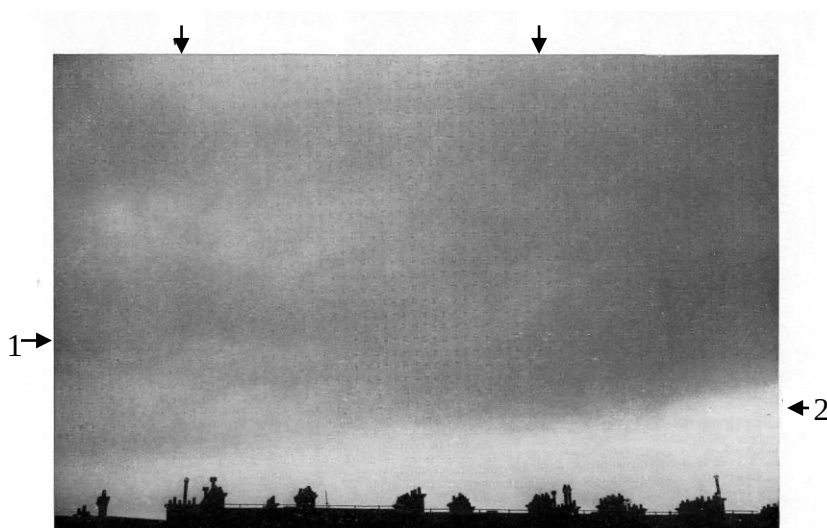
Agar Sc zich (quyuq) bulutlar osmonni tutash qoplasa, ular orqali Quyosh ko'rinmaydi va uning joylashish o'rnini aniqlash qiyin. Agar bulutlar orasida ochiqliklar yoki bulutlarning chetlarida yupqa qismlari bor bo'lsa, Quyosh vaqti-vaqti bilan ko'rinishi mumkin, bunda ba'zan yorug' doiralar (gardish shu'lalar) kuzatiladi.

Bunday bulutlar asosining balandligi 500 dan 1500 m gacha o'zgaradi. Bulutli qatlamning qalinligi 200 dan 800 m orasida bo'ladi. Qatlamli to'p-to'p bulutlar yuqori to'p-to'p bulutlar bilan bir vaqtda kuzatiladi. Sc lar afzal ravishda radiuslari 5-7 mkm suv tomchilaridan iborat, ulardan Yer sirtiga yog'in tushmaydi.

Qishda bu bulutlar o'ta sovigan suv tomchilaridan tarkib topadi. Juda kam hollarda ularning tarkibiga suv tomchilaridan tashqari muz kristallari va qor uchqunlari kiradi.

Sc bulutlar As bulutlardan bir oz pastda joylashganligi, bulut to'dalari o'lchamlarining kattaligi va zichligining yuqoriligi bilan farq qiladi. Sc bulutlar asosan Yer sirtidan 2 km dan pastda joylashgan inversiya qatlamlaridagi to'lqin harakatlarda yuzaga chiqadi. Kamdan-kam hollarda qisqa muddatli kuchsiz yomg'ir yoki qor yog'adi.

2. **Qatlamli bulutlar.** Bu turdagi bulutlar osmon gumbazini kulrang yoki sarg'ish-kulrang bir jinsli qatlam bilan qoplaydigan bulutlardir (7.7-rasm).



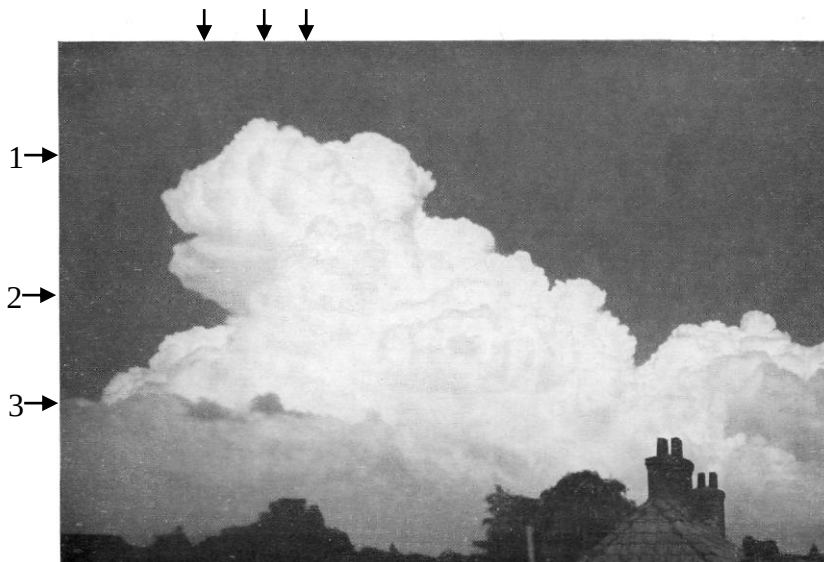
7.7-rasm. Qatlamli bulutlar.

Tashqi ko'rinishi bo'yicha Yer sirtidan bir oz balandlikda joylashgan tumanga o'xshaydi. Bunday bulutlar ba'zan Yer sirtidagi tumanlar bilan aralashib ketadi. Odatda qatlamli bulutlar osmonni kulrang qatlam bilan qoplaydi. Pastki chegarasining Yer sirtidan balandligi 100 dan 700 m gacha yetadi. Bu turdagi bulutlar qatlamining qalinligi 200 dan 800 m gacha o'zgaradi.

Qatlamli bulutlar afzal ravishda juda kichik (radiuslari 2-5 mkm chamasidagi) suv tomchilaridan tashkil topadi, bulutning harorati 0°C dan past qismlarida tomchilar o'ta sovigan bo'ladi, bu qismlarda muz kristallari ham bo'lishi mumkin. St bulutlar nisbatan iliq havoning sovuq taglik sirt ustidan harakatlanganida, havo pastki qatlamining

tun bo'yi yoki bir necha sutka davomida to'xtovsiz radiatsion sovishida va boshqa jarayonlar zaminida vujudga keladi.

3. **Yomg'irli qatlam bulutlari.** Bu turdagi bulutlar osmon gumbazini to'q kulrang rangdagi, ba'zan sarg'ish yoki ko'kish tusdagi tutash bulut qatlami bilan qoplaydi (7.8-rasm).



7.8-rasm. Yomg'irli qatlam bulutlar

Pastki chegarasining balandligi 100 dan 1000 m gacha o'zgaradi. Bulutli qatlamning qalinligi 2000 dan 3000 m gacha yetadi. To'q kulrang bulut qatlami go'yo ichkari tomondan ozgina yoritilganga o'xshaydi, yomg'ir yog'ib turganda bir jinsliday tuyuladi, yomg'ir yog'ishi tingandan keyin har xil jinsli ekanligi ko'rinib qoladi. Ns bulutlar tarkibi bo'yicha aralash bulutlarga kiradi. Uning pastki qismi manfiy haroratlarda mayda suv tomchilari bilan qor uchqunlari aralashmasidan iborat bo'ladi. Musbat haroratlarda Ns ning pastki qismi ancha yirik tomchilardan tashkil topadi, bunda 7-8 mkm o'lchamli tomchilar afzal ravishda mavjud bo'ladi. Ns bulutlar qatlamsimon bulutlar turiga kiradi. Ns bulutlar odatda As bulutlardan hosil bo'ladi, As bulutlar borgan sari zichlashib va pastga tushib asta-sekin Ns bulutlarga aylanadi.

Yomg'irli qatlam bulutlarining hosil bo'lishiga olib keladigan asosiy jarayon - bu havoning front chizig'i yaqinidagi og'ma (qiya) frontal sirt bo'ylab yuqoriga ko'tarilishda sovishidir.

Ns bulutlardan burkama yomg'ir yoki burkama qor yog'adi, juda kam hollarda muzli yomg'ir yog'adi.

7.9. Vertikal rivojlanadigan bulutlar

Vertikal rivojlanadigan bulutlar bir-biridan ayrim-ayrim joylashgan, zich, vertikal yo'nalish bo'yicha kuchli rivojlangan bulut massalaridan iborat. Ularning eng pastki qismi yassi, cho'qqilari esa hamma vaqt yaltiroq oppoq rangda, asosi esa oq, kulrang, qoramtir kulrang bo'lishi mumkin. Bu turdagi bulutlar guruhiga to'p-to'p bulutlar va yomg'irli to'p-to'p bulutlar kiradi. Vertikal rivojlanadigan bulutlar to'p-to'psimon bulutlar guruhiga tegishlidir.

4. **To'p-to'p bulutlar.** Bulutlarning bu turi odatda yilning iliq vaqtlarida paydo bo'lib, bir-biridan alohida-alohida joylashgan bulutlar yoki katta-katta bulut to'dalari shaklida uchraydi. Bunday bulut massalarining asosi yassi bo'lib, cho'qqilari esa qavariq gumbazlarga, minoralarga o'xshaydi (7.9-rasm)



7.9-rasm. To'p-to'p bulutlar

To'p-to'p bulutlarning markaziy qismlari Quyoshni to'liq berkitadi, chekkalari esa quyosh nurlarini o'tkazadi. Ba'zi hollarda Quyosh atrofida yorug' doiralar kuzatiladi. To'p-to'p bulutlar suv tomchilaridan tashkil topgan. Ularni ajratib turadigan alomati: bulutlarning cho'qqilari har doim oppoq rangda, asosi esa oq, kulrang va qoramtir-kulrangda bo'lishligidir. Ular odatda ertalab paydo bo'ladi, kunduzi kattalashib, tushki paytda eng yirik bo'ladi. Kunning ikkinchi yarmida yassilashib tarqalib ketadi. Agar havoda namgarchilik ko'p bo'lib, havo isishda davom etsa, alohida-alohida bulutlar tobora yuqoriga ko'tarilib, bir-biri bilan qo'shilib ketadi va bulutlar osmonni to'liq qoplaydi. Ular quyuq, zich bulut to'piga aylanadi. Bulutlardagi bunday o'zgarishlar Cu bulutlarning Cb (yomg'irli to'p-to'p) bulutlarga aylanayotganini bildiradi, tezda yomg'ir, ba'zan jala, qor va hattoki do'l ham yog'ishi mumkin. Su bulutlar suv tomchilaridan tashkil topadi. Cu bulutlarning o'zidan odatda, yog'in yog'maydi.

Mo'tadil kengliklarda ba'zan Su bulutlardan ayrim tomchilar yoki qisqa muddatli siyrak qor yog'ishi mumkin. Tropik kengliklarda Cu bulutlardan ba'zan jala yog'inlar yog'adi. Cu bulutli qatlamning qalinligi 100 dan bir necha km gacha yetadi. Pastki chegarasining balandligi 800 dan 1500 m gacha tebranadi. To'p-to'p bulutlar asosan taglik sirtlarning bir xil isimaganligidan vujudga keladi va havoning kuchli ko'tarilma harakati natijasida paydo bo'ladi.

5. Yomg'irli to'p-to'p bulutlar. Katta vertikal quvvatga ega bo'lgan bu turdagi bulutlar, ko'tarilayotgan tog'simon katta bulut massalaridan iborat bo'lib, asosi (tagi) kulrang-qora, ba'zan ko'kish, cho'qqilari tolasimon tuzilishdagi oq bulutlardir. Yilning sovuq vaqtlarida esa bu turdagi bulutlar ancha yassi bo'lishi mumkin.



7.10-rasm. Yomg'irli to'p-to'p bulutlar

Bunday bulutlarning yuqori qismi muz kristallaridan, pastki qismi esa mayda yomg'ir tomchilaridan iborat bo'ladi. Qishda qattiq sovuqlarda Cb bulutlar faqatgina muz kristallaridan tarkib topadi.

Quyosh va Oy Cb bulutlardan butunlay ko'rinmaydi. Ulardan jala yomg'ir yoqqanda ko'pincha kamalak kuzatiladi. Bunday bulutlardan yog'inlar shiddatli, jala ko'rinishida yog'adi. Bahorda ulardan yirik tomchili yomg'ir yoki do'l, kuzda muz donalari va oqishoq qor, qishda esa jala qor, ko'pincha ho'l va oqishoq qor yog'adi, bunday bulutlar qisqa vaqtda kuchli yog'in beradi. Bulutlarning bu turida tez-tez momaqaldiroq gumburlaydi va yashin kuzatiladi.

Cb bulutlar asosi (tagi) ning balandligi 400 dan 100 m gacha o'zgaradi. Vertikal cho'zilishi 3000 dan 4000 m gacha yetadi, ba'zan Cb bulutlarning cho'qqisi tropopauzagacha yetib boradi. Yomg'irli to'p-to'p bulutlar asosan kuchli rivojlangan termik va dinamik konveksiya jarayonida havoning ko'tarilma harakatida sovishi natijasida yuzaga keladi.

7.10. Bulutlanganlik. Bulutlanganlik miqdorining sutkalik va yillik o'zgarishi

Kuzatuvchi turgan joyda osmon gumbazidagi bulutlar to'plamiga bulutlanganlik deb aytiladi. Meteorologik stansiyalarda bulutlarning Yer sirtidan balandligi, bulutlanganlik miqdori va bulutlarning ko'chish yo'nalishi aniqlanadi.

Osmonning bulut bilan qoplanish darajasini bulutlanganlik miqdori deb yuritiladi.

Bulutlanganlik miqdorini ko'z bilan ko'rib, chamalab 10 ballik shkala bo'yicha baholanadi. Osmon gumbazida bulutlar yo'q bo'lsa 0 ball qo'yiladi. Agar bulutlar osmon gumbazining 0,1 qismini qoplasa bulutlanganlik miqdori 1 ball, 0,2 qismini qoplasa 2 ball, 0,3 qismini qoplasa 3 ball, osmon gumbazini bulutlar to'la qoplaganida bulutlanganlik miqdori 10 ball deb baholanadi.

Bulutlar osmon gumbazining yarmidan kamrog'ini qoplaganida bulutlanganlik miqdorini baholashda, osmon gumbazining bulutlar bilan qoplangan qismlarining yig'indisini olish kerak.

Agar bulutlanganlik miqdori 5 balldan oshiq bo'lsa (ya'ni bulutlar osmon gumbazining yarmidan ko'prog'ini qoplasa), bulutsiz maydonlarning yig'indisini hisoblanadi va chiqqan natijani ballarda ifodalangan songa aylantirib, uni 10 dan ayirish kerak. Ayirishdan qolgan natija osmon gumbazini qoplagan bulutlar miqdori bo'ladi. Bulutlanganlik miqdorini kuzatish bir joyda o'tkaziladi. Kuzatish joyini osmon gumbazining barcha qismi (ufqqacha) ko'rinadigan joydan tanlash kerak. Bulutlanganlik miqdorini kuzatish ertalabki va kechqurungi muddatlarda bajariladi. Agar bulutlar osmon gumbazining 0,9 dan ortiq qismini (9 balldan ortiq) qoplasa, ammo alohida-alohida ochiqliklar (osmon gumbazining 0,1 qismidan kam bo'lsa), u holda bulutlanganlik miqdorini ochiqliklari bor 10 ball deb baholanadi va deb kvadrat ichiga yoziladi. Kuzatishlarda dastavval bulutlanganlikning umumiy miqdori, so'ngra quyi qavat

bulutlanganligi alohida baholanadi. Kuzatuvga doir yozuvlar kasr shaklida olib boriladi: kasr suratiga bulutlanganlikning umumiy miqdori, maxrajiga esa quyi qavat bulutlanganlik miqdori yoziladi.

Aytganlarimizni tushunishimiz uchun quyidagi misollarni keltiramiz:

1. Osmon gumbazida bulutlar yo'q bo'lsa yozish $\frac{0}{0}$ kabi bo'ladi.
2. Bulutlar osmon gumbazining 0,7 qismini, quyi qavat bulutlari esa

0,5 qismini qoplagan bo'lsa, bulutlanganlik miqdori $\frac{7}{5}$ ko'rinishida yoziladi.

Agar bulutlanganlik miqdori 0-2 ball bo'lsa, osmon ochiq 3-7 ball bo'lsa, osmon yarim ochiq va 8-10 ball bo'lsa osmon bulut bilan qoplangan deb hisoblanadi.

Bulutlanganlik miqdorining sutkalik o'zgarishi ancha murakkab xususiyatga ega, har xil turdagi bulutlar miqdorining sutkalik o'zgarishining borishi turlicha o'tadi.

Qatlamli va qatlamli to'p-to'p bulutlar ko'pincha ertalabki soatlarda tashkil topadi, chunki bu soatlarda sovish eng kuchli bo'ladi. Kunduzi bunday bulutlar shamolning kuchayishi va rivojlanayotgan konveksiya ta'sirida tarqalib ketadi.

Quruqliklar ustida vertikal rivojlanadigan Cu va Cb bulutlar tushki paytdan keyingi soatlarda maksimumga erishadi, chunki bu soatlarda iliq havoning konvektiv harakati eng kuchaygan bo'ladi.

Bunday bulutlar odatda kechqurunga borib parchalanib, tarqalib ketadi. Shuning uchun yilning iliq vaqtida quruqlik ustida konvektiv bulutlar miqdori: ertalab kuchsiz va tushki soatlardan keyin ancha kuchli bo'lgan ikkita maksimumga erishadi. Yilning sovuq vaqtlarida konveksiya kuchli bo'lgani uchun ertalabki maksimum ustunlik qiladi. Tropik kengliklarda bulut hosil qiluvchi eng muhim jarayon –konveksiya bo'lgani uchun yil davomida tushki paytdan keyingi maksimum afzal ravishda kuzatiladi.

Dengizlar va okeanlar qirg'oqlarida kunduzi bulutlar kamayadi. Bulutlanganlik miqdorining yillik o'zgarishi turli iqlim zonalarida har xil boradi. Masalan, Xarkov shahrida o'rtacha ko'p yillik ma'lumotlar bo'yicha bulutlanganlik miqdorining maksimumi dekabrda (8,4 ball), minimumi avgust oyiga (4,3 ball) kuzatiladi. Sharqiy Sibirda esa qishda bulutlanganlik miqdori kam, yozda esa bulutlar miqdori ko'paygan bo'ladi. Chita shahrida bulutlanganlik miqdorining maksimumi iyulda (6,7 ball), minimumi esa yanvarda (3,3 ball) kuzatiladi.

Bulutlik sharoitlarini havo ochiq va bulutli kunlar soni bilan ham tavsiflash mumkin. O'zbekiston Respublikasi hududlarida bulutlikning o'zgarishiga doir quyidagi ma'lumotlarni keltiramiz.

O'zbekiston tekisliklarida yanvar oyida umumiy bulutlik kunlarning o'rtacha ko'p yillik takrorlanishi 55-60 foizni tashkil etadi va faqat Qizilqum cho'lining markaziy qismida 50 foizgacha kamayadi.

Quyi qavat bulutlik kunlarning takrorlanishi umumiy bulutlik bo'yicha Ustyurtda va Orol dengizi qirg'oqlarida 40 foizdan, Qizilqum cho'lining markaziy qismida 28-30 foizgacha o'zgaradi.

Yozda (iyulda) bulutlar miqdori ancha kam. Iyul oyida umumiy bulutlik kunlarning takroriyligi Ustyurtda 25 %, Qizilqum cho'lida 15 %, Qarshi cho'lida esa 3-4 % foizni tashkil qiladi.

Umumiy bulutlik bo'yicha bulutli kunlarning o'rtacha ko'p yillik soni Ustyurtda 90-100 kundan, Qizilqum cho'lining janubiy qismida esa 50-55 kungacha o'zgaradi. Havo ochiq kunlarning o'rtacha ko'p yillik soni Ustyurtda eng kam 73-75 kundan, Qarshi cho'lida esa eng ko'p 140-150 kungacha o'zgaradi.

Farg'ona vodiysi va Surxondaryoda yanvar oyida umumiy bulutlik bo'yicha bulutli kunlarning takroriyligi 53-63 % atrofida o'zgaradi.

Quyi qavat bulutlarining takroriyliги O'zbekistonning tog' oldi hududlarida 30-40 % ni tashkil qiladi. Iyul oyida esa tog' oldi hududlarida barqaror kam bulutli ob-havo kuzatiladi. Tog'da bulutli va havo ochiq kunlar soni tog' oldi hududlardagidan deyarli farq qilmaydi.

Toshkent shahrida yanvar oyida umumiy bulutlik kunlarning o'rtacha ko'p yillik takroriyliги 64 % ga, quyi qavat bulutlik kunlarning takroriyliги esa 28 % atrofida bo'ladi. Toshkent shahrida iyul oyida umumiy bulutlik kunlarning o'rtacha ko'p yillik takroriyliги 11 % ga, quyi qavat bulutlik kunlarning takroriyliги esa 2 % ga teng. Tekisliklarda bulutlikning sutkalik o'zgarishida bulutli osmonning takroriylik maksimumi qishda (65-67 %) kunduzgi soatlarda ro'y beradi.

Tekisliklarda o'rta qavat buluti-yuqori to'p-to'p bulutlar eng ko'p takrorlanadi (21-24 %), Toshkentda qishda patsimon bulutlar (68 %) va yuqori to'p-to'p bulutlar (55 %) afzal bo'ladi. Yozda patsimon bulutlarning takroriyliги 39-48 % gacha kamayadi, ammo vertikal rivojlanadigan bulutlardan to'p-to'p (Cu) bulutlarning takroriyliги kuchayadi.

7-bob uchun savol va masalalar

1. Suv bug'ining kondensatsiyasi va sublimatsiyasi deb nimaga aytiladi?
2. Suv bug'ining atmosferadagi kondensatsiyasi va sublimatsiyasi qanday sharoitlarda ro'y beradi?
3. Havoning adiabatik ko'tarilishida kondensatsiya jarayonini tushuntiring.
4. Shudring va qirov qanday sharoitlarda paydo bo'ladi?
5. Yaxmalakning paydo bo'lish sabablari va sharoitlarini tushuntiring.
6. Nam adiabatik deb qanday jarayonga aytiladi?

7. Kondensatsiya sathini qanday formula yordamida hisoblanadi?

8. Kondensatsiya yadrolari deb nimaga aytiladi?

9. Tuman deb nimaga aytiladi? Tumanlar qanday turlarda uchraydi?

10. Qanday sharoitlar radiatsion tumanlarning paydo bo'lishiga qulaylik yaratadi?

11. Advektiv tumanlar qanday sabablarga ko'ra paydo bo'ladi?

12. Bug'lanish tumanlari qanday hosil bo'ladi?

13. Bulutlarning ta'rifini ayting.

14. Bulutlarning suvliligi deb nimaga aytiladi?

15. Konveksiya bulutlari deb qanday bulutlarga aytiladi?

16. Bulutlar tarkiblari bo'yicha qanday guruhlariga ajraladi?

17. Bulutlarning xalqaro tasnifini bayon qiling.

18. Bulutlarning 10 ta turini izohlang.

19. Bulutlar har bir turining balandligi va qalinligini tavsiflang.

20. Bulutlanganlik miqdori deb nimaga aytiladi?

21. Bulutlanganlik miqdorining sutkalik va yillik o'zgarishini bayon qiling.

22. 17°C haroratda havo tarkibidagi suv bug'i to'yinish holatiga erishgan. Agar harorat 12°C gacha pasaysa, 1m^3 havoda qancha suv bug'i kondensatsiyalanadi?

Javobi: $3,8\text{ g/m}^3$.

23. Suv bug'iga to'yingan havoning harorati $25,0^{\circ}\text{C}$. Agar harorat $20,0^{\circ}\text{C}$ gacha pasaysa, 1m^3 havoda qancha suv bug'i ajraladi?

Javobi: $5,8\text{ g/m}^3$.

24. Suv bug'iga to'yingan ikkita havo massalari aralashib ketgan. Sovuq havo massasining harorati 0°C , iliq havo massasining harorati $12,0^{\circ}\text{C}$. Aralash havoning 1m^3 hajmidan qancha suv ajraladi?

Javobi: $0,56 \text{ g/m}^3$.

25. Tog' tizmasining etagidagi havo massasining harorati 18°C . Atmosfera bosimi 1020 gPa bo'lganda bu havo massasidagi suv bug'ining parsial bosimi $12,53 \text{ gPa}$ ga teng. Agar shu havo massasi tog' yonbag'ri bo'ylab 1900 m gacha balandlikka ko'tarilgan bo'lsa, uning harorati qanday bo'ladi? Jarayon adiabatik o'tadi, nam adiabatik gradiyentning o'rtacha qiymati $0,5^\circ\text{C}/100 \text{ m}$.

Javobi: $3,8^\circ\text{C}$.

26. Yer sirtida atmosfera bosimi 1000 gPa bo'lganda havo harorati 24°C , nisbiy namligi 42% . Agar shu havo massasi bosimi $880,6 \text{ gPa}$ bo'lgan 1000 m balandlikka adiabatik ko'tarilsa, uning nisbiy namligi qanday bo'ladi?

Javobi: $68,8 \%$.

27. Yer sirtida atmosfera bosimi $1040,0 \text{ gPa}$ da suv bug'ining parsial bosimi $12,5 \text{ gPa}$ ga teng. Agar havo atmosfera bosimi 900 gPa bo'lgan sathgacha adiabatik ko'tarilsa, suv bug'ining parsial bosimi qanchaga teng bo'ladi?

Javobi: $10,8 \text{ gPa}$.

VIII-BOB. BULUTLARDAN YOG'ADIGAN YOG'INLAR

8.1. Yog'inlar tasnifi. Yog'in turlari

Yog'inlarning paydo bo'lishi, tuzilishi va ularning elementlari (tomchilar, muz kristallari) ning katta-kichikligi bo'yicha taqsimotiga yog'inlar tasnifi deb yuritiladi. Atmosfera yog'inlari deb Yer sirtiga atmosferadan yog'adigan suv tomchilari va muz kristallariga yoki ularning aralashmalariga aytiladi.

Atmosfera yog'inlari ikki asosiy guruhga ajratiladi:

1. Suv bug'larining Yer sirtiga yaqin havo qatlamida yoki bevosita Yer sirtida va undagi buyumlarda kondensatsiyasi va sublimatsiyasi natijasida paydo bo'ladigan yog'inlar-tuman, shudring, qirov, yaxmalak, qattiq va suyuq qoplamlar.

2. Bulutlardan yog'adigan yog'inlar-yomg'ir, qor, do'l. Biz 6-bobda 1-guruh yog'inlari haqida ma'lumotlarni bayon qilganmiz. Endi so'z 2-guruh yog'inlari haqida boradi.

Biz oldingi bobda bulutlardagi suv tomchilari va muz kristallari juda ham mayda bo'lishini izohlaganmiz. Ularning har biriga vertikal pastga qarab ta'sir qiluvchi og'irlik kuchi, odatda yuqoriga qarab ta'sir qiluvchi havoning ko'tarilma harakati ta'sir kuchidan ortiq bo'lmaydi. Shu sababli tomchilar yoki muz kristallari Yerga tushib ketmasdan, balki bulutlar ichida muallaq holatda mavjud bo'ladi. Bunday deyishimiz tomchilar (yoki muz kristallari) fazoda o'zlarining koordinatlarini o'zgartirmaydi deyishimiz emas. Bunday mayda bulut elementlari havoning ko'tarilma harakati kuchayganida bulut ichida yuqoriga ko'tariladi yoki havoning ko'tarilma harakati kuchsizlanganida bulut ichida pastga tushadi, ammo bulut qalinligini tark etib bulutlarning quyi chegarasidan pastga tushib ketmaydi, ular bulut ichida ko'chib yuradi.

Atmosferada fizik sharoitlar yetarli bo'lganida bulutni tashkil etuvchi tomchilar yoki muz kristallari turlicha sabablarga ko'ra kattalashadi. Masalan, suv tomchilarining diametrlari 0,2 mm dan

oshib ketadi. Endilikda bunday yiriklashgan tomchilar (yoki muz kristallari) ga ta'sir qiluvchi og'irlik kuchi, havoning ko'tarilma harakati ta'sir kuchidan ortiq bo'lib qoladi. Shuning uchun ularni havoning ko'tarilma harakati ushlab turolmaydi. Natijada yetarlicha yiriklashgan tomchilar (yoki muz kristallari) Yer sirtiga tushadi, ya'ni yog'in yog'adi.

Yog'in miqdori, ular Yer sirtiga tushib shimilish, oqib ketish va bug'lanish bo'lmaganda hamda ayni shu vaqtda qattiq holatda tushgan yog'inlar to'la erib bo'lganida hosil bo'ladigan suv qatlamining qalinligi bilan (mm hisobida) aniqlanadi. Odatda sutkalik, o'n kunlik, oylik, mavsumiy va yillik yog'in miqdorlari qalinligi hisoblanadi.

Meteorologik stansiyalarda suyuq yog'inlardan tashqari qor qoplaminig qalinligi, qor zichligi, joyning mikrogeografik xususiyatlariga bog'liq holda qor qoplaminig taqsimlanishi aniqlanadi.

1 m² yuzaga yoqqan 1 mm qalinlikdagi yog'in qatlamining massasi 1 kg ga teng bo'ladi. Yog'inlarning muhim tavsiflaridan biri ularning jadalligidir.

Yog'in jadalligi deb vaqt birligi (odatda 1 min) da gorizontal sirtga yoqqan yog'in qatlamining mm larda hisob qilingan qalinligiga aytiladi.

Yog'in jadalligini i harfi bilan, vaqtni t va yog'indan hosil bo'lgan suv qatlami qalinligini h bilan belgilab, yog'in jadalligini quyidagi formula bo'yicha aniqlanadi:

$$i = \frac{h}{t} \text{ mm / min} \quad (8.1)$$

Meteorologik stansiyalarda faqat suyuq yog'inlarning jadalligi miqdoriy jihatdan baholanadi. Atmosfera yog'inlari qattiq, suyuq va aralash yog'inlarga ajratiladi.

I. Qattiq yog'inlar.

Qattiq yog'inlarga qor, oqishoq qor, qor donalari, muz donalari, muzli yomg'ir va do'l kiradi.

1. **Qor**-ko'pincha yulduzchalar shaklidagi, ba'zan esa yulduzchalar o'zaro yopishib kattaroq o'lchamli pag'alarni hosil qiluvchi muz va qor kristallari (qor uchqunlari) dan iborat qattiq yog'indir.

2. **Oqishoq qor** - xira oq rangli, dumaloqsimon yoki konus shaklidagi diametrlari 2 dan 5 mm gacha bo'lgan, qorga o'xshash donalar shaklida bulutlardan yog'adigan qattiq yog'indir.

3. **Qor donalari** - diametrlari 1 mm va undan kichik xira oq mayda donachalar shaklidagi qattiq yog'in. Qor donalari oqishoq qordan o'lchamlarining kichikligi bilan farq qiladi.

4. **Muz donalari (burchiq)**- diametrlari 3 mm gacha bo'lgan sirti tiniq, ammo markazida tiniqmas yadrosi bor mayda muz zarrachalaridan iborat qattiq yog'indir.

5. **Muzli yomg'ir** - diametri 1 dan 3 mm gacha bo'lgan mayda shaffof muz parchalaridan iborat qattiq yog'in.

6. **Do'l** - turlicha shakl va o'lchamdagi muz kristallaridan iborat qattiq yog'in. Do'l zarrasi tiniqmas yadrodan va uning atrofini o'rab olgan bir necha navbatlab almashadigan tiniq va xira muz qatlamlaridan iborat. Do'l zarralarining o'lchami ko'pincha 1-3 sm ga teng, ammo ba'zi hollarda ularning o'lchami bundan ham ortib ketishi mumkin.

II. Suyuq yog'inlar.

7. **Yomg'ir**-bulutlardan Yer yuzasiga yog'adigan diametrlari 0,5 dan 7 mm gacha bo'lgan suv tomchilaridir.

8. **Shivalama yomg'ir** - diametrlari 0,05 dan 0,5 mm gacha bo'lgan tomchilar ko'rinishidagi atmosfera yog'inidan iborat.

III. Aralash yog'inlar.

9. **Ho'l qor**-eriyotgan qor yoki qorning yomg'ir bilan aralashmasidan iborat.

Paydo bo'lishining fizik sharoitlariga va yog'ish xususiyatlariga qarab yog'inlar uch turga: burkama, jala va shavalama yog'inlarga ajratiladi.

I. Burkama yog'inlar. Bu turdagi yog'inlarga burkama yomg'ir va burkama qorlar kiradi.

Burkama yomg'irlar odatda yomg'irli qatlam (Ns) va yuqori qatlamli (As) va kamdan-kam hollarda qatlamli to'p-to'p (Sc) bulutlardan yog'adi. O'rta o'lchamli tomchilardan tashkil topgan bunday yomg'irlar juda katta hududlarga tushadi, osmonni bulut qoplab, o'rtacha jadallikda va bir tekisda yog'adi. Ularning jadalligi unchalik katta bo'lmay surunkasiga yoki vaqti-vaqti bilan to'xtab bir necha soat yoki bir necha kun yomg'ir yog'adi.

Burkama qor. Yomg'irli qatlam (Ns) va yuqori qatlamli (As) bulutlardan bir necha soat davomida bir tekisda surunkali yog'adigan qor.

II. Jala yog'inlar. Jala yog'inlar yomg'irli to'p-to'p (Cb) bulutlardan yog'adi. Ular to'satdan boshlanadi va jadalligi 1 mm/min ga yetganda jalaga aylanadi. Jala yog'ini uzoq muddatga cho'zilmaydi va kichik hududlarni qamrab oladi. Ularning jadalligi keskin o'zgarib turadi. Jala yog'inlar Cb bulutlardan suyuq tomchilar holatida, qattiq holatda-yirik pag'a qor, oqishoq qor, ba'zan esa do'l ko'rinishida yog'adi.

Jala yog'inlardagi yomg'ir tomchilari burkama yomg'ir tomchilaridan kattaroq bo'ladi. Jala vaqtida ko'pincha momaqaldir oq gurillab, yashin chaqnaydi.

O'zbekiston iqlimi sharoitida jala yog'inlar bahor oylarida kuzatiladi. Qishda ko'p yog'adigan yirik pag'a-pag'a qor jalasi vujudga keladi.

III. Shivalama yog'inlar. Shivalama yog'inlar qatlamli (St) bulutlardan, ba'zan qatlamli to'p-to'p (Sc) bulutlardan yog'adi.

Ular juda mayda yomg'ir tomchilaridan, juda kichik qor uchqunlaridan yoki muz kristallaridan tashkil topadi. Shivalama yog'inlarning jadalligi juda kam. Ular asosan bir jinsli turg'un muvozanatli havo massalarining ichida vujudga keladi.

Yog'inlarning asosiy tavsifi bo'lib yog'in jadalligi hisoblanadi. Yuqoridagi 8.1-ifodada yog'in jadalligini aniqlash formulasi berilgan. Shivalama yomg'irlarning jadalligi eng kam, jala yog'inlarning jadalligi esa eng katta bo'ladi.

Jalaning davomiyligi qancha katta bo'lsa, uning jadalligi shuncha kichik bo'ladi. Davomiyligi 1 soatdan oshiq yomg'irni jala deb atalishi uchun uning jadalligi 0,2 mm/min dan ortiq bo'lishi kerak. Jalaning bunday minimal jadalligida 1 gektar maydonda 1 soatda 120 tonna suv yig'iladi. Kuchli jalada 1 soatda 30 mm gacha yomg'ir yog'adi. Moskva shahrida 1953 yilning iyul oyida jala yuzaga keltirgan yomg'irning sutkalik eng katta miqdori 66 mm gacha yetganligi haqida ma'lumotlar bor.

1955 yilning iyul oyida AQSH ning Ayova shtatida ancha kuchli jadallikdagi jala yoqqan, uning jadalligi 1 minut 24 sekund davomida 17,5 mm/min ga yetgan.

1967 yilning 27-29 aprelida Markaziy Osiyo hududlarida ancha kuchli yomg'ir yog'ishi qayd etilgan. Bunda yarim sutka (12 soat) davomida Chorvoqda-48 mm, Toshkentda-35 mm, Ashqabodda-29 mm, Bishkekda-26 mm yomg'ir yoqqan. O'zbekiston hududlarida yog'inlarning maksimal miqdori bahor oylariga, minimal miqdori esa yoz oylariga to'g'ri keladi.

8.2. Bulut elementlarining yiriklashuv jarayonlari

Avvalgi mavzuda aytganimizdek, bulut elementlari (tomchilar, muz kristallari) yog'inga aylanishi uchun ularning og'irligi, havo oqimining ko'tarilma harakati ta'sir kuchidan ortiq bo'lishi kerak.

Shunday holdagina havo oqimining ko'tarilma harakati yetarlicha og'irlashgan yirik tomchilar (yoki muz kristallari) ni bulut qatlamida muallaq holatda ushlab qololmaydi. Bunda tomchilarning pastga tushish tezligi, havo oqimining ko'tarilma harakati tezligidan katta bo'lishi lozim. Bundan tashqari ular bulutdan Yer sirtigacha masofada bug'lanib ketmasligi kerak.

Demak, tomchilarning yog'in bo'lib tushishi uchun ularning tezligi v , havo oqimi ko'tarilma harakati tezligi w dan katta bo'lishi shart, shunda tomchi $v - w$ tezlik bilan pastga tushadi.

O'z-o'zidan ayonki, kichik o'lchamli tomchilar sekin tushadi, yirik tomchilar esa tezroq tushadi. Shuning uchun turlicha o'lchamli tomchilarning tushish tezliklarini hisoblashning yagona formulasi mavjud emas. Odatda kichik tomchilar va yirik tomchilarning tushish tezliklarini har xil formulalar yordamida hisoblanadi. Masalan, radiuslari 0,001 dan 0,2 mm gacha bo'lgan tomchilarning pastga tushish tezligini quyidagicha formula bilan hisoblanadi:

$$V = 1,26 \cdot 10^4 \cdot R^2 \quad (8.2)$$

bu yerda: R -tomchi radiusi (sm); V -tomchi tezligi (m/s).

Tomchining o'lchami ortgan sari havoning tomchiga qarshiligi kuchayadi. Shuning uchun yirik tomchilar tushish tezligining tomchi radiusiga bog'liqligi, kichkina tomchilarnikidan boshqacha bo'ladi. Radiusi 0,5 mm dan katta tomchilarning tushish tezligi quyidagi empirik formula bo'yicha hisoblanadi:

$$V = 1344 \cdot \sqrt{R} \text{ sm/s} = 13,44 \cdot \sqrt{R} \text{ m/s} \quad (8.3)$$

Misol uchun radiusi $R=0,5$ mm tomchining tushish tezligi

$$V = 1344 \cdot \sqrt{0,05} \text{ sm/s} = 300,5 \text{ sm/s} \approx 3 \text{ m/s} \text{ ga teng.}$$

Xuddi shunga o'xshash R 3,5 mm tomchining tushish tezligi $V=7,93$ m/s ga teng bo'ladi.

Bu ikki misoldan ko'rinadiki, yomg'ir tomchisining radiusi oshgan sari tushish tezligi ortadi. Bulutlardagi real sharoitlarda tomchilarning tushish tezligi, ularning hisoblangan qiymatlaridan bir oz farq qilishi mumkin. Ammo tomchilar radiusining kattaligiga tushish tezligining to'g'ri mutanosibli har doim saqlanadi.

Yuqoridagi (8.2) va (8.3) formulalar bo'yicha tomchilarning tushish tezligini hisoblashda, tomchilarni sharcha shaklida deb qaralgan.

Yog'inlarning qattiq zarralarining tushish tezligini hisoblash ancha murakkab. Agar bu zarrachalar sferik shaklda bo'lsa, ularning tushish tezligini yomg'ir tomchilariniki kabi hisoblash mumkin, ammo bunda ham muz kristallarining zichligi $\rho < 1^2/\text{sm}^3$ ekanligini e'tiborga olish kerak. Muz kristallari va qor uchqunlarining shakllari turli-tuman bo'lganligi uchun ularning tushish tezligini hisoblash juda qiyin.

Kuzatishlar ko'rsatadiki, plastinkalar va yulduzchalar shaklidagi qor kristallari, xuddi shuncha massali tomchilarning tushish tezligiga nisbatan kamroq tezlik bilan tushadi. Chunki qor kristallarining sirti katta, shuning uchun ular havoning ko'proq qarshiligiga uchraydi, natijada qor kristallari tomchilarga nisbatan kamroq tezlik bilan tushadi.

Tajribalarda qor uchqunlarining 0,1-1,0 sm/s tezlik bilan tushishi aniqlangan.

Shunday qilib, bulutlardan yog'in yog'ishining asosiy sharti, bulut elementlarining kerakli o'lchamlargacha yiriklashuvidir.

Bulut elementlari quyidagi jarayonlar ta'sirida yiriklashadi:

1. Ularning sirtida suv bug'ining kondensatsiyasi (yoki sublimatsiyasi) jarayoni amalga oshganda,
2. Koagulyasiya, ya'ni bulut elementlarining o'zaro to'qnashuvlarida qo'shilishi natijasida yiriklashuv jarayoni yordamida.

Bulut elementlarining kondensatsiya jarayoni yordamida o'sishi (yiriklashuvi). Radiuslari 0,01 mm dan kichik bulut tomchilarining sirtiga suv bug'ining kondensatsiyasi natijasida o'sishi dastlab yetarlicha tez o'tadi: ularning radiuslari bir necha sekund davomida 2 - 3 marta ortadi. Ammo tomchining radiusi ortishi bilan atrofdagi mavjud havoning o'ta to'yinishida, tomchining kondensatsion o'sishi keskin kamayadi. Boshqacha aytganda, mayda tomchining kondensatsion usulda o'sish tezligi, tomchi radiusiga teskari mutanosib ravishda o'zgaradi. Tomchining kondensatsion o'sishini miqdoriy jihatdan baholash uchun radiusi $r=1$ mkm tomchini olaylik. Havo harorati $t=0^{\circ}$, nisbiy namligi $f=100\%$ bo'lsin. Hisoblashlar olingan tomchi radiusining 2 marta o'sishi uchun 2.1 s, 10 marta o'sishi uchun 75 s, 100 marta o'sishi uchun 2 soat va 200 marta o'sishi uchun 8 soat vaqt kerakligini ko'rsatadi.

Kondensatsion usulda bulutlarda odatda uchraydigan o'ta to'yinishda radiusi 0,1 mm dan katta yomg'ir tomchilarining paydo bo'lishi uchun o'nlab soat vaqt talab qilinadi, bu vaqtda bulutlardagi sharoitlar o'zgarib ketishi yoki bulutning o'zi ham tarqalib ketishi mumkin.

Yuqoridagi mulohazalardan ko'rinadiki, tomchining radiusi oshgan sari, uning kondensatsion o'sishi sekinlashadi, shuning uchun bir necha soat davomida bulutlarda bir xil o'lchamli mayda tomchilar hosil bo'ladi, ular kondensatsion usulda yomg'ir tomchisi darajasigacha o'sa olmaydi. Har xil o'lchamli tomchilardan tashkil topgan bulutlarda kondensatsion o'sish, bir xil o'lchamli tomchilardan tashkil topgan bulutlardagidan jadal o'tadi.

Aralash bulutlarda muz kristallari va o'ta sovigan suv tomchilari yonma-yon (bir-biriga juda yaqin) joylashadi. Bunda namlik sharoiti shunday bo'ladiki, havo tomchilarga nisbatan to'yinmagan, kristallarga nisbatan esa o'ta to'yingan bo'ladi. Buning oqibatida tomchilar bug'lanib ketadi, kristallar esa sublimatsion usulda

yiriklashadi. Bunday holda bulut elementlarining yiriklashuviga va yogʻinlarning vujudga kelishiga qulay sharoit yaratiladi. Bu jarayon ayniqsa, -12°C haroratda jadal oʻtadi, chunki bunda oʻta sovigan tomchilar va muz kristallari ustidagi bosimlar farqi eng katta boʻladi. Masalan, bulutlarda bitta muz zarrasi taxminan 10 minutda bulutning 1m^3 hajmidagi barcha suyuq tomchilarni yutishi mumkin. Xuddi shunday usulda juda yirik kristallar-qor uchqunlari vujudga keladi.

Harorat -12°C dan yuqori va past boʻlganda suv bugʻini tomchilardan kristallarga koʻchishi, -12°C dagidan sekinroq boradi, ammo u ham bulutlardan yogʻadigan yirik qor uchqunlarini vujudga keltiradi.

Nihoyat yana bir bor qayd etamizki, juda kichik tomchilarning oʻsishida kondensatsiya jarayoni muhim ahamiyatga ega.

Tomchilarning koagulyasion oʻsishi. Avvalgi mavzulardan maʼlumki, bulutlarda kondensatsiya jarayoni natijasida juda mayda tomchilar vujudga keladi va ular yomgʻir tomchisi darajasigacha kattalasha olmaydi, chunki tomchilarning bunday kattalashishi uchun juda katta vaqt muddati kerak. Bulutlardan yomgʻir tarzida yogʻadigan ancha katta tomchilar bir necha usullarda paydo boʻladi:

1. Mayda tomchilarning molekulyar-issiqlik (broun) harakatida oʻzaro toʻqnashishlari jarayonida.
2. Havoning turbulent aralashishida.
3. Turli oʻlchamli tomchilarning pastga tushishida katta tomchilarning kichik tomchilarga urilib ularni oʻziga qoʻshib olishida.

Mayda tomchilarning oʻzaro qoʻshilishi-koagulyatsiyasi, ularning molekulyar-issiqlik (broun) harakati (toʻqnashishlari) da, shuningdek, turbulent aralashishi natijasida roʻy beradi.

Hisoblashlar koʻrsatadiki, broun va turbulent koagulyatsiya koʻp sonli juda ham mayda (radiuslari 1-2 mkm) bulut tomchilarining birmuncha yiriklashuvini vujudga keltiradi, ammo bu jarayonlarda

tomchilar bulutlardan yog'in bo'lib yog'adigan yomg'ir tomchilari darajasigacha kattalashmaydi.

Tomchilarning koagulyatsiya natijasida ancha o'sishi ko'p sonli juda mayda tomchilarning o'zaro qo'shilishini talab qiladi. Masalan, barcha tomchilar boshlang'ich $r_1=5$ mkm radiusli bo'lsa, radiusi $r_2=500$ mkm yomg'ir tomchisiga aylanishi uchun 1 millionga yaqin mayda tomchilar o'zaro qo'shilishi kerak.

Bulut elementlarining koagulyatsiyasi, shuningdek, elektr kuchlari ta'sirida ham ro'y berishi mumkin. Bulutlarda har doim musbat yoki manfiy ishorali zaryadlangan tomchilar mavjud. Bir xil ishorali zaryadlangan tomchilar bir-biridan itariladi, ularning o'zaro qo'shilishi qiyin. Qarama-qarshi ishorali zaryadlangan tomchilar esa bir-biriga tortiladi, shuning uchun ularning o'zaro qo'shib kattaroq tomchini hosil qilish ehtimoli katta. Ammo tomchilarning zaryadlari juda kichik bo'ladi. Masalan, yomg'irli to'p-to'p bulutlardagi tomchilarning o'rtacha zaryadi 10^{-12} Kl atrofida. Tomchilar orasidagi masofa esa birmuncha katta. Shuning uchun tomchilarning qo'shilishida elektr kuchlarining ta'siri sezilarli bo'lmaydi.

Bulutlardagi koagulyasiya turli xil o'lchamdagi tomchilarning har xil tezlik bilan pastga tushishida jadal boradi. Yirik tomchilar mayda tomchilardan og'irroq bo'lgani uchun mayda tomchilardan tezroq tushadi. Shuning uchun yirik tomchilar pastga tushishda ancha kichik tomchilarni quvib yetib urilgach, ularning ko'pchiligi mayda tomchilarni o'ziga qo'shib oladi. Bunday koagulyasiyani **gravitatsion koagulyatsiya** deb yuritiladi, bunda barcha katta tomchilar to'qnashuvlarda kichik tomchilar bilan qo'shib ketadi deyish ham noto'g'ri, aniqrog'i tushayotgan barcha katta tomchilarning ancha qismi yana ham yiriklashadi deb qarasak to'g'ri bo'ladi.

Bulut elementlarining yiriklashuvida va yomg'ir tomchilariga aylanishlarida asosiy rolni yuqorida aytganimizday gravitatsion koagulyatsiya o'taydi.

Hisoblar ko'rsatadiki, gravitatsion koagulyasiya mayda tomchilar bir oz yiriklashib radiuslari $r_t \geq 14,5$ mkm yoki $r_t \geq 0,015$ mm ga yetganidan keyin boshlanadi va dastlab juda sekin boradi. Tomchilarning radiusi ortishi bilan koagulyasiya tezligi kuchayadi va radiusi 0,03 mm dan katta tomchilarning yiriklashuvida asosiy rolni bajaradi.

Bulutlardagi muz zarralarining o'sishida gravitatsion koagulyatsiya muhim ahamiyatga ega. Bunda muz kristallari tomchilar yoki bir-biri bilan to'qnashishlarida yiriklashadi.

Muz kristallari tomchilar bilan 0°C dan past haroratlarda to'qnashganlarida, ularning sirtida o'ta sovigan tomchilarning muzlashidan kristallarning o'sishi ro'y beradi. Bu jarayon juda ham kuchli bo'lganida qor uchqunlari burchoq zarralariga aylanadi. Muz kristallari tomchilar bilan 0°C dan yuqori haroratlarda to'qnashganlarida, ular kristallar sirtida suv pardalari hosil bo'lishi hisobiga o'sadi. Bunda muz zarralari asta-sekin tomchilarga aylanadi.

Qor uchqunlari pastga tushayotganlarida, ayniqsa, iliq (0°C atrofida) havoda o'zaro koagullashib, pag'a-pag'a bo'lib yog'adi.

8.3. Yomg'ir va qorning hosil bo'lishi

Suvli bulutlarda yog'inlarning hosil bo'lishi. Yog'inlarning hosil bo'lishida bulutning vertikal qalinligi, havoning vertikal ko'tarilma harakatlari tezliklari, bulutning suvliligi va bulutning mavjud bo'lish muddati katta ahamiyatga ega. Endi havoning ko'tarilma harakati kuchsiz va kuchli bo'lgan bulutlarda turli xil yog'inlarning paydo bo'lishini qaraymiz.

1. Qatlamli (St) va qatlamli to'p-to'p (Sc) bulutlar suyuq tomchili bulutlarning tipik misollaridir. Bu bulutlarning qalinligi 1 km dan oshmaydi, ularda vertikal ko'tarilma harakatlar tezligi ancha kam (odatda 1 m/s dan ortiq emas) va ularda yirik tomchilar hosil

bo'lmaydi, ammo bu bulutlar ancha vaqt (sutka va undan ortiq) mavjud bo'lishi mumkin. Ularda radiuslari 10 mkm dan kichik mayda tomchilar afzal ravishda ko'p. Agar bunday bulutlar ancha vaqt davomida mavjud bo'lsa, garchi sekin o'tsa-da, kondensatsiya jarayoni unchalik ko'p sonli bo'lmagan radiuslari $r=20-30$ mkm ga yetgan ancha yirik tomchilarning hosil bo'lishiga olib keladi. Ular bu bulutlardagi havoning kuchsiz ko'tarilma harakatini yengib pastga tusha boshlaydi va bulut qalinligidan o'tishda gravitatsion koagulyatsiya natijasida yana o'sadi. Bulutning qalinligi 1 km dan oshmaganligi uchun tushayotgan tomchilar kuchli o'sa olmaydi va bulutning pastki chegarasida radiuslari $r=100-200$ mkm gacha ortib shivalama yomg'ir tomchilariga aylanadi. Yer betiga tushgan yog'inning jadalligi esa odatda oz bo'ladi. Sc bulutdan ba'zan mayda tomchili kuchsiz burkama yomg'ir va kuchsiz burkama qor yog'adi.

2. Endi konvektiv suvli bulutlarda yog'inlar hosil bo'lishini qaraymiz. Ularga to'p-to'p (Cu cong) bulutlar kiradi. Bu bulutlarning hammasida havoning ko'tarilma harakati tezligi katta bo'lib, 6-8 m/s gacha, ba'zan 10 m/s gacha ortadi. Ularning qalinligi mo'tadil kengliklarda 2-3 km gacha, tropik kengliklarda esa 6-8 km gacha yetadi.

Kuchli ko'tarilma oqim havoning keskin sovishini yuzaga chiqaradi va ancha o'ta to'yinishni vujudga keltiradi, natijada ko'p sonli mayda tomchilar hosil bo'ladi. Havoning vertikal harakati tezligi 5-8 m/s bo'lganda bulutlardan radiuslari 1-2 mm bo'lgan tomchilargina yog'adi.

Tomchilar bunday o'lchamlarga bulut qalinligi 3 km dan oshiq bo'lgandagina erishadi, shuning uchun mo'tadil kengliklarda qalinligi 2-3 km bo'lgan to'p-to'p bulutlar yog'in bermaydi, tropiklarda esa ulardan kuchli yog'inlar yog'adi.

Agar konvektiv bulutlarning cho'qqisi 8-10 km balandlikka yetsa, asosi 2-3 km balandlikda joylashsa katta tomchilarning hosil

bo'lishiga qulay sharoit yaratiladi. Bunday bulutlarda tomchilar eng katta o'lchamlar (diametri 7 mm) gacha yiriklashadi.

Muzli bulutlarda yog'inlarning hosil bo'lishi. Muz kristallaridan tarkib topgan bulutlarga patsimon (Ci), patsimon qatlamli (Cs) va qish paytida yuqori qatlamli (As) bulutlar kiradi.

Muzli bulutlarda bulut elementlarining o'sish sharoiti, suvli bulutlardagiga nisbatan ancha qulay, chunki ularda har doim muzga va muz zarralariga nisbatan o'ta to'yinish mavjud bo'lganidan, muz va muz zarralari suv bug'ining sublimatsiyasi hisobiga juda tez o'sadi. Bu shunga olib keladiki, hattoki yupqa kristalli bulutlardan masalan, qishki As dan, shuningdek, Ci va Cs dan ularning suvliligi juda oz va havoning vertikal harakati tezligi kichik bo'lishiga qaramasdan yog'inlar izi ko'rinishida yog'in beradi. Yuqori qatlamli (As) bulutlardan esa kuchsiz yoki mo'tadil qor yog'adi.

Qor uchqunlari suv bug'ining olti burchakli yassi plastinkalar shaklidagi muz kristallarida sublimatsiyasidan hosil bo'ladi, jarayon davomida muz kristallari qor uchqunlariga aylanadi.

Qor uchqunlari to'qnashuvlarda o'zaro tutinib ancha yirik qor uchqunlarini yoki pag'a qorni hosil qiladi.

Aralash bulutlardan yog'inlarning hosil bo'lishi. Aralash bulutlar tarkibida ayni bir vaqtning o'zida muz kristallari va turlicha o'lchamdagi o'ta sovigan suv tomchilari yonma-yon mavjud bo'ladi. Bunday bulutlarga yuqori qatlamli (As), yomg'irli qatlam (Ns) va yomg'irli to'p-to'p (Cb) bulutlar kiradi.

Ular tarkibida ayni bir vaqtning o'zida muz kristallari, turlicha o'lchamdagi o'ta sovigan suv tomchilari bir-biriga juda yaqin mavjud bo'ladi. Shuning uchun kristallning sublimatsion o'sishiga, faqat muzli bulutlardagiga nisbatan, ayniqsa, bulutda tomchilar kristallardan ko'p bo'lganida ancha qulay sharoit vujudga keladi.

Suv bug'i tomchilardan kristallarga ko'chganligidan, kristallar tez o'sadi. Suv bug'i muz kristallariga o'tirib qolayotganligidan bulutda

nisbiy namlik kamayadi, shuning uchun tomchilar bug'lanadi va shu bilan kristallning o'sishi uchun namlik zahirasi to'ldiradi.

Bu jarayon bulutdagi barcha suv tomchilari bug'lanib ketib, muzli bulutga aylanguncha davom etadi. Kristallning bundan keyingi o'sishi koagulyatsiya jarayoni vositasida o'tadi, ammo koagulyatsion yiriklashuv ancha sekin boradi.

Shunday qilib, aralash bulutlarda yog'inlar dastlab qattiq elementlar tarzida hosil bo'ladi. Agar bulutlarning ostidan toki Yer sirtigacha havo harorati manfiy bo'lsa, yog'inlar qor yoki oqishoq qor ko'rinishida yog'adi.

Agar 0°C ga mos izoterma bulut bilan Yer sirti orasida yoki bulutning o'zidan o'tsa, undan pastda havo harorati musbat bo'lsa, u holda qattiq elementlar erib ketadi va yomg'ir yog'adi.

Suvli va muzli bulutlarda yog'inlarning yog'ishi uchun ularning vertikal qalinligi ancha katta va suvliligi kuchli bo'lishi kerak. Aralash bulutlarda yog'inlar bulutning unchalik katta bo'lmagan qalinligida ham hosil bo'ladi. Masalan, As bulutning qalinligi 1-2 km dan oshmasada, deyarli hamma vaqt kuchsiz qor ko'rinishida yog'in beradi.

Yozda qor uchqunlari erib mayda yomg'ir tomchilariga aylanadi. Ammo bu tomchilar ko'pincha yer sirtiga yetmay bug'lanib ketadi.

Qalinligi bir necha km ga yetadigan Ns va Cb bulutlarning ustki qismi kristallardan va pastki qismi tomchilardan tashkil topgan. Nolinchi izoterma sathi bilan muzlash sathi orasida kuchli o'tish qatlami mavjud bo'lib, unda o'ta sovigan suv tomchilari va muz kristallari aralashib ketgan.

Bunday bulutning yuqori qismida hosil bo'lgan qor uchqunlari o'tish qatlamida tushishida, bug'ning tomchilardan o'zlariga o'tishi hisobiga tez o'sadi. Ular kattalashgan sari tushish tezligi ortadi. To'qnashuvlarda ular bir-biri bilan birikib qoladi. Qor uchqunlari va qor pag'alari xuddi shunday massali tomchilardan yirikroq, ularning

sirti kattaroq bo'lgani uchun tushish paytida ko'p zarralarni o'ziga qo'shib oladi. Qor uchqunlari musbat haroratli qatlamga tushib eriydi va bulutdan yomg'ir tarzida yog'adi.

Havoning ko'tarilma harakat tezligi 10 m/s va undan ortiq bo'lganda Cb bulutlarda bulut elementlarining yiriklashuvi ayniqsa, jadal o'tadi. Bunday konvektiv bulutlar tez rivojlanadi va bir necha o'n minut yoki bir necha soat mavjud bo'ladi. Shuning uchun Cb bulutlardan jala yog'inlar-yirik tomchili yomg'ir yoki yirik pag'ali qor yog'adi. Bunda oldin eng og'ir, eng katta elementlar, keyin esa ancha yengil, ya'ni mayda tomchilar yog'adi.

Katta massali havoning tartibli ko'tarilma harakati natijasida Ns bulutlar asta-sekin rivojlanadi.

Ularda tomchilarning yiriklashuvi sekinlik bilan o'tadi, Cb bulutlardagi kabi keskin ortmaydi. Bu bulutlar nisbatan ancha uzoq vaqt mavjud bo'ladi (soatlar, sutkalar va undan ham ortiq). Shuning uchun ulardan ancha vaqt davomida bir tekisda o'rtacha o'lchamdagi tomchilar yoki qor uchqunlari ko'rinishida yog'in yog'adi.

8.4. Oqishoq qor va do'lning hosil bo'lishi

Oqishoq qorning hosil bo'lishi. Vertikal tez rivojlanayotgan yomg'irli to'p-to'p bulutlarda havoning ko'tarilma harakati tezligi 10 m/s va undan ham ortiq bo'ladi. Bunday bulutlarda muz kristallarning yiriklashishi, ularning sirtida suv bug'ining sublimatsiyasi yo'li bilangina emas, balki kristallar sirtida mayda suv tomchilarining dona-dona bo'lib, shaklini o'zgartirmay juda tez muzlashida ham ro'y beradi. Bu jarayon bulutning ko'p sonli o'ta sovigan suv tomchilari bor zonasida o'tadi. Bunda yassi kristallar oqishoq qor deb ataladigan oq yoki xira-oq sharchalarga-sferokristallarga aylanadi. Hosil bo'lgan sharchalar qor uchqunlaridan og'irroq bo'lganligi uchun ular qor uchqunlaridan oldinroq tusha boshlaydi, so'ngra qor bilan aralashib tushadi.

Agar bulutning suvliligi kuchli bo'lsa, kristallar bilan to'qnashuvlarda barcha tomchilar muzlab ulgurolmaydi. Odatda yirik tomchilar dastlab sferokristall sirti bo'ylab yoyilib oqib uni o'rab olgan suv pardani keltirib chiqaradi va shundan keyingina muzlab ancha zich muz qatlamini yaratadi. Nihoyat markazida xira yadrosi bor shaffof muz donalari vujudga keladi.

Oqishoq qorning hosil bo'lishiga qulay sharoit ko'pincha frontal kelib chiqqan yomg'irli to'p-to'p bulutlarda vujudga keladi. Shuning uchun havo harorati 0°C dan yuqori bo'lganda sovuq front o'tishida (bahor va kuzda) jala yomg'ir bilan birga muz donalari ham yog'ishi mumkin, havo harorati 0°C atrofida bo'lganda esa (kech kuzda va qishda) jala qor bilan birga oqishoq qor ham yog'ishi mumkin.

Do'lning hosil bo'lishi. Do'l-yilning iliq (bahor) oylarida kuchli yomg'irli to'p-to'p bulutlardan sharsimon va noaniq shaklli zich muz donalari ko'rinishidagi atmosfera yog'inidir.

Do'l yilning iliq vaqtlarida havoning issiqlik konveksiyasi kuchayganida jadal ko'tarilma harakat hisobiga vertikal kuchli rivojlangan yomg'irli to'p-to'p bulutlarda hosil bo'ladi. Bunday bulutda havoning ko'tarilma oqimi tezligi bulutning pastki qismida odatda 3-5 m/s gacha, bulutning o'rta qismida 15-20 m/s gacha ortadi, undan yuqorida esa yana kamayish boshlanadi.

Shunday qilib, yomg'irli to'p-to'p bulutlar ichida havoning ko'tarilma harakati tezligi balandlik bo'yicha ortadi, bulutning o'rta qismida ko'tarilma harakat tezligi eng katta bo'ladi. Undan yuqorida esa bulut cho'qqisiga tomon kamaya boradi.

Ko'tarilma oqimning maksimal tezligiga mos sathdan yuqorida bulut elementlari, asosan yirik tomchilar to'planadigan zona vujudga keladi. Bu zonaning suvliligi juda katta bo'lib 20-30 g/m³ gacha yetadi.

Agar bulutda nolinch izoterma sathidan yuqorida ko'tarilma oqimlar tezligi 10 m/s dan ortiq, bulutning cho'qqisi kristallanish

sathidan yuqorida va harorati -20 dan -25°C gacha bo'lsa, bu bulutda do'l hosil bo'lishi mumkin.

Do'lning hosil bo'lish jarayoni, bulutning yuqori qismida muzlagan sferokristallar va tomchilarning yiriklashuv jarayonidir. Ko'tarilma oqim bilan bulutning yuqori qismiga olib chiqilgan yirik tomchilar muzlab do'l o'zaklarini hosil qiladi, ular o'ta sovigan boshqa tomchilar bilan koagullashib (qo'shilib) tez o'sadi. Do'l o'zaklarida tiniq va xira muz qatlamlari navbat bilan almashinib joylashadi.

Do'lning asosiy o'sishi ro'y beradigan bulut qismini **do'l o'chog'i** deyiladi. U bulutdagi to'planish zonasiga kiradi. Bu yerda ko'tarilma oqimlarning tezligi $20-35$ m/s bo'lganidan dastlab ($0,5-1,5$ soat davomida) yirik tomchilarning katta miqdori vujudga keladi, so'ngra do'l o'zaklari paydo bo'lishi boshlanadi.

Havoning vertikal yo'nalishdagi ko'tarilma oqimlarining tezligi qanchalik katta va ular qanchalik ko'p vaqt ta'sir qilsa, bulutning rivojlanishi qanchalik jadal bo'lsa, do'l o'zagi shunchalik katta bo'ladi. Do'l o'zagining zichligi $0,3-0,95$ g/sm³, diametri esa bir necha mm dan 10 sm gacha o'zgaradi. Diametrlari $1-3$ sm do'l zarralari eng ko'p kuzatiladi. Do'l odatda jala yomg'irlar bilan yog'adi, ba'zan shiddatli shamollar va momaqaldiroq bilan birga vujudga keladi.

O'zbekiston hududlarida yoqqan do'llar diametrlari $0,5$ dan 5 sm gacha yetadi.

Ma'lumotlarga qaraganda, O'zbekistonda eng katta do'l yog'ini 1981 yilning 20 avgustida Namangan shahrining shimolida kuzatilgan bo'lib, unda bitta do'lning kattaligi 6 sm, og'irligi 125 g ga yetgan.

Do'l yog'ishidan qishloq xo'jaligi ekinlari, do'lning kattaligi va yog'ish jadalligiga hamda yog'in davomiyligiga qarab oz yoki ko'p darajada shikastlanadi.

Agar do'l kuchli yog'sa, o'sib turgan ekinlarni payhon qilishi, mevalar barglarini to'kib, shoxlarini sindirishi mumkin. O'zbekistonda do'l yog'ishi Namangan viloyatining ayrim (Chust, Kosonsoy,

Yangiqo'rg'on va Chortoq) tumanlarida ko'proq kuzatiladi. Bu hududlarda bir yilda do'lli kunlarning o'rtacha soni 7 kungacha yetadi.

Ekinlarga zarar etkazadigan do'l yog'ishi **do'l urishi** deb yuritiladi. Do'l yog'ishi takrorlanib turadigan hududlarda ekinlarni do'ldan himoya qilish ishlari tashkil qilinadi. O'zbekistonda paxtachilik qishloq xo'jaligi ishlab chiqarishida asosiy o'rinni egallaganidan g'o'zani va boshqa ekinlarni do'l urishidan himoyalash zarur.

Hozirgi vaqtda O'zbekistonda do'lga qarshi kurash ishlari Namangan, Qashqadaryo, Samarqand, Surxondaryo va Andijon viloyatlarining ayrim tumanlari hududlarida olib borilmoqda.

Ekinlarni do'l urishga qarshi kurash ishlarida bulutlardagi do'l hosil bo'lish jarayonlariga ta'sir qilish kerak, yirik do'llar hosil bo'lishiga yo'l qo'yilmasligi shart. Shu maqsadda do'lli bulutlar rivojlana boshlaganidan 15-20 minut o'tgach, do'l hosil bo'ladigan bulutlarda ko'p sonli mayda muz kristallarini hosil qilish uchun ularga maxsus meteorologik raketa yoki zenit to'p snaryadlari bilan yodlangan kumush va yodlangan qo'rg'oshin kukunidan bir turini olib chiqiladi va sochiladi. Do'l o'chog'iga sochilgan reagent zarralari kuchli sovib juda ko'p sonli kristallanish yadrolarini vujudga keltiradi. Bunda 1 g reagentdan 10^{12} taga yaqin kristallanish yadrolari hosil bo'ladi va ularning sirtiga suv bug'ining sublimatsiyasi boshlanadi. Bunda suv bug'lari o'ta sovigan tomchilardan kristallanish yadrolariga o'tadi. Natijada do'l zarralarini kattalashishiga yo'l qo'yilmaydi. Mayda do'llar pastga tushishida havoning iliq qatlamlarida erib yomg'ir yog'ishini yuzaga chiqaradi.

8.5. Yog'inlarning sutkalik va yillik o'zgarishi. Yog'inlarning Yer yuzida va O'zbekiston hududlarida taqsimlanishi

Yog'inlarning sutkalik o'zgarishi. Yog'in miqdorining sutkalik o'zgarishi bulutlik o'zgarishining borishi va xususiyatlari bilan

aniqlanadi. Yog'inlarning sutkalik o'zgarishini kontinental va dengiz (yoki qirg'oq) turlariga ajratiladi.

Kontinental turdagi yog'inlarning sutkalik o'zgarishida ikkita maksimum va ikkita minimum kuzatiladi. Birinchi bosh maksimum tushdan keyingi soatlarga to'g'ri keladi, chunki bu vaqtda quruqlik ustida konvektiv bulutlik eng kuchli rivojlangan bo'ladi. Ikkinchi ancha kuchsiz maksimum erta tongda kuzatiladi, chunki bu vaqtda qatlamli turdagi bulutlar eng kuchli rivojlanishga erishadi. Demak, yog'inlarning kuchayishi tush paytidan keyin va erta tongda kuzatiladi. Yog'inlarning birinchi bosh minimumi tun yarmidan keyin, ikkinchi minimumi esa tushdan oldin kuzatiladi.

Qirg'oq turidagi yog'inlarning bitta maksimumi va bitta minimumi mavjud. Yog'inlarning maksimumi tunda, minimumi esa kunduzi tushdan keyingi soatlarda kuzatiladi. Buni quyidagicha tushuntiriladi: kechasi dengiz havosida haroratning vertikal gradiyenti ortadi, buning oqibatida turg'unmas stratifikatsiya vujudga keladi va bulutlarning paydo bo'lishi boshlanadi. Kunduzi dengiz havosi ancha isigan quruqlik ustiga ko'chganda, quruqlik ustidagi havoning nisbiy namligi kamayadi, natijada bulutlar hosil bo'lishi qiyinlashadi. Kunduzi dengiz ustida havoning vertikal ravishda pastga yo'nalgan oqimi kuchayadi, bu ham o'z navbatida bulutlar hosil bo'lishiga qarshilik qiladi.

Yog'inlarning yillik o'zgarishi. Yerning turli kengliklarida va zonalarida yog'inlarning yillik o'zgarishi har xil bo'ladi, ya'ni ba'zi yerlarga yog'inlar mo'l tushsa, boshqa yerlarga juda ham kam yog'adi, hattoki ba'zi yerlarga yillab yomg'ir tushmaydi. Yog'inlarning yillik o'zgarishi atmosferaning umumiy sirkulyatsiyasiga, shuningdek, mahalliy fizik-geografik sharoitlarga bog'liq.

Yog'inlarning yillik o'zgarishi: ekvatorial, tropik, subtropik, mo'tadil turlarga ajratiladi.

I. Ekvator yaqinida ($0-10^{\circ}$ shimoliy va janubiy kengliklar orasida) yiliga eng ko'p yog'in yog'adi. Bu zonada yillik yog'in yig'indisi o'rta hisobda 2000 mm gacha ortadi. Tinch okeandagi ba'zi orollarda yog'in miqdori yiliga 5000-6000 mm gacha yetadi, 10° shimoliy kenglik bilan 10° janubiy kenglik orasida yiliga yog'inlarning ikkita maksimumi va ikkita minimumi kuzatiladi.

Maksimumlar bahorgi va kuzgi teng kunliklar vaqtidan keyin (aprel, oktabr) kuzatiladi, chunki bu vaqtda quyosh ekvatorial zonada tushki paytda eng balandga ko'tariladi.

Yog'inlarning minimal miqdori esa yozgi va qishki quyosh turishi kunidan keyin (iyul, yanvar) kuzatiladi, chunki bu vaqtda quyosh ekvatorida eng kam balandlikka ko'tarilganligidan havoning ko'tarilma harakati juda sust rivojlangan bo'ladi.

Ekvatorial zonada yog'inlarning maksimal bo'lishiga quyidagilar:

1. Havo haroratining yuqoriligi va havo nisbiy namligining kattaligi.
2. Passat shamollarining bug'lanishi juda kuchli bo'ladigan issiq mintaqadan ekvatorga tomon nihoyatda ko'p miqdorda nam keltirishi.
3. Havoning yuqoriga ko'tarilib adiabatik sovishi sabab bo'ladi. Bu zonaning hech qayerida qurg'oqchil davr (o'simliklar o'sishi va rivojlanishi nuqtayi nazaridan) bo'lmaydi, bu yerlarda yog'in yil bo'yi deyarli bir xil yog'adi.

II. Tropik turdagi yog'inlar 10° dan $23,5^{\circ}$ shimoliy va janubiy kengliklar orasidagi hududlarga yog'adi. Bu kengliklar orasida yozgi to'rt oy muddatli yomg'ir yog'ish davri mavjud. Qolgan oylarda esa yog'inlar deyarli yog'maydi. Yog'inlarning bunday taqsimlanishiga sabab, yozda bu kengliklarga ekvatorial zonadan ko'plab nam havoning kirib kelishi, qolgan oylarda esa cho'llardan quruq havoning kirib kelishidir.

Yer sharidagi barcha yog'inlarning deyarli yarmisi 20° shimoliy kenglik bilan 20° janubiy kenglik orasidagi yerlarga tushadi. Tropiklar yaqinida har ikkala yarim sharning 20° kengligidan $30-32^{\circ}$ kengligigacha bo'lgan yerlarda qurg'oqchil zonalar, cho'llar sohasi bor. Ularga Sahroi Kabir, Arabiston cho'llari, Kaliforniya, Atakama, Kalaxari va G'arbiy Avstraliya cho'llari kiradi.

Tipik tropik cho'llarda yog'in onda-sonda yog'adi. Ba'zi yillari esa butunlay yog'maydi. Ba'zan bir necha yillab yomg'ir yog'maydi yoki juda kam (Sahroi Kabirda yiliga 10-40 mm atrofida, Atakama cho'lida esa yillik yog'in miqdori 0,1 dan 5 mm gacha) yog'adi.

III. Subtropik zona ($23,5-40^{\circ}$ shimoliy va janubiy kengliklar) ga yog'inlar yil davomida juda kam yog'adi, ayniqsa, yoz oylarida. Bu zonada yog'in miqdori keng intervalda o'zgaradi. Masalan, Himolay tog'i yonbag'irlarida yillik yog'in miqdori 12700 mm gacha, cho'llarda esa 50 mm gacha yetadi. Zona bo'yicha yog'inning o'rtacha yig'indisi 250 mm ga teng.

IV. Mo'tadil kengliklar ($40-58^{\circ}$ shimoliy va janubiy kengliklar) da quruqlik ustida yog'inlar maksimumi yozga, minimumi esa qishga to'g'ri keladi. Okeanlar ustida esa buning aksi ro'y beradi. Bu zonada materiklarning ichki qismida yiliga 300-500 mm yog'in yog'sa, okeanlarga esa 750-1000 mm yog'in yog'adi.

O'zbekistonda yog'in miqdori kam va hududlar bo'yicha notekis taqsimlangan.

Bunga respublikamizning materik ichki qismida joylashganligi, okeanlardan uzoqligi, havo massalarining xususiyatlari va relyefi sabab bo'ladi.

O'zbekistonda qish davrida Sibir antisikloni, yozda esa Azor antisikloni ta'sir qiladi. O'zbekiston tekislik qismiga, ayniqsa uning shimoli-g'arbga yog'in juda kam yog'adi. Respublikamizda kam yog'in yog'adigan joylarga Quyi Amudaryo, Qizilqum cho'lining g'arbiy va Farg'ona vodiysining g'arbiy qismlari kiradi. Ularda yiliga

o'rtacha 80-100 mm yog'in (Navoiyda 177 mm, Qo'qonda 98 mm, Farg'onada 174 mm) yog'adi.

O'zbekistonning qolgan tekislik qismida yillik yog'in miqdori 100-300 mm atrofida bo'ladi.

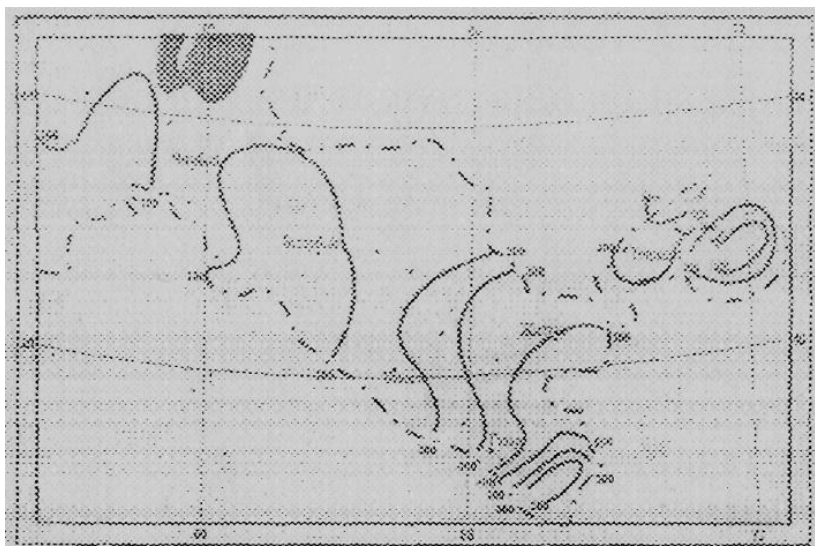
Buni quyidagi misollardan ko'rish mumkin:

Churukda - 122 mm, Shofirkonda - 120 mm, Termizda - 133 mm, Qarshida - 225 mm ga teng.

O'zbekistonning tog' oldi hududlarida yiliga o'rtacha 300-350 mm (Denovda-360 mm, Samarqandda-328 mm, Toshkentda-359 mm, Jizzaxda-425 mm, Kitobda-525 mm) gacha yog'in yog'adi. G'arbiy Tyanshan, Zarafshon va Hisor tog'larining g'arbiy va janubi-g'arbiy yonbag'irlarida eng ko'p yog'in yog'ib, yiliga o'rtacha 550-900 mm gacha yetadi. Masalan, Chimyonda-787 mm, Xumsonda-879 mm, Omonqo'tonda-881 mm yog'in yog'adi.

Yog'inlarning O'zbekiston hududlari bo'yicha taqsimlanishi quyidagi 8.1-rasmda keltirilgan.

O'zbekistonda umumiy yog'in miqdorining 30-50 foizi bahorga, 25-40 foizi qishga, 10-12 foizi kuzga, 1-10 foizi yozga to'g'ri keladi. Demak, mamlakatimizda eng ko'p yog'in miqdori bahor va qish oylariga, eng kam yog'in esa yozga to'g'ri keladi. Respublikamizning tog' oldi va tog' mintaqasida ham eng ko'p yog'in bahorga to'g'ri keladi. Bu yerlarda bahordagi yog'in miqdori, yillik yog'in miqdorining 41-49 foizini tashkil qiladi.



8.1-rasm. O'zbekistonda yog'inlarning taqsimlanishi

Masalan, Toshkentda yillik yog'inning 41 foizi, Samarqandda 49 foizi bahorga to'g'ri keladi.

Respublikamizda yil davomida eng ko'p yog'in mart oyiga, eng kam yog'in yoz oylariga to'g'ri keladi.

O'zbekistonda qish faslida yog'inlarning ko'p qismi qor shaklida yog'adi.

Yog'inlarning hosil bo'lishi va jadalligiga juda ko'p omillar ta'sir qiladi, shuning uchun yog'inlar vaqt va fazo bo'yicha o'zgaruvchan meteorologik hodisadir. Jadal yog'inlarning hosil bo'lishi uchun eng qulay sharoit havoda namlik miqdori ko'p va havoning ko'tarilma harakati kuchli bo'lgan hududlarda yaratiladi. Shuning uchun yog'inlarning eng ko'p miqdori ekvatorial va tropik zonalarda yog'adi. Yuqorida aytganimizdek, bu zonalarda yillik yog'in miqdori 1000-2000 mm ga teng.

Hindiston davlatining Cherapunji degan joyida yiliga eng ko'p yog'in yog'adi. Bu yerda yillik o'rtacha yog'in miqdori 12000 mm, ayrim yillari esa hatto 15000 mm gacha yetadi. Bu yerda eng kam yillik yog'in miqdori 7000 mm ga teng.

Gavaya orollarida ham eng ko'p yog'in yog'adi, bu yerdagi yillik o'rtacha yog'in miqdori 1200 mm ga teng.

Geografik kenglik oshgan sari yog'in miqdori kamaya boradi va yuqori bosimli subtropik zonada eng oz bo'ladi, bu zonada yuqorida ko'rsatganimizdek yillik yog'in miqdori 250 mm dan oshmaydi.

Mo'tadil kengliklarda yog'in miqdori yana ortadi. Chunki bu yerdagi yog'inlar siklonik faoliyat bilan ta'minlangan. Mo'tadil kengliklarda materiklar ichkarisida yiliga 300-500 mm yog'in yog'adi. Yuqori kengliklarda atmosferada nam miqdori kam bo'lganidan yog'in miqdori yana kamayadi.

Yuqori kengliklarda yog'in miqdori o'rtacha 300 mm dan oshmaydi. Tog'larda yog'in miqdori ancha katta. Masalan, Shotlandiyada 5000 mm ga, Norvegiyada 3000 mm ga, Kavkazda 2800 mm gacha yetadi.

8.6. O'rmonning yog'inlarga va tuproq suv balansiga ta'siri

O'rmon tuprog'i yog'inlarni ochiq dala tuprog'iga nisbatan kam oladi, chunki daraxtlarning shox-shabballari o'ziga tushgan yog'inning ancha qismini ushlab qoladi. Daraxtlarning shox-shabballari ushlab qoladigan yog'in miqdori daraxtlarning turiga, yoshiga, shox-shabballarining tutashganligiga bog'liq. Bu fikrimizni tushunish uchun quyidagi misollarni keltiramiz:

Yetilgan qayin daraxtzorlari dalaga yoqqan yog'inning 9 foizini ushlab qoladi. Qarag'ay daraxtlari o'rtacha yillik yog'inning 13-15 foizini ushlab qoladi. Qora qarag'ayzorlar qoplami yog'inlarni eng ko'p ushlab qolish qobiliyatiga ega bo'lib, uning shox-shabballari dalaga yoqqan yog'inning 37 foizini to'sib qoladi.

Igna bargli o'rmonlar (5 dan 60 yoshgacha, bargli o'rmonlar 5 dan 30 yoshgacha) yog'inlarni eng ko'p ushlaydi, keyin ularning yog'inlarni ushlab qolishi yil sayin kamayib boradi. Demak, bu daraxtlarda

ko'rsatilgan yoshlar chegarasida shox-shabbalar ancha kuchli tutashgan bo'ladi.

Shamol ham shox-shabbalarda yog'inning ushlanib qolishiga ta'sir qiladi. Shamol yilning iliq davrida shoxchalar va barglardagi tomchilarni, yilning sovuq vaqtlarida esa qorni pastga tushiradi.

Daraxtlar shox-shabbalarining yog'inni ushlab qolishida havo harorati ham katta ahamiyatga ega. Havo harorati 0°C ga yaqin bo'lganida odatda nam (yopishqoq) qor yog'adi, ularning katta qismi novdalar, shoxchalarda o'tirib qoladi.

Past haroratlarda yog'adigan quruq qor esa shox-shabbalar orasidan osonlik bilan o'tib pastga tushadi. Ba'zan qorning shox-shabbalarga ko'p miqdorda o'tirib qolishidan, uning og'irligi ta'sirida daraxtlar shoxlari va novdalarigina emas, balki tanasi ham sinib ketadi.

Daraxtlar shox-shabbalarining yog'inlarni ushlab qolishi yana yog'in turiga va jadalligiga ham bog'liq. Shox-shabbalar jala yomg'irni kam, shivalama yomg'irni esa ko'p ushlab qoladi.

O'rmonda qirov, yaxmalak va bulduruq hosil bo'lganida shox-shabbalarda dalaga nisbatan ko'p yog'in o'tirib qoladi. Masalan, I.A. Pulman ma'lumoti bo'yicha Rossiyaning Kursk viloyatida bo'yi 5 m ga yetgan yosh bog' o'simliklari (o'n yoshdagi) novdalari bir sutkada 5 kg gacha va yiliga 80 kg gacha bulduruq yig'adi. Ba'zi hollarda o'rmondagi daraxtlardan tuproqqa tushgan bulduruqlar yupqa qalinlikdagi qor qatlamini vujudga keltiradi, dalada esa bunday qor qoplami bo'lmaydi.

Biz shu vaqtgacha atmosferadan yerga vertikal tushadigan yog'inlar haqida to'xtaldik. O'rmonlar vertikal yog'inlardan tashqari yana qo'shimcha gorizontal yog'inlardan nam oladi. Tekisliklardagi o'rmonlar shox-shabbalari orasidan tuman gorizontal yo'nalishda o'tganida suv tomchilari shoxchalar va barglarda o'tirib qoladi va keyin pastga tushadi.

Shoxchalarning harorati $-2, \dots, -5^{\circ}\text{C}$ bo'lganda, ularning sirtidagi tomchilar muzlab tiniq tutash muz qatqalog'ini hosil qiladi. Ishqalanishlarda muzlar erib hosil bo'lgan suvlar tuproqqa tushadi. Ancha past $-15, \dots, -30^{\circ}\text{C}$ haroratlarda nam havoda shoxchalarda qirov hosil bo'ladi.

Kunduzi havo ochiq ob-havoda qirovning ancha qismi bug'lanib atmosferaga o'tadi.

O'rmon o'zi egallagan hudud ustida vertikal yog'inlarni ozgina bo'lsa-da kuchaytiradi. G.P. Kalininning tadqiqotlari ko'rsatadiki, o'rmonli joylarda yog'inlar, o'rmonsiz joylardagiga nisbatan 12-14 foizga ko'p yog'adi. N.S. Nesterovning ma'lumotiga binoan esa o'rmonda o'rtacha yillik yog'in miqdori daladagiga nisbatan 17,4 foizga oshiq bo'lgan.

O'rmonda yog'ingarchilik har xil miqdorda taqsimlanadi. Yuqorida aytganimizdek, uning ancha qismi daraxtlarning shox-shabballari, barglari, tanasida ushlanib qoladi va bug'lanib atmosferaga o'tadi. Yoqqan qorning erish ko'rsatkichlari ham o'rmonli va o'rmonsiz joylarda har xil bo'ladi. O'rmonlarda qor erishi 15-28 kungacha cho'zilishi bilan farq qiladi. Demak, o'rmonlar yoqqan yog'ingarchilikni qayta taqsimlaydi.

O'rmonlarga yoqqan yog'ingarchilik miqdorining bir qismi o'rmonlardagi tuproqlardan jarliklarga, daryolarga, keyinchalik dengizlarga borib quyiladi. Oqib tushadigan suv miqdori tuproq holatiga, yomg'irning yog'ishi va qor erishining tezligiga, qiyalik nishabiga va boshqa ko'pgina omillarga bog'liq.

8.7. Qor qoplami

Havoning turg'un manfiy haroratlarida birmuncha vaqt qor yog'ishi natijasida Yer sirtida qor qoplami vujudga keladi. Qor qoplami tuproq va havoning issiqlik rejimiga kuchli ta'sir ko'rsatadi.

Qor qoplami Arktika va Antarktikada yil bo'yi, Rossiyaning asosiy qishloq xo'jalik hududlarida 4-6 oy, Sibirning shimolida 9-10 oy, Ukrainada 30 kundan 100 kungacha, 45° shimoliy kenglikda esa salkam 1 oy erimay yotadi.

O'zbekiston Respublikasining hamma joyida qor yog'adi. Qor qoplami O'zbekiston tekisliklarida noyabr oyining oxirida, janubiy tumanlarida esa dekabr oyining uchinchi o'n kunligida hosil bo'ladi.

Respublikaning shimoliy hududlarida qor qoplamli kunlar soni 60 kunga, tog'larda esa 100 kunga yetadi. Tekisliklarda qor qoplamining o'rtacha balandligi 4-8 sm ga, ba'zi yillarda esa 20-30 sm gacha yetadi.

O'zbekistonning tog' oldi tumanlarida qor qoplamining o'rtacha qalinligi 10-20 sm, maksimum qiymati esa 40-60 sm ni tashkil etadi. Tog'li hududlarda qor qoplamining o'rtacha balandligi 60 sm, maksimal balandligi esa 1,5-2 m dan ortiq bo'lishi mumkin.

O'zbekiston iqlimi sharoitida turg'un qor qoplamining yotishi faqat shimoliy hududlarda - Ustyurtda va qisman Orol dengizi sohillarida, shuningdek, balandligi 100 m dan ortiq tog'li hududlarda bo'lishi mumkin.

Tekisliklarning qolgan qismida va tog' oldi hududlarda turg'un qor qoplami faqat ayrim yillardagina hosil bo'ladi.

Shamolsiz vaqtlarda gorizontal yerlarga bir tekisda yoqqan qor qalinligi hamma joyida bir xil qor qoplami hosil qiladi. Shamol ta'sirida qor qoplamining qalinligi juda notekis: do'ng yerlarda yupqa, pastqam yerlarda esa qalin bo'ladi. Tog'larda, shamolga qaragan yonbag'irlarda qor qoplami yupqa, shamolga ters yonbag'irlarda esa qalin bo'ladi.

Qor qoplamining holatini balandligi, zichligi va yotish xususiyatlari bilan aniqlanadi. Qor qoplamining balandligi yoqqan qor miqdoriga va uning zichligiga bog'liq.

Qor qoplaminig zichligi olingan qor namunasi massasining hajmiga nisbatiga teng. Yangi yoqqan qorning zichligi $0,01 \text{ g/sm}^3$ ga, uzoq muddat yotib qolgan va eriy boshlagan qorning zichligi $0,6-0,7 \text{ g/sm}^3$ chamasida bo'ladi. Yangi yoqqan qorning zichligi havo haroratiga va qor yog'ayotgan paytdagi shamol tezligiga bog'liq. Qor yog'ayotgan vaqtda havo harorati past va shamol kuchsiz bo'lsa qorning zichligi kichik, agar harorat yuqori va shamol kuchli bo'lsa qor zichligi shuncha katta bo'ladi.

Qor qoplami yotgan sari o'zining og'irligi, iliqlanishlar va shamol ta'sirida zichlasha boradi.

O'zbekistonda qishda qor qoplami yangi hosil bo'lganida zichligi $0,18-0,2 \text{ g/sm}^3$ bo'lsa, eriyotgan paytga yaqin vaqtda $0,3-0,4 \text{ g/sm}^3$ gacha ortadi.

Qor qoplaminig yotish xususiyati joyning relyefiga, qor zichligiga va shamol tezligiga bog'liq. Masalan, shamol tezligi katta bo'lsa, ochiq tekis yerlardan qorni uchirib pastqam yerlarga olib borib to'playdi, qalinligi juda yupqa yoki qorsiz yalang joylar yuzaga keladi. Xullas, shamol paytida qor qoplami bir tekisda hosil bo'lmaydi. Shamolsiz yoki kuchsiz shamol paytida tekis gorizonta yerlarda bir xil qalinlikdagi qor qoplami vujudga keladi.

Qor qoplami xususiyatlaridan yana biri-bu qorning issiqlik o'tkazuvchanligidir. Qorning issiqlik o'tkazuvchanligi uning zichligiga to'g'ri mutanosib bo'ladi. Yangi yoqqan qor qoplami juda g'ovak, ya'ni uning orasida havo ko'p. Shuning uchun ham issiqlik o'tkazuvchanligi eng kam bo'ladi. Qor qoplami yotgan sari yuqorida aytilganidek, tashqi omillar ta'sirida zichligi orta boradi va issiqlik o'tkazuvchanligi ham kuchaya boradi. Qor zichligi o'rtacha $0,2-0,3 \text{ g/sm}^3$ bo'lganda, issiqlik o'tkazuvchanlik koeffitsiyenti $0,126-0,25 \text{ Vt/(m}\cdot\text{K)}$ qiymatlarga erishadi.

Umuman olganda, qorning issiqlik o'tkazuvchanligi sokin havonikidan 10 marta katta, tuproqnikidan o'n marta kichik.

Qor qoplamining yana bir tavsifi nur qaytarish va nur chiqarish qobiliyatidir.

Yangi yoqqan toza qorning qisqato'liqli radiatsiyani qaytarish qobiliyati (albedosi) 90-95 foizga, yotib qolib zichlashgan, xiralashgan qorniki-30 foizga teng. Qorning albedosi o'rtacha 70-80 foiz atrofida o'zgaradi.

Qor qoplami uzunto'liqli radiatsiyani qariyb mutlaq (absolyut) qora jism kabi nurlanadi. Uning nisbiy nur chiqarish qobiliyati $\delta=0,995$ ga teng.

Qor qoplamining qalinligini o'lchash uchun maxsus qor o'lchagich (tayoqcha) reyklar qo'llaniladi. Meteorologik stansiyalarda qor o'lchagich reyklar kuzda qor yog'ishidan oldin yerga qoqilgan qoziqqa mahkamlab qo'yiladi. Odatda reykaning uzunligi 2 m dan ortiqroq, eni 6 sm va qalinligi 2,5 sm ga teng bo'ladi. Reykani santimetrlarga darajalangan. Ayni shu vaqtda qor qachon va qancha vaqt davomida yoqqanligi ham qayd qilinib boriladi.

Qor chizig'i. Qor chizig'i deb tog'larda yil bo'yi saqlanadigan qor qoplamining pastki chegarasini ko'rsatadigan chiziqqa aytiladi.

Qor chizig'ining balandligi havo haroratiga va qattiq yog'inlarning miqdoriga bog'liq. Havo harorati qanchalik yuqori bo'lsa, qor chizig'i ham shunchalik yuqoriga ko'tariladi. Qattiq yog'in qancha ko'p yog'sa, qor chizig'i tobora pastga tushadi. Ekvatordagi tog'larda qor chizig'i dengiz sathidan o'rtacha 4600 m balandlikdan o'tsa, tropiklarda esa qor chizig'i yuqorilashib 5-6 km balandlikda yotadi. Arktika va Antarktikada qor chizig'i qariyb dengiz sathigacha pasayadi. Qish davomida tog'lardagi qor chizig'i pastdan o'tgan sari bahor va yozda qorning erishidan suv oladigan daryolar to'lib-toshib oqadi.

Qor chizig'ining balandligi tog' yonbag'irlarining dunyoning qaysi tomoniga qaraganligiga ham bog'liq. Masalan, Oltoy tog'ining janubiy yonbag'rida qor chizig'i 4800 m balandlikdan o'tsa, shimoliy

yonbag'irda esa 4000 m balandlikdan o'tgan. Ammo har doim shunday bo'lavermaydi. Agar janubiy yonbag'irda yog'in shimoliy yonbag'irdagidan mo'l bo'lsa, janubiy yonbag'irda qor chizig'i, shimoliy yonbag'irdagidan pastroqdan o'tadi. Masalan, Kavkaz tog'idagi Elbrus cho'qqisining janubiy yonbag'rida qor chizig'i 3500-3600 m balandlikdan o'tsa, shimoliy yonbag'rida esa 3850 m balandlikda joylashadi.

Qor chizig'ining balandligi, shuningdek, shamollarning takroriyliigi, relyef xususiyatlari va iqlimga bog'liq.

Qor bo'ronlari (izg'irin). Yerdan qorni uchirib esadigan kuchli sovuq shamolga qor bo'roni (izg'irin) deb yuritiladi. Qor bo'ronlari shamolning har xil tezliklaridan boshlanadi. Yengil quruq qorni tezliklari 2 m/s dan boshlanadigan shamollar ham ko'chira oladi. Agar qor qoplamida muz qatlami aralash bo'lsa, qorni kuchli shamollar ham ko'chira olmaydi. Odatda, qor bo'ronlari quyidagi turlarga ajratiladi:

1.Qor bo'roni (izg'irin) - kuchli sovuq shamol ta'sirida qorning qariyb gorizonta yo'nalishda ko'chishidan iborat. Qor bo'roni vaqtida osmon gumbazi ko'rinmaydi va qorning bulutlardan yog'ayotganligini yoki Yer sirtidagi qor qoplamidan ko'tarilayotganligini payqab bo'lmaydi. Qor bo'roni qor uchqunlarining Yer sirtidan bir necha metr balandlikdagi uyurmaviy harakati bilan yuzaga chiqadi.

2.Qorli izg'irin (umumiy qor bo'roni) – bulutlardan yog'ayotgan qorni kuchli sovuq shamolning gorizonta yo'nalishda ko'chirishi. Qorli izg'irin vaqtida qor yer sirtidan ko'tarilmasligi ham mumkin.

3.Pastlab esadigan qor bo'roni- kuchli shamol ta'sirida qor qoplamidan 2 metrdan ortiq balandlikka olib chiqilgan qorning ko'chishidan iborat.

4.Yer bag'irlab esadigan qor bo'roni - shamol ta'sirida qorning bevosita qor qoplami ustida ko'chishidan iborat. Bunda shamol qorni 2 m gacha balandlikka ko'tarmasdan uchiradi.

Aniqrog'i shamol qorni bir necha sm balandlikka ko'tarib essa, uni yer bag'irlab esadigan shamol deb yuritamiz. Umumiy qor bo'roni yoki qor bo'roni shamolning 5 m/s dan ortiq tezligidan boshlanadi. Qor bo'ronlari vaqtida ko'chgan qorning asosiy massasi (95 % gacha) qor qoplamidan 0-2 m balandliklarga to'g'ri keladi. Qor bo'ronlari (izg'irin) qor qoplamining qaytadan taqsimlanishiga olib kelishi mumkin: qorli izg'irin to'siqlar oldida va yo'llarda qor uyumlarini vujudga keltiradi. Yo'llarda qor uyumlarining to'planishi transport ishlashini qiyinlashtiradi va yo'llarni qor uyumlaridan tozalash ishlarini tashkil qilishni talab qiladi.

Qor qoplamining erishi. Bahorda qor qoplamlarining erishi va ketishi quyidagi omillar ta'sirida amalga oshadi:

- 1) olingan hududga gorizontal yo'nalishdagi iliq havoning kirib kelishida,
- 2) quyosh radiatsiyasining ta'sirida,
- 3) musbat haroratli yomg'ir yog'ishida.

Bahorda qor erishining asosiy sababi iliq havoning adveksiyasi deyishimiz mumkin. Qor erish davrida sarf qilinadigan issiqlikning 70 % cha qismini iliq havodan oladi. Havo ochiq kunlari tushayotgan quyosh radiatsiyasi ham qor erishiga qulay sharoit yaratadi, toza qor ifloslangan qordan sekin eriydi, chunki toza qor qatlamida quyosh radiatsiyasi, ifloslangan qor qatlamidagidan kam yutiladi. Ifloslangan qorning albedosi kam bo'lganidan ko'proq issiqlik oladi va toza qordan tezroq eriydi. Qor erishiga zarur issiqlikning asosiy manbayi (yuqorida aytganimizdek) iliq havoning gorizontal yo'nalishda qor qoplami ustidan o'tishidir. Qor sirti ifloslangan (xiralashgan) bo'lsa, bunday xira qor qoplami sof oq rangli qor qoplamidan tezroq eriydi, chunki uning albedosi toza qornikidan kam.

Qor qoplamining erish jadalligi joyning relyefiga ham bog'liq. Masalan, tepaliklarning janubiy yonbag'irlari, shimoliy yonbag'irlaridan ko'proq issiqlik oladi, shuning uchun janubiy

yonbag'irdagi qor qoplami shimoliy yonbag'irdagidan tezroq eriydi va qordan ertaroq tozalanadi.

Qorning erishidan hosil bo'lgan *yuza* suvlarning bir qismi tuproqqa singib o'simliklarni nam bilan ta'minlaydi, ikkinchi qismi anhor va daryolarga oqib tushib ularda oqayotgan suvni ko'paytiradi. Agar bu jarayon jadal o'tsa toshqinlar kelib chiqadi. Qor erishi boshlanganida tuproq muzlagan holatda bo'lsa, u holda qor erishidan hosil bo'lgan suvning katta qismi tuproq yuzasi bo'ylab oqadi. Agar faol tuproq qatlami qor erishi boshlangan davrda tuproq muzlashdan to'la erigan bo'lsa, yuza suvlarning ancha qismi tuproqqa singib ketadi. Qor bir tekisda sekin erib borsa, tuproqda katta suv zahirasi to'planadi. Agar qor erish jadalligi katta bo'lsa, tuproq suvni o'ziga to'la singdirolmay qoladi va yuza suvlar yig'ilib, ariqlardan toshib oqib suv toshqinlarini keltirib chiqaradi.

Qor qoplami suv zaxirasi qorning to'la erishidan hosil bo'lgan suv qatlamining balandligi bilan aniqlanadi. Qor qoplami suv zahirasi qor qoplami balandligi h ga va zichligi ρ ga bog'liq. Qordagi suv zahirasi Z ni quyidagi formula bo'yicha hisoblanadi:

$$Z=10 \cdot h \cdot \rho \text{ mm} \quad (8.4)$$

bu yerda: Z -mm larda hisoblangan suv zaxirasi, h -qor qoplami balandligi (sm. larda); ρ -qor zichligi (formulaga zichlikning son qiymatinigina qo'yiladi).

Masalan, qor qoplami balandligi 30 sm, qor zichligi 0,2 g/sm³ bo'lsa, qor qoplami suv zahirasi aniqlaylik.

(8.4) formula bo'yicha Z -ni hisoblaymiz:

$$Z=10 \cdot 30 \cdot 0,2 \text{ mm} = 60 \text{ mm}$$

Qor qoplami xalq xo'jaligi uchun ahamiyati. Qor qoplami xalq xo'jaligining turli tarmoqlari, jumladan, qishloq xo'jaligi uchun ayniqsa katta ahamiyatga ega.

Meteorologik kuzatishlarning ko'rsatishicha, qalinligi 20-30 sm qor qoplami qish vaqtida tuproqni muzlashdan saqlaydi, kuzgi don

ekinlarini, mevali daraxtlarni va ko'p yillik o'tlarni sovuq urishdan himoya qiladi.

Agar tuproq sirti yalang (qor qoplamsiz) yoki qor qoplami yupqa bo'lsa, tuproq ancha chuqurlikkacha muzlab kuzgi don ekinlarini sovuq uradi.

Bahorda qor erib tuproqni nam bilan ta'minlaydi. Agar qor qoplami bahorda erta erib ketsa ham o'simliklar sovuqlardan shikastlanadi. Kuzgi don ekinlari ekilgan dalalardagi qor qoplami juda qalin va uzoq vaqt erimay yotsa, uning ostidagi kuzgi don ekinlarining dimiqib chirishi ro'y beradi. Qalin qor qoplami yaylovlarda boqiladigan chorva mollarining oziqlanishi uchun noqulay sharoitni vujudga keltiradi. Chunki qalin qor qoplami vujudga kelganda hayvonlarning harakatlanishi va oziqlanishi qiyinlashadi.

Umuman O'zbekiston Respublikasining qurg'oqchil iqlimi uchun qor qoplaminin g ahamiyati katta. Chunki tog'larda vujudga kelgan qor qoplaminin g erishidan anhorlar va daryolar suv oladi. Tekisliklarda qor qoplami erib tuproq namini to'ldiradi. Tog'larda qor qoplami me'yoridan kam bo'lsa, erishidan hosil bo'lgan suv oqimlari yetarli bo'lmay qoladi.

8.8. O'rmon, ihota daraxtlarining qor to'plashga ta'siri.

Qorni saqlab qolish

Yuqorida biz qor qoplaminin g xossalarini qarab chiqdik. Qor qoplaminin g issiqlik o'tkazuvchanligi, ayniqsa, yangi yoqqan g'ovak qorning issiqlik o'tkazuvchanligi juda kam ekanligini ta'kidladik.

Qor qoplaminin g issiqlik o'tkazuvchanligi juda kamligidan yilning sovuq davrida tuproqni chuqur muzlashdan, qor ostidagi o'simliklarni sovuq urishdan saqlaydi, qor qoplami ostidagi tuproq, yalang tuproqqa nisbatan kamroq chuqurlikka muzlaydi.

O'rmondagi qor qoplaminin g qalinligi daladagidan katta, chunki daladagi qorni shamol uchirib ancha masofalarga olib boradi. O'rmondagi qor qoplamida suv zaxirasi ham katta bo'ladi. Ammo

zich qora qarag'ayzorlardagi qor qoplami, daladagidan kamroq qalinlikda vujudga keladi.

Bahorda o'rmondagi qorning erishi daladagiga nisbatan sekin boradi. Chunki o'rmonlagi qor qoplami sovuq havodan juda kam issiqlik oladi va shu sababli daladagiga nisbatan sekin eriydi.

Bargli o'rmonlarda qorning erishi uning daladagi erishi bilan bir vaqtda boshlanadi. Igna bargli o'rmonlarda qorning erishi daladagidan ancha kech boshlanadi. O'rmonda qorning erish davri ancha davomli, shuning uchun o'rmondan qor kechikib ketadi. Ayniqsa, qoraqarag'ayzorlarda qorning erishi sekin boradi. Yuqorida aytganimizdek, o'rmonda tuproq daladagiga nisbatan kamroq chuqurlikkacha muzlaydi, shuning uchun qor erishi boshlanishida o'rmon tuprog'i muzlashdan qutilgan bo'lgani uchun namni o'zida yaxshi singdiradi. O'rmonda yuza suvlarining daryolarga oqishi ham daladagiga nisbatan sekin boradi.

O'rmonda yoz davrida yomg'ir va jala yomg'ir suvlari oqimi kuchli darajada sekinlashadi.

Shunday qilib, o'rmonda qor qoplaminin ancha qalinligi va yuza hamda yomg'ir suvlari oqiminin deyarli yo'qligi sababli o'rmon tuprog'i, yog'inlarni shox-shabbalar qisman ushlab qolishiga qaramasdan baribir pirovard natijada dala tuprog'idan ko'proq nam oladi.

Ihota daraxtzorlari suvli va suvsiz, cho'l va o'rta cho'l mintaqalarda qishloq xo'jalik ekinlarini muhofaza qilish bilan birga qorning bir tekisda joylashishiga, tuproq namliginin ko'payishiga va tuproq eroziyasinin oldini olishga katta ta'sir ko'rsatadi. Yerlarning relyefi esa qorning shamolda surilishiga, qor suvlarinin oqishiga ta'sir etadi.

Ekin maydonlaridagi qorni shamol ta'sirida uchirilib ketishdan saqlab qolish, ekinlar hosildorligini oshirish omillaridan biridir. Buning

uchun qorning bir tekisda taqsimlanishini va asta-sekin erib tuproqqa chuqur singishini ta'minlash zarur.

Bunga esa dala maydonlarida ihota daraxtzorlarini qorni bir tekisda erishga yordamlashadigan qilib joylashtirish bilan erishiladi.

Ihota daraxzorlari oralig'ida yig'ilgan qor uyumlari asta-sekin erishi natijasida namlik tuproq ostiga 2-3 m chuqurlikkacha singadi. Bu esa yozning issiq kunlarida o'simliklarning suvga bo'lgan ehtiyojini qondirib turadi.

Ihota daraxzorlari o'z oraliqlari va atrofida qorni yaxshi to'playdi.

O'rmon polosalari orasida tuproq kam chuqurlikda muzlaydi va bahorda ancha tez eriydi. Shuning uchun yuza suvlarni yaxshi yutadi. O'rmon polosalari orasidagi uchastkalarda yuza suvlarining yaxshi singishiga, bu uchastkalardagi qorning sekin erishiga ham qulaylik yaratadi.

Dala ihota daraxtzorlari bahorda yuza va jala suvlari oqimini ancha darajada kamaytiradi.

Dala ihota o'rmonzorlari qorni to'plashi va saqlashi, suv oqimini kamaytirishi, bug'lanish jadalligini kamaytirishi, sizot suvlarining sathini ko'tarishi bilan tuproqda namni yaxshi to'playdi.

8.9. Yog'inlarni o'lchash

Yog'inlar miqdorini o'lchash uchun yog'ino'lchagich va yomg'iro'lchagichlar ishlatiladi. Hozirgi vaqtda meteorologik stansiyalarda suyuq va qattiq holatdagi yog'inlarning miqdorini o'lchashda V.D. Tretyakov ishlab chiqqan yog'ino'lchagich o-1 asosiy asbob hisoblanadi.

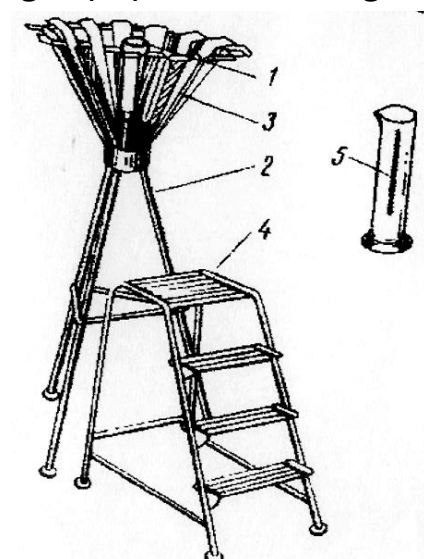
Bundan tashqari, meteorologik stansiyalarda suyuq yog'inlar miqdori H_4 va jadalligini uzluksiz qayd qilib borish uchun ***plyuviograf*** nomli qurilmalar qo'llaniladi. Meteorologik stansiyalarda yog'inlar miqdorini o'lchashda Tretyakov yog'ino'lchagichi eng ko'p qo'llangani uchun uning tuzilishi va u yordamida yog'in miqdorini o'lchash usuli bilan qisqacha tanishamiz (8.2-rasm).

Bu turdagi yog'ino'lchagich qurilmasi ikkita silindrik chelak va ular uchun 1 ta qopqoq, shamoldan himoyalovchi metall plastinkalar (taxtalar) va o'lchash stakanlaridan tashkil topgan.

Yog'ino'lchagichning asosiy qismi-chelagining diametri (159,5 mm), balandligi 40 sm va yog'inni qabul qiluvchi qismining maydoni (chelak tagining yuzasi) 200 sm² ga teng. Chelakning ichiga kesik konus shaklidagi diafragma payvand qilingan. Yoz vaqtida chelakdagi yog'inning bug'lanib ketmasligi uchun diafragmaning teshigi voronka bilan yopiladi. Qishda bu voronkani olib qo'yiladi.

Chelakdagi to'plangan yog'inni quyib olish uchun uning tashqi sirtiga jo'mrak o'rnatilgan. Chelak o'rnatilgach, jo'mrak qopqoqcha bilan yopiladi. Yig'ilgan yog'in o'lchash stakaniga quyiladi. Agar yog'in qattiq holatda bo'lsa, uning miqdori eriganidan keyin o'lchanadi.

O'lchash stakani menzurkadan iborat bo'lib, unga 100 ta bo'lim chizilgan. Stakanning bitta bo'limi hajm bo'yicha 2 sm³ ga teng. Chelakning 200 sm² ga teng qabul qiluvchi maydonida 2 sm³ suv chelakda 0,1 mm qalinlikdagi suyuq yog'inga mos keladi. O'lchagich tirgovuchga mahkamlangan, chelak metallardan yasalgan qalin devorli idish–taganga qo'yiladi. O'lchagichning ikkinchi asosiy qismi



8.2 - rasm. Tretyakov yog'in o'lchagichi: 1-chelak; 2-tirgovuchlar; 3-shamoldan saqllovchi plastinkalar; 4-narvoncha; 5-o'lchash stakani.

16 ta teng yoqli trapetsiyalar shaklidagi metall plastinkalardan iborat bo'lib, ularning ustki va pastki uchlari maxsus halqalarga bir-biridan barobar masofalarda mahkamlangan.

Plastinkalar maxsus qolipda egilgan. Plastinkalarning ustki uchlari tashqariga qaratib shunday bukilganki, o'lchagichning ayrim qismlari o'rnatilganda, ularning sathi chelakning ustki qismi bilan baravar balandlikda joylashadi.

O'lchagich metall tirgovuchlarga yerdan 2 m balandlikda turadigan qilib o'rnatiladi. O'lchash vaqtida yog'ino'lchagichga atrofdagi binolardan, bunda yog'ino'lchagichdan boshqa predmetlargacha bo'lgan masofa, bu predmetlar balandligidan kamida uch marta katta bo'lishi kerak.

Yog'ino'lchagichdagi chelaklarni almashtirib turishda uning yoniga qo'yilgan metall yoki yog'ochdan tayyorlangan narvondan foydalaniladi. Meteorologik stansiyalarda bir sutkada yog'inlar to'rt marta: 3⁰⁰, 9⁰⁰, 15⁰⁰ va 21⁰⁰ larda o'lchanadi.

O'lchash muddatida yog'inga to'lgan chelakni tagandan chiqarib olinadi va og'zi qopqoq bilan yopiladi. So'ngra yog'in quyilgan chelakni meteorologik stansiyadagi o'lchash xonasiga olib boriladi va o'lchash stakaniga quyiladi. Agar yog'in miqdori o'lchash stakanining hajmidan ko'p bo'lsa, o'lchashlar chelakdagi suv tugaguncha davom ettiriladi. Har bir o'lchashda stakandagi suv sathiga mos bo'limlar soni va ularning umumiy miqdori yozib beriladi. O'lchash vaqtida kuzatuvchining ko'zi o'lchash stakanidagi suv sathi bilan baravar sathda bo'lishi kerak.

Qattiq yog'inlar miqdorini o'lchash ular butunlay erigandan keyin bajariladi, bunda chelak qopqoq bilan yopib qo'yilgan bo'lishi kerak. O'lchashlar tugagach, yog'inning umumiy miqdorini alohida o'lchashlardan olingan natijalarni o'zaro qo'shib topiladi.

Yog'inlarning mm larda ifodalangan umumiy miqdorini aniqlash uchun o'lchashlardan olingan umumiy natijani o'n marta kamaytirish kerak.

Biroq olingan natija unchalik aniq bo'lmaydi. Aniq natijani olish uchun har bir o'lchashda chelakning ho'llanishiga sarflangan yog'inni ham e'tiborga olish kerak, boshqacha aytganda, chelakning ho'llanishiga oid tuzatma kiritish lozim. Agar har qaysi o'lchashda stakandagi suv sathi 0,5 bo'lim qiymatiga mos yoki undan yuqorida bo'lsa, hisoblangan yog'in miqdoriga +0,2 mm, agar suv sathi bordiyu bo'lim qiymati o'rtasidan pastda bo'lsa +0,1 mm tuzatmalarni qo'shish lozim. Yog'in jadalligini hisoblash uchun mm larda hisoblangan yog'in miqdorini yog'in yog'ish muddatiga (minutlarda ifodalangan) nisbatini olish kerak.

8-bob uchun savollar va masalalar

1. Yog'inlar tasnifi deb nimaga aytiladi?
2. Yog'in jadalligi deb nimaga aytiladi?
3. Qaysi bulutlardan burkama, jala va shivalama yog'inlar yog'adi?
4. Bulut elementlarining koagulyatsion o'sishi qanday boradi?
5. Do'l qaysi bulutlarda va qanday hosil bo'ladi? Uning tuzilishini qanday tushuntirasiz?
6. Do'l urishiga kurash ishlari qanday olib boriladi? O'zbekistonning qaysi viloyatlarida do'lga qarshi kurash ishlari tashkil qilingan?
7. Kontinental iqlimli hududlarda yog'inlarning sutkalik o'zgarishida ikkita maksimum va ikkita minimum mavjudligini tushuntiring.
8. Yog'inlarning yillik o'zgarishining asosiy turlarini tushuntiring. Ularning har biridagi yog'in rejimini bayon qiling.
9. O'zbekistonning qaysi hududlarida yog'inlar yil davomida eng oz yog'adi? Respublikamizda yog'inlarning eng ko'p va eng oz yog'adigan davrlarini tavsiflab bering.

10. Qor zichligi deb nimaga aytiladi va uning o'zgarish chegaralari qanday?
11. Qordagi suv zaxirasi qanday formula yordamida aniqlanadi?
12. Qishloq xo'jaligi uchun qor qoplamining ahamiyati qanday?
13. Yomg'irli to'p-to'p bulutlardan yog'adigan yomg'irning eng katta tomchilarining diametri 7 mm ga teng. Bunday tomchilarning tushish tezligini hisoblang.
Javobi: 7,93 m/s.
14. Yomg'irli to'p-to'p bulutlarning pastki chegarasi Yer sirtidan 1000 m balandlikda joylashgan. Agar havoning ko'tarilma harakati tezligi 4 m/s bo'lsa, radiusi 2,5 mm bo'lgan tomchilar bulutning pastki chegarasidan Yer sirtiga qancha vaqtda tushadi (tomchi tekis harakat bilan tushgan deb oling)?
Javobi: 6 min 8 s.
15. Jala vaqtida bir sutka davomida 1200 mm yog'in yoqqan. Jalaning o'rtacha jadalligi qanchaga teng?
Javobi: 0,83 mm/min
16. Sutka davomida 50 mm yog'in yoqqan. Bu yog'innig 48 foizi soat 10-12 oralig'iga to'g'ri kelgan. Shu soatlardagi yog'in jadalligini aniqlang.
Javobi: 0,2 mm/min
17. Qor namunasining massasi 240 g, hajmi 1200 sm³. Bir tekisda yotgan qor qoplamining balandligi 40 sm. Qordagi suv zaxirasini aniqlang?
Javobi: 80 mm.
18. Rossiya da eng baland qor qoplami 110 sm Kamchatka va Saxalin hududlarida kuzatiladi. Agar qor qoplamining o'rtacha zichligi 0,2 g/sm³ ga teng bo'lsa, shu qor qoplamining erishidan qancha qalinlikdagi suv qatlami hosil bo'ladi?
Javobi: 220 mm

19. Olingan qor namunasining hajmi 2200 sm^3 . Shu qor namunasining erishidan hosil bo'lgan suvning hajmi 550 sm^3 . Qorning zichligi qanday?

Javobi: $0,25 \text{ g/sm}^3$

20. Olingan qor namunasining hajmi 3000 sm^3 , bu qor namunasining erishidan hosil bo'lgan suvning hajmi 950 sm^3 , qor qatlamining qalinligi 50 sm bo'lsa, qorning erishidan hosil bo'lgan suv qatlamining qalinligini aniqlang?

Javobi: 160 mm .

IX-BOB. ATMOSFERA BOSIMI VA HAVO ZICHLIGI

9.1. Atmosfera bosimi. Atmosfera bosimining o'lchov birliklari

Biror idishdagi gaz molekulalarining tartibsiz harakati natijasida idishning ichki devorlariga ma'lum miqdordagi kuchlar bilan urilishi ta'sirida gaz bosimi vujudga keladi. Gaz bosimi, uning harorati va zichligiga to'g'ri mutanosib, ammo gazning molyar massasiga teskari mutanosib ravishda o'zgaradi.

Atmosfera qatlamlarining tarkibiga kirgan barcha gazlar og'irlik kuchining ta'sirida yer sirtiga biror miqdordagi bosim kuchini vujudga keltiradi.

Atmosfera bosimi-bu Yer sirtidan atmosferaning eng yuqori qatlamining ustki chegarasigacha cho'zilgan havo ustunining Yer sirtidagi birlik yuzaga ta'sir etuvchi kuchiga teng. Yer sirtidan ko'tarilgan sari, olingan qatlamdan yuqorida joylashgan qatlamlar qalinligi kamaya boradi, shuning uchun olingan qatlamga yuqoridagi qatlamlarning bosimi ozayadi, yoki atmosfera bosimi vertikal yo'nalishda (yoki balandlik bo'ylab) kamaya boradi.

Atmosfera bosimi asosiy meteorologik kattaliklardan biri bo'lgani uchun uning qiymatlarini barcha meteorologik stansiyalarda muntazam ravishda o'lchab boriladi. Bunda atmosfera bosimini o'lchashda ishlatiladigan asboblarni meteorologik maydonchada emas, balki xizmat xonasida o'rnatiladi. Chunki germetik yopilmagan xonada atmosfera bosimi ochiq maydondagi atmosfera bosimi bilan bir xil bo'ladi.

Atmosferada ro'y beradigan turli xil meteorologik hodisalar natijasida yer sirtining istalgan nuqtasida yoki yer sirtidan ixtiyoriy balandlikdagi atmosfera qatlamida atmosfera bosimi bir necha soat yoki sutkadagina emas, balki yil davomida ham o'zgarib boradi. Atmosfera bosimining o'zgarishlari davriy va nodavriy bo'ladi. O'zbekiston hududlarida bahor davrida kunduzlari havo isiy boradi,

natijada atmosfera bosimi kamaya boradi. Shunday davrda arktik sovuq havo massalari respublikamiz hududlariga kelib kirsam, bu yerda atmosfera bosimi ortadi, havo sovib ketadi va yog'ingarchilik boshlanadi.

Bahorda atmosfera bosimining kamaya borishi, uning davriy o'zgarishlariga kiradi, ammo sovuq havo massalarining kirib kelishi bilan haroratning pasayishi, atmosfera bosimining ortishi uning nodavriy o'zgarishiga kiradi.

Demak, biror hududdagi atmosfera bosimining ortishi yoki kamayishiga qarab, shu hududda yaqin kunlarda ob-havoning qanday bo'lishini oldindan aytish mumkin.

Tog'larda o'simliklar Yer sathidagiga nisbatan kamroq atmosfera bosimida, vodiylarda esa atmosfera bosimining kattaroq qiymatlari ta'sirida o'sadi. Hayvonlarning qon bosimi ham atmosfera bosimiga moslashgan.

Hozirgi vaqtda atmosfera bosimining asosiy o'lchov birligi qilib Paskal (Pa) qabul qilingan. Agar 1m^2 yuzaga tik ravishda 1 Nyuton (1N) kuch ta'sir qilsa, bosim 1 Pa ga teng bo'ladi, ya'ni:

$$1\text{Pa}=1\text{ N/m}^2$$

Meteorologiyada bosimning gektopaskal (gPa) birligi qo'llanilib, u **$1\text{gPa}=100\text{ Pa}$** ga teng.

Avvalgi yillarda atmosfera bosimini mm simob ustuni va mbar (millibar) birliklarda ifodalangan. Atmosfera bosimining bu o'lchov birliklari hozirgi vaqtgacha meteorologiyaga doir ba'zi o'quv qo'llanmalarida uchrab turadi. Avvalgi yillarda chiqarilgan barometrlarning shkalalari mm simob ustuni yoki mbar larda darajalangan. Shuning uchun Pa, mbar va mm sim ustuni birliklarining o'zaro munosabatlarini ko'rsatamiz.

Bosimning mbar birligi bilan din/sm^2 birligi orasida ushbu munosabat bor:

$$1\text{ mbar}=10^3\text{din/sm}^2$$

Fizika fanidan ma'lumki:

$1 \text{ Pa} = 1 \text{ N/m}^2 = 10^5 \text{ din/} 10^4 \text{ sm}^2 = 10 \text{ din/sm}^2$ yoki

$100 \text{ Pa} = 1 \text{ gPa} = 10^3 \text{ din/sm}^2 = 1 \text{ mbar}$; demak, $1 \text{ gPa} = 1 \text{ mbar}$.

Millimetr simob ustuni-kosali barometr nayidagi simob ustunining 1 mm ga ko'tarilishiga yoki pasayishiga mos atmosfera bosimining o'zgarishlaridir.

Balandligi 1mm ga teng simob ustunining gidrostatik bosimi p ushbuga teng:

$$p = \rho gh \quad (9.1)$$

bu yerda: ρ -simob zichligi; g -erkin tushish tezlanishi; h -simob ustunining balandligi.

Yuqoridagi (9.1) formulaga kirgan kattaliklarning son qiymatlarini qo'yib hisoblashni bajaramiz:

$$P = 13595 \text{ kg/m}^3 \cdot 9,8 \text{ m/s}^2 \cdot 10^{-3} \text{ m} = 133,2 \text{ Pa} = 133 \text{ Pa} = 1,33 \text{ gPa}$$

Demak, 1 mm simob ustunining vujudga keltirgan bosimi 1,33 gPa ga teng, ya'ni 1mm sim.ust.=1,33 gPa yoki 1gPa=0,75 mm simob ust. kelib chiqadi.

Shunday qilib, atmosfera bosimining ko'rsatilgan birliklari orasida quyidagicha munosabat mavjud:

$1 \text{ gPa} = 1 \text{ mbar} = 0,75 \text{ mm sim ust.}$ yoki

$1 \text{ mm sim. ust} = 1,33 \text{ mbar} = 1,33 \text{ gPa}$.

Toshkent shahrida atmosfera bosimining o'rtacha qiymatlari 957,6-960 gPa atrofida o'zgaradi.

Atmosfera bosimining qiymatlariga erkin tushish tezlanishi g ning qiymatlari o'zgarishi ham ta'sir qiladi.

Ma'lumki, g ning qiymatlari geografik kenglikka va joyning dengiz sathidan balandligiga bog'liq. Yer yuzida erkin tushish tezlanishi g ning qiymatlari ekvator ($g_e = 9,78 \text{ m/s}^2$) dan qutbga ($g_q = 9,83 \text{ m/s}^2$) tomon juda oz bo'lsa-da, orta boradi. Bundan tashqari, Yer yuzidan balandlik oshgan sari g ning qiymati kamaya boradi.

Erkin tushish tezlanishi g ning o'zgaruvchanligi atmosfera bosimini muvozanatlashtiradigan simob ustunining balandligiga ta'sir qiladi. Shuning uchun simob ustuni balandligining g ga bog'liqligini yo'qotish uchun atmosfera bosimining qiymatlarini 45° geografik kenglikka va dengiz sathidagi qiymatiga o'tkaziladi. Chunki dengiz sathida yotgan joylarning hammasida atmosfera bosimi bir xil va o'rta hisob bilan 760 mm simob ustuni balandligiga teng.

Normal atmosfera bosimi deb, 45° geografik kenglikda dengiz sathida joylashgan 0°C haroratda balandligi 760 mm sim. ustuni bosimiga teng bo'lgan atmosfera bosimiga aytiladi. Normal atmosfera bosimi $p_0=1013,25 \text{ gPa}$ ga teng.

9.2. Quruq havo va suv bug'ining holat tenglamasi.

Virtual harorat

Berilgan m massali gaz holati bosimi p , hajmi V va harorati T kabi fizik kattaliklar (holat parametrlari) bilan tavsiflanadi. Holat parametrlarining hammasi yoki birortasi o'zgarishi bilan gaz holati ham o'zgaradi. Meteorologiyada gaz holatini belgilovchi parametrlardan biri sifatida gaz zichligi ρ yoki unga teskari kattalik solishtirma hajm olinadi:

$$v = \frac{1}{\rho}$$

Ideal gaz holati parametrlarini o'zaro bog'laydigan tenglamani **ideal gaz holat tenglamasi** deb yuritilishini bilamiz.

Ideal gazning istalgan massasi uchun holat tenglamasi quyidagicha bo'ladi:

$$pV = \frac{m}{\mu} R'T \quad (9.2)$$

bu yerda: m -gaz massasi; μ -gazning molyar massasi; R' -universal gaz doimiysi, $R'=8,32 \text{ J/(K}\cdot\text{mol)}$

$$p \cdot \mu = \frac{m}{V} R'T, \quad (9.2) \text{ dan}$$

Gaz zichligi $\rho = \frac{m}{V}$ ga tengligidan

$$p \cdot \mu = \rho \cdot R'T \text{ bundan } p = \rho \cdot \frac{R'T}{\mu} \quad (9.3)$$

ni yoza olamiz. Endi (9.3) formulani quruq havo uchun tadbiq etamiz.

Quruq havoning molyar massasi $\mu=28,966$ g/mol ga teng. Meteorologiyada R' o'rniga 1 kg havoga nisbatan yoziladigan quruq havoning solishtirma gaz doimiysini olish qulay:

$$R_q = \frac{R'}{\mu} = \frac{8,32J / (K \cdot mol)}{28,966g / mol} = 287J / (K \cdot kg)$$

Quruq havo uchun (9.3) formulani quyidagicha yozamiz:

$$p_q = \rho_q \cdot R_q \cdot T \text{ bundan } \rho_q = \frac{p_q}{R_q T} \quad (9.4)$$

Normal sharoitda bosim p_o , harorat $T_o = 273$ K ga teng bo'lgani uchun (9.4) ni quyidagicha o'zgartiramiz:

$$\rho_o = \frac{p_o}{R_q T_o} \quad (9.5)$$

U holda $T=T_o(1+\alpha t)$ haroratda

$$\rho_q = \rho_o \cdot \frac{p_q \cdot T_o}{p_o \cdot T} = \rho_o \cdot \frac{p_q}{p_o} \cdot \frac{1}{1+\alpha t} \quad (9.6)$$

bu yerda: $\alpha=1/273=0,00366$ grad⁻¹

(9.6) formuladan ko'rinadiki, quruq havoning zichligi gaz bosimiga to'g'ri mutanosib, absolyut haroratga esa teskari mutanosib ravishda o'zgaradi.

Endi harorati T , bosimi p va suv bug'ining parsial bosimi (elastikligi) e bo'lgan nam havo zichligi ifodasini chiqaramiz. Nam havo quruq havo bilan suv bug'i aralashmasidan iborat. Havoning umumiy bosimi p dan, quruq havo uchun $p-e$ bosim to'g'ri keladi.

Demak, aralashmaning quruq havo qismi uchun holat tenglamasini quyidagicha yozamiz:

$$\rho_q = \frac{p - e}{R_q \cdot T} \quad (9.7)$$

bu yerda: R_q - quruq havoning solishtirma universal doimiysi.

Aralashmaning suv bug'i qismi uchun holat tenglamasi quyidagicha ifodalanadi:

$$\rho_{s.b} = \frac{0,622 \cdot e}{R_q \cdot T} \quad (9.8)$$

Nam havoning umumiy zichligi ρ_n , quruq havoning zichligi ρ_q va suv bug'i zichligi $\rho_{s.b}$ larning yig'indisiga teng:

$$\rho_n = \rho_q + \rho_{s.b} = \frac{p - e}{R_q \cdot T} + \frac{0,622 \cdot e}{R_q \cdot T} = \frac{p}{R_q \cdot T} \left(1 - 0,378 \frac{e}{p}\right)$$

demak:

$$\rho_n = \frac{p}{R_q \cdot T} \left(1 - 0,378 \frac{e}{p}\right) \quad (9.9)$$

(9.9) dagi e/p nisbat juda kichik bo'lganligi uchun yetarlicha aniqlik bilan quyidagicha almashtirishni kirita olamiz:

$$1 - 0,378 \frac{e}{p} = \frac{1}{1 + 0,378 \frac{e}{p}}$$

U holda (9.9) ni quyidagicha yozamiz:

$$\rho_n = \frac{p}{R_q \cdot T \left(1 + 0,378 \frac{e}{p}\right)} \quad (9.10)$$

Agar

$$T_v = T \cdot \left(1 + 0,378 \frac{e}{p}\right)$$

deb belgilasak, u holda (9.10) ni quyidagicha yozamiz:

$$\rho_n = \frac{p}{R_q \cdot T_v} \quad (9.11)$$

bu yerda: T_v -virtual harorat.

Shunday qilib, quruq havo holat tenglamasidagi haqiqiy harorat T ni virtual harorat T_v bilan almashtirganda R_q dan quruq va nam havolarning ikkalasida ham foydalanish mumkin.

9.3. Havo zichligi va atmosfera bosimining balandlik bo'yicha o'zgarishi

Atmosferaning quyi qatlamlarida, ayniqsa, Yer sirtiga juda yaqin qatlamlarida havo zichligi maksimal qiymatlarga erishadi. Chunki Yer sirtiga yaqin havoga eng katta miqdordagi atmosfera bosimi ta'sir qiladi. Shuning uchun Yerga yaqin havo siqilib zichligi kattalashadi. Havo zichligi o'zgarmas emas, u har bir joyda uzluksiz o'zgarib turadi, ammo har doim Yerga yaqin havo qatlami eng ko'p zichlashgan bo'ladi. Yer sirtidan balandlik oshgan sari bosim kamaya boradi. Shuning uchun havo zichligi ham balandlik oshgan sari kamayadi.

Ammo havo zichligining balandlik bo'yicha o'zgarishi ancha murakkab xususiyatga ega. Chunki havo zichligiga ayni bir vaqtda bosim va harorat ta'sir qiladi, aniqrog'i havo zichligi bosimga to'g'ri, haroratga esa teskari mutanosib ravishda o'zgaradi.

Bosim va haroratning birgalikda ta'siri natijasida havo zichligi ham balandlik bo'yicha kamayadi, biroq zichlik balandlik bo'yicha bosimga nisbatan tezroq kamayadi.

Atmosferaning biror qatlamida balandlik oshgan sari havo zichligining o'zgarmay qolishi yoki ortishi hollari ham uchrab turadi.

Yevropa qit'asi hududlarida yer sirtida havo zichligi o'rtacha 1258 g/m^3 , 5 km balandlikda 735 g/m^3 , 10 km balandlikda 411 g/m^3 , 20 km balandlikda 87 g/m^3 , 300 km balandlikda 10^{-8} g/m^3 , 500 km balandlikda 10^{-9} g/m^3 , 750 km balandlikda esa 10^{-10} g/m^3 ga teng.

Havo zichligini odatda asboblari yordamida o'lchanmaydi, balki ko'pincha bosim va haroratning aniq qiymatlari asosida gaz holat tenglamasi yordamida hisoblanadi.

Yer sirtidan balandlik oshgan sari havo siyraklasha borganligidan uning zichligi va bosimi kamayib boradi. Masalan, Yevropa qit'asi uchun o'rtacha ko'p yillik atmosfera bosimi dengiz sathida 1014 gPa ga teng. 5 km balandlikda 538 gPa, 10 km balandlikda 262 gPa, 20 km balandlikda 56 gPa, 100 km balandlikda 1 gPa dan ham kam. Bu ma'lumotlardan ko'rinadiki, 5 km balandlikdagi atmosfera bosimi, dengiz sathidagi qiymatidan 2 marta kichik, 10 km balandlikda - qariyb 4 marta, 20 km balandlikdagi qiymati esa 18 marta kichik. Bundan Yer yuzidan balandlik arifmetik progressiya bo'yicha oshsa, atmosfera bosimining qiymatlari geometrik progressiya bo'yicha kamayadi degan xulosaga kelamiz.

Atmosfera bosimining balandlik bo'yicha o'zgarishini tavsiflash uchun barik pog'ona tushunchasi kiritiladi.

Atmosfera bosimi vertikal yo'nalishda 1 gPa ga o'zgaradigan balandlikni barik pog'ona deb ataladi va uni h harfi bilan belgilanadi. Barik pog'ona m/gPa birlikda o'lchanadi. Demak, barik pog'ona atmosfera bosimining 1 gPa ga kamayishi uchun olingan sathdan vertikal yo'nalish bo'yicha qancha masofaga ko'tarilish yoki bosimning 1gPa ga ortishi uchun olingan sathdan vertikal yo'nalishda qancha balandlikka pastga tushish zarurligini bildiradi. Barik pog'ona h , havo zichligi ρ va erkin tushish tezlanishi g lar orasida quyidagicha o'zaro bog'lanish mavjud:

$$h = \frac{1}{\rho \cdot g} \quad \text{yoki} \quad h = \frac{1}{\rho \cdot g} = \frac{R_q \cdot T}{g \cdot p} \quad (9.12)$$

Ushbu (9.12) formuladan ko'rinadiki, h ning qiymatlari asosan havo zichligi ρ ning qiymatlariga teskari mutanosib ravishda o'zgaradi (g qiymatlarining juda kam o'zgarishini e'tiborga olmaganida), havo zichligi qancha kam bo'lsa, barik pog'ona shuncha katta yoki aksincha bo'ladi.

Yuqoridagi (9.12) formulani atmosfera bosimi p va havo harorati t orqali quyidagicha ifodalanadi:

$$h = \frac{8000}{p}(1 + \alpha t) \quad (9.13)$$

bu yerda: p -barik pog'ona hisoblanayotgan nuqtadagi atmosfera bosimi (gPa-larda); α -0,004 1/°C havoning hajmiy kengayish koeffitsiyenti; t -havo harorati (°C larda).

Agar (9.13) ga α ning qiymatini qo'ysak:

$$h = \frac{8000}{p}(1 + 0,004 \cdot t) \quad (9.14)$$

Bu yerdagi (9.14) formuladan harorat oshgan sari barik pog'ona $(1+0,004 \cdot t)$ marta ortadi yoki havoning har bir gradus isishida h ning qiymati 0,4 % ga ko'payadi deb aytamiz.

O'zgarmas bosimda harorat o'zgarishi bilan barik pog'ona qiymatlarining o'zgarishini tasavvur qilish uchun ushbu misollarni keltiramiz:

1. Agar $p = 1000 \text{ gPa}$ va $t = 40^\circ \text{C}$ bo'lsa, barik pog'ona

$$h = \frac{8000}{1000}(1 + 0,004 \cdot 40) \text{ m/gPa} = 9,3 \text{ m/gPa ga teng.}$$

2. Agar $p = 1000 \text{ gPa}$ va $t = 0^\circ \text{C}$ bo'lsa, barik pog'ona

$$h = \frac{8000}{1000}(1 + 0,004 \cdot 0) \text{ m/gPa} = 8 \text{ m/gPa ga teng bo'ladi.}$$

3. Agar $p = 1000 \text{ gPa}$ va $t = -40^\circ \text{C}$ bo'lsa, barik pog'ona

$$h = \frac{8000}{1000}[1 + 0,004 \cdot (-40)] = 6,72 \text{ m/gPa ga teng bo'ladi.}$$

Bu misollardan ko'rinadiki, atmosfera bosimi o'zgarmas bo'lganda havo harorati ortishi bilan h ning qiymatlari ham ortadi. Havo harorati pasayganda esa h ning qiymatlari ham kamayadi.

2-misoldan havo harorati 0 °C ga teng bo'lganda atmosfera bosimi **1 gPa** ga ortishi uchun olingan sathdan vertikal yo'nalishda 8 m ga pastga tushish yoki atmosfera bosimi **1 gPa** ga kamayishi uchun esa olingan sathdan 8 m yuqoriga ko'tarilish kerakligi ko'rinib turibdi.

9.4. Atmosfera statistikasining asosiy tenglamasi

Endi biror sathdagi bosim ma'lum bo'lsa, ayni shu vaqtda olingan sathdan yuqoridagi va pastdagi sathlarda bosim qiymatlari qanday bo'ladi degan savolga javob berishga kirishamiz.

Shu maqsadda atmosferada fikran asosining ko'ndalang kesim yuzi 1 sm^2 ga teng vertikal havo ustuni berilgan deb olaylik va shu havo ustunida juda yupqa qatlamni ajrataylik. Bu qatlamning pastki chegarasi Z balandlikda, ustki chegarasi esa $Z+\Delta Z$ balandlikda joylashgan bo'lsin, u holda ΔZ - qatlam qalinligini bildiradi. Qatlamni shunday yupqa deb olaylikki, uning asoslari chegarasi orasida havo zichligi o'zgarmas bo'lsin. Endi Z balandlikdagi bosimni p , $Z+\Delta Z$ balandlikdagi bosimni $p-\Delta p$ deb olaylik. Bu holda balandlik ΔZ ga oshganda atmosfera bosimining $-\Delta p$ ga kamayishini ko'rsatadigan ushbu formulani chiqarish mumkin:

$$-\Delta p = \rho \cdot g \cdot \Delta Z \text{ yoki } \Delta p = -\rho \cdot g \cdot \Delta Z \quad (9.15)$$

Yuqoridagi (9.15) tenglamani atmosfera statistikasining asosiy tenglamasi deb yuritiladi va u, balandlik oshgani sari bosimning kamayish qonunini ifodalaydi. Formuladagi " - " ishorasi balandlik oshgan sari bosimning kamayishini ko'rsatadi.

Bu tenglamadan ko'rinadiki, balandlik oshgan sari ($\Delta Z > 0$) atmosfera bosimi ($\Delta p < 0$) kamaya boradi.

Yuqoridagi (9.15) tenglamadan biror aniq balandlikka ko'tarilganda, o'sha qatlamda zichlik qancha katta bo'lsa, bosim kamayishi ($-\Delta p$) ham shuncha katta bo'ladi.

Yuqorida qaralgan, atmosfera statistikasining asosiy tenglamasini havo vertikal bo'yicha muvozanatda degan qarash asosida chiqarilgan. Haqiqiy sharoitda esa muvozanat bo'lmasligi ham mumkin, ya'ni og'irlik kuchi bilan vertikal gradiyent kuchi orasidagi ayirma noldan farq qilishi mumkin, ammo bu farq juda ham oz bo'ladi. Odatda atmosfera statistikasining asosiy tenglamasini

balandlik bo'yicha harorat va zichlikning o'zgarishiga shartli soddalashtirishlar kiritilib yechiladi. Meteorologiyada odatda uchta xususiy hol qaraladi.

1. **Bir jinsli atmosfera.** Zichligi balandlik bo'ylab o'zgarmaydigan shartli atmosferani bir jinsli atmosfera deb ataladi, boshqacha aytganda bir jinsli atmosferada $\rho(Z)=const$ bo'ladi. (9.15) formulani dastlab differensial holida yozaylik:

$$dp = -\rho \cdot g \cdot dz \quad (9.15^1)$$

Yuqoridagi (9.15¹) formulani boshlang'ich $z=0$ va p_0 lardan keyingi z va p shartlar (chegaralar) bo'yicha integrallab quyidagi ifodani hosil qilamiz:

$$p = p_0 - \rho \cdot g \cdot z \quad (9.16)$$

bu yerda: p - bu z balandlikdagi atmosfera bosimi, p_0 –dengiz sathidagi atmosfera bosimi, ρ – bir jinsli atmosferadagi havo zichligi.

Demak, bunday bir jinsli shartli atmosferada gaz bosimi chiziqli qonun bo'yicha kamayadi va H balandlikda nolga teng bo'ladi.

Yuqoridagi (9.16) formula $p=0$ da quyidagicha yoziladi:

$p_0 = \rho \cdot g \cdot H$ va (9.5) dan foydalanib ushbularni yozamiz:

$$H = \frac{p_0}{\rho \cdot g} = \frac{T_0 \cdot R_q}{g} = \frac{273,15 \cdot R_q (1 + \alpha \cdot t_0)}{g}$$

$$\text{ammo } \frac{273,15 \cdot R_q}{g} = \frac{273,15 \cdot 287}{9,807} \approx 8000 \text{ m.ga teng.}$$

Demak,

$$H \approx 8000(1 + \alpha t_0) \quad (9.16^1)$$

Bir jinsli atmosferaning $t=0^\circ\text{C}$ dagi balandligi taxminan 8000 m ga teng. Bir jinsli atmosferada harorat balandlik bo'yicha $3,42^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ gradiyent bilan kamayadi.

Agar bir jinsli atmosfera mavjud bo'lganda edi, bosimning balandlik bo'yicha kamayishi juda tez o'tgan bo'lar edi. Real atmosferada havo zichligi balandlik bo'yicha kamayadi, shuning

uchun bosim balandlik bo'yicha bir jinsli atmosferadagiga qaraganda sekinroq kamayadi.

2. **Izotermik atmosfera.** Harorati balandlik bo'ylab o'zgarmaydigan shartli atmosferani **izotermik atmosfera** deb yuritiladi. Agar $T=const$ bo'lsa, atmosfera statistikasining asosiy tenglamasini dastlab (p_o, p_z) va (o, z) chegaralarda integrallab, so'ngra oddiy almashtirishlardan keyin ushbu formulani topamiz:

$$p_z = p_o \cdot e^{-\frac{z}{H}} \quad (9.17)$$

Demak, izotermik atmosferada bosim balandlik bo'ylab eksponensial qonun bo'yicha kamayadi. Yuqoridagi (9.17) formulada **N**-bir jinsli atmosfera balandligini bildiradi.

(9.17) formulani logarifmlab harorati t bo'lgan izotermik qatlam qalinligini hisoblash formulasini keltirib chiqaramiz:

$$\Delta Z = 18400(1 + \alpha \cdot t) \cdot \lg \frac{p_o}{p_z} \quad (9.18)$$

bu yerda: p_o va p_z lar izotermik qatlamning pastki va ustki sathlaridagi bosimlar.

3. **Politrop atmosfera.** Harorati balandlik bo'ylab chiziqli qonun bo'yicha o'zgaradigan yoki barcha sathlarda haroratning vertikal gradiyenti o'zgarmas bo'lgan shartli atmosferani politrop atmosfera deb yuritiladi.

Aviatsiya maqsadlarida ba'zi amaliy hisoblarni bajarish uchun meteorologik kattaliklarning turli balandliklardagi qiymatlarini bilish kerak. Meteorologik kattaliklar balandlik bo'yicha keng chegaralarda o'zgargani uchun namuna (standart) ni olish uchun «standart atmosfera» tushunchasi kiritilgan.

Standart atmosferada meteorologik kattaliklarning vertikal taqsimoti, ularning o'rtacha haqiqiy taqsimotiga yaqinlashib boradi.

Xalqaro standart atmosferada bosim, harorat va boshqa parametrlarning qiymatlari 200 km balandliklargacha hisob qilingan.

Boshlang'ich sath sifatida dengiz sathi olinib, unda bosim 1013,25 gPa ga va havo harorati 15°C ga teng deb qabul qilingan. Bunday atmosfera 11 km balandlikkacha politrop bo'lib, harorat 0,65°C/100 m vertikal gradiyent bilan chiziqli kamayadi, 11 km dan 20 km balandlikkacha izotermik bo'lib harorat o'zgarishsiz qoladi va -56,5°C ga teng bo'ladi.

9.5. Qisqartirib yozilgan barometrik formula (Laplas formulasi)

Amaliyotda biror joy (punkt) ning boshqa joy (punkt) dan balandligini aniqlash uchun qisqartirilib yozilgan Laplas formulasidan foydalaniladi. Agar havoni quruq deb, erkin tushish tezlanishining geografik kenglikka va balandlikka bog'liqligini e'tiborga olmasak, Laplas formulasini qisqartirib quyidagicha yozamiz:

$$Z_2 - Z_1 = 18400(1 + \alpha \cdot t_{o'rt}) \lg \frac{p_1}{p_2} \quad (9.19)$$

Bu formula izotermik atmosfera uchun yozilgan (9.18) formulaga o'xshaydi, ammo (9.18) da t balandlikka bog'liq bo'lmagan o'zgarmas kattalik, (9.19) dagi $t_{o'rt}$ esa qatlamning o'rtacha haroratini bildiradi.

Yuqoridagi (9.19) formulani qisqartirilib yozilgan **barometrik formula** yoki **qisqartirilgan Laplas formulasi** deb yuritiladi va bu formula bo'yicha bosimning dengiz sathidagi qiymatiga nisbatan ikki, uch va bir necha marta kamayishiga mos kelgan balandliklarni hisoblash mumkin. Masalan, $t_{o'rt}=0^\circ\text{C}$ va $z_1=0$ bo'lsa, u holda $z_2=18400 \cdot \lg 2=5500$ m kelib chiqadi, ya'ni har 5500 m balandlikda bosim ikki marta kamayadi.

Agar Yer sirtidagi atmosfera bosimi $p_0=1000$ gPa bo'lsa, u holda 5500 m balandlikdagi bosim 500 gPa, 11 km balandlikda esa bosim 250 gPa ga teng bo'ladi.

9.6. Barometrik nivelirlash va atmosfera bosimi qiymatlarini dengiz sathidagi qiymatlariga keltirish

Amaliyotda turli joy (punkt) larning bir-biriga nisbatan balandligini yoki olingan joyning dengiz sathidan balandligini bilish muhim ahamiyatga ega.

Ikki joydagi atmosfera bosimlarining qiymatlarini, ulardagi havo haroratlarini va barik pog'onani bilgan holda turli joylarning biridan ikkinchisining qancha balandda joylashganligini aniqlash mumkin.

Agar ikkinchi joyning birinchi joyga nisbatan balandligi $H=1000$ m dan oshmasa. H ni Babine formulasi bo'yicha hisoblanadi:

$$H = \frac{16000(p_1 - p_2) \cdot [1 + \alpha(\frac{t_1 + t_2}{2})]}{p_1 + p_2} \quad (9.20)$$

bu yerda: p_1 va p_2 - pastki va yuqori sathlardagi atmosfera bosimlari,

t_1 va t_2 – pastki va yuqori sathlardagi havo haroratlari,

α – havoning hajmiy kengayish koeffitsiyenti, $\alpha=0,00366 \cdot 1^\circ\text{C}$.

(9.20) formula bo'yicha H ni hisoblash, (9.19) bo'yicha z_2-z_1 ni hisoblashdan ancha oson, chunki (9.20) da logarifmlash amali bajarilmaydi.

Olingan joy balandligini aniqlashning bunday usulini **barometrik nivelirlash** deb yuritiladi. Barometrik nivelirlash geodezik o'lchashlardagidan aniq emas, ammo u ancha tez va oson bajariladi. Bu usulda H ni aniqlash ayniqsa tog'lardagi do'ngliklar yoki cho'qqilarning bir-biriga nisbatan balandligini balandligini aniqlashda ko'p qo'llaniladi.

Yer yuzidagi bir-biridan biror masofada joylashgan ikkita meteorologik stansiyada ayni bir vaqtda o'lchasdan topilgan bosimlarning qiymatlarini to'g'ridan to'g'ri o'zaro taqqoslab bo'lmaydi. Chunki bu meteorologik stansiyalar dengiz sathidan turlicha balandliklarda joylashgan bo'lishi mumkin.

Atmosfera bosimlarini o'zaro taqqoslash uchun, dastavval ularning qiymatlarini dengiz sathidagi qiymatlariga keltiriladi va shundan keyingina o'zaro taqqoslanadi. Atmosfera bosimini dengiz sathidagi qiymatiga keltirish quyidagi tartibda olib boriladi.

Dengiz sathidan biror H balandlikda joylashgan meteorologik stansiyadagi bosim $p_{m.s}$ ni va shu meteostansiyadagi havo harorati t ni bilgan holda olingan meteostansiya va dengiz sathidagi havo haroratlarining o'rtacha qiymati hisoblanadi. Dengiz sathidagi haroratni topish uchun H balandlikdagi meteostansiyadagi havo haroratiga vertikal yo'nalishda pastga tushgan sari haroratning o'rtacha ortishini qo'shish kerak. Haroratning vertikal yo'nalishdagi gradienti $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ga teng. Masalan, meteorologik stansiya dengiz sathidan 400 m balandlikda joylashgan va undagi havo harorati $20,0^{\circ}\text{C}$ ga teng bo'lsa, dengiz sathidagi harorat uchun $22,4^{\circ}\text{C}$ olinadi. Agar meteorologik stansiyadagi bosim $1002,5\text{ gPa}$ bo'lsa, dengiz sathidagi bosim quyidagicha aniqlanadi:

1. Meteorologik stansiya va dengiz sathidagi havoning o'rtacha harorati hisoblanadi:

$$t_{o'rt} = \frac{20,0 + 22,4}{2} = 21,2^{\circ}\text{C}$$

2. Barik pog'ona hisoblanadi:

$$h = \frac{8000(1 + 0,00366 \cdot 21,2)}{1002,5} = 8,6\text{ m / gPa}$$

3. Dengiz sathidagi bosim p_g ushbuga teng bo'ladi:

$$p_g = p_{m/s} + \frac{H}{h} = 1002,5 + \frac{400}{8,6} = 1048,9\text{ gPa}$$

Atmosfera bosimini dengiz sathidagi qiymatiga keltirish muhim amaliy ahamiyatga ega. O'zbekiston Respublikasining barcha viloyatlaridagi meteorologik stansiyalardan Toshkent shahridagi Gidrometeorologiya xizmati markazi (O'zgidromet) ga yuboriladigan sinoptik telegrammalarda atmosfera bosimining qiymatlari dengiz sathidagi qiymatlarida ifodalangan bo'ladi. Shunday qilinganda turli

meteorologik stansiyalar balandliklaridagi farqlarning bosim qiymatiga ta'siri yo'qotilgan bo'ladi va bosimning gorizontal yo'nalishdagi taqsimotini o'rganishga imkoniyat yaratiladi.

9.7. Barik maydon, izobarik sirtlar va izobaralar.

Barik tizimlar

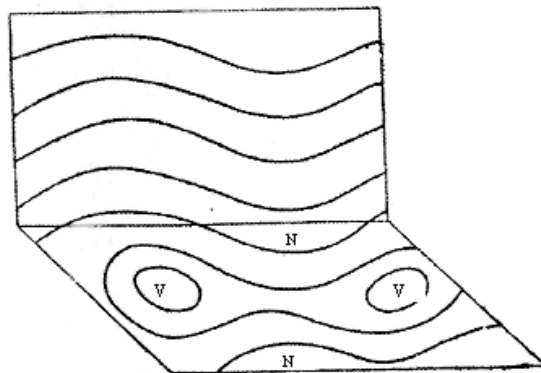
Atmosfera bosimining fazoviy taqsimotini barik maydon (yoki bosim maydoni) deb ataladi. Barik maydonni barcha nuqtalarida bosimi bir xil bo'lgan sirtlar yordamida yaqqol tasavvur qilish mumkin.

Atmosferada bosimlari bir xil bo'lgan nuqtalardan o'tgan tekisliklarni ***izobarik tekisliklar*** deb yuritiladi. Harorat va bosimning gorizontal yo'nalishda o'zgarishi natijasida izobarik sirtlar bir-biriga va yer sirtiga parallel bo'lmaydi, balki Yer sirtiga har xil burchaklarda og'ma bo'lib, turli-tuman shakllarga ega bo'ladi.

Agar izobarik sirtlarni fikran dengiz sathi sirti yoki boshqa gorizontal tekislik bilan kesilsa, u holda ***izobaralar*** deb ataladigan egri chiziqlarni hosil qilamiz. Har qaysi izobara bosimning aniq bir qiymatini ko'rsatadi.

Izobaralar berilgan tekislikdagi bosimlari bir xil bo'lgan nuqtalarni birlashtiruvchi chiziqlardir.

9.1-rasmda barik maydonning vertikal va gorizontal kesimlari keltirilgan. Vertikal kesimda barik maydon izobarik sirtlarning vertikal tekislik (masalan, meridian tekisligi) bilan kesishish chiziqlari orqali ko'rsatilgan. Bu chiziqlar bosimning berilgan tekislikda balandlik bo'ylab taqsimotini tavsiflaydi.



9.1-rasm. Barik maydonning vertikal va gorizonta kesimlari

Gorizonta kesimda esa barik maydonni izobarik sirtlarning gorizonta tekislik bilan kesishish chiziqlari

izobaralar orqali ko'rsatilgan. Bu chiziqlar bosimning berilgan sathda gorizonta taqsimotini tavsiflaydi. 9.1-rasmdagi V- «visokoe davlenie - yuqori bosimli soha» va N-«nizkoe davlenie-past bosimli soha» ni bildiradi.

Atmosfera bosimining yer sirtidagi taqsimotini yaqqol tasavvur qilish uchun dengiz sathiga mos izobaralar xaritasi tuziladi. Shu maqsadda geografik xaritaga turli joylardagi meteorologik stansiyalarda o'lchangan va dengiz sathidagi qiymatlariga keltirilgan atmosfera bosimlarini xaritadagi meteorologik stansiyalar joylashgan joylarga qo'yiladi. So'ngra bosimlari bir xil bo'lgan nuqtalarni ravon egri chiziqlar bilan tutashtiriladi. Izobaralarni odatda bosim o'zgarishi **5 gPa** dan qilib chiziladi.

Bir nuqtada ayni bir vaqtda bosimning ikkita qiymati mavjud bo'lmaganligidan izobaralar bir-biri bilan kesishmaydi. Birorta chekli xaritada izobaralar yopiq bo'lmashligi mumkin, ammo bosim fazoda uzluksiz o'zgarib turganligidan, albatta izobaralar yopiq bo'ladi. Bitta xarita miqyosida ham yopiq izobaralar ko'p.

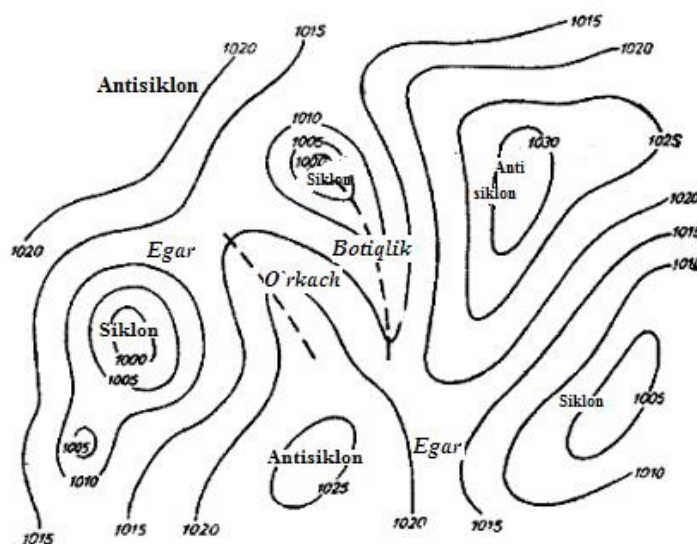
Izobaralarning shakli va bosim taqsimoti xususiyatiga bog'liq ravishda quyidagi barik tizimlar yoki barik maydon sohalari mavjud (9.2-rasm).

Markazida havo bosimi eng kam bo'lgan yopiq izobaralar sohaslarini **barik minimumlar** yoki **siklonlar** deb ataladi. Barik minimum sohasida havo bosimi markazdan chekkaga tomon ortib boradi va eng chekkadagi yopiq izobaralarda maksimal qiymatga ega bo'ladi.

Markazida havo bosimi eng katta bo'lgan yopiq izobaralar sohaslarini **barik maksimumlar** yoki **antisiklonlar** deb ataladi. Barik maksimumlar sohasida havo bosimi markazdan chekkaga qarab kamaya boradi va eng chekkadagi izobarada minimal qiymatga ega bo'ladi.

Barik maydonda siklonlar va antisiklonlardan tashqari ko'pincha quyidagi: **botiqliklar, o'rkachlar va egarlar** deb ataladigan oraliq barik tizimlar mavjud.

Botiqlik- ikkita yuqori bosimli sohaslar orasida lotincha V harfiga o'xshash cho'ziq shaklda joylashgan kam bosimli sohadan iborat. Botiqlik ko'pincha siklonlarning chekka qismida ingichka kam bosimli soha tarzida vujudga keladi.



9.2-rasm. Barik tizimlar

O'rkach - ikkita kam bosimli sohaslar orasidagi yuqori (katta) bosimli soha. O'rkachlarda izobaralar parallel chiziqlarga yaqin yoki

U harfiga o'xshash shaklda bo'ladi. O'rkachlar antisiklonlarning chekkasida cho'zilgan ingichka polosa shaklida vujudga keladi.

Egar - bir-biriga qarama-qarshi joylashgan ikkita yuqori bosimli va ikkita kam bosimli sohalar orasida joylashgan barik sohani tashkil qiladi. Yoki ikkita siklon va ikkita antisiklon orasidagi barik sohadir. Barik tizimning gorizontaal o'lchami bir necha yuzdan bir necha ming kilometrgacha o'zgaradi, ularning vertikal cho'zilganligi bir necha kilometrga yetadi.

9.8. Gorizontaal barik gradiyent. Yer sirtida atmosfera bosimining taqsimoti

Biz avval vertikal bosim gradiyenti tushunchasi bilan tanishganmiz. Atmosfera bosimi Yer sirtiga nisbatan faqat vertikal yo'nalishdagina o'zgarmasdan, balki gorizontaal yo'nalishda ham o'zgaradi yoki Yer sirtining turli joylarida, ayni bir vaqtda o'lchangan atmosfera bosimining qiymatlari bir-biriga teng bo'lmaydi. Yer sirtida gorizontaal yo'nalishda atmosfera bosimining masofa bo'ylab o'zgarishiga turli yerlar havosining isish va sovish xususiyatlari sabab bo'ladi. Atmosfera bosimining gorizontaal yo'nalishda o'zgarishini tavsiflash uchun gorizontaal barik gradiyent tushunchasi kiritiladi.

Gorizontaal barik gradiyent deb gorizontaal tekislikdagi izobaraga normal bo'yicha bosim kamayishi tomonga qarab har 100 km masofada atmosfera bosimining o'zgarishiga aytiladi.

Gorizontaal barik gradiyentni G_p harfi bilan belgilab quyidagi ifodani yozamiz:

$$G_p = -\frac{\Delta p}{\Delta n} \quad (9.21)$$

bu yerda: Δp – bosimning gorizontaal yo'nalish bo'yicha Δn (km) masofadagi o'zgarishi. Gorizontaal barik gradiyentni gPa/100 km birlikda o'lchanadi. Odatda yer sirtida G_r ning qiymatlari 1-3 gPa/ 100

km ni tashkil qiladi, (9.21) dagi “-” ishorasi G_r ning bosim kamayishi tomon yoʻnalganligini koʻrsatadi.

Atmosfera bosimining Yer shari boʻylab taqsimotini izobaralar xaritasida koʻrsatiladi. Bunday xaritalar bosimning dengiz sathidagi oʻrtacha koʻp yillik qiymatlari asosida aniq oylarga, masalan, yanvar va iyul oylariga tuziladi. Boshqa oylarga tuzilgan izobaralar xaritasidan kam foydalaniladi. Ushbu 9.3 va 9.4-rasmlarda Yer shari miqyosida yanvar va iyul oylari uchun tuzilgan izobaralar xaritalari keltirilgan. Bu rasmlardan koʻrinadiki, yanvar oyida ekvator boʻylab kam bosimli zona joylashadi. Bu zonaning oʻrta qismida bosim taxminan 1010 gPa ni tashkil qiladi. Bosimi 1008 gPa ga teng eng kam bosimli sohalar yopiq izobaralar bilan ajratilgan. Bunday sohalar ekvatorning oʻzida boʻlmay, balki janubiy yarimsharning taxminan 15° janubiy kengligigacha boʻlgan isigan materiklar ustida vujudga keladi (Janubiy Amerikada, Janubiy Afrikada va Avstraliyada).

Kam bosimli sohaning ikkala tomonida, ikkala yarimsharning 30-35° kengliklarigacha yuqori bosimli zonalar tashkil topadi. Ular **subtropik maksimumlar** deb ataluvchi ayrim sohalarga boʻlinadi.

Yanvar izobaralari xaritasida ikki qator subtropik barik maksimumlar-shimoliy yarimshar subtropiklarida Azor va Gavaya maksimumlari, janubiy yarimsharda Janubiy Atlantika, Janubiy Tinch okean va Janubiy Hind okean barik maksimumlari mavjud.

Ulardan shimolga oʻtgan sari okeanlarda bosim kamaya boradi va Atlantika okeanining Islandiya hududida juda katta barik minimum-Islandiya minimumi vujudga kelib, uning markazida bosim 995 gPa ga teng va Tinch okeanining shimoliy qismida Aleut orollarida-**aleut minimumi** mavjud boʻlib, uning markazida bosim 1000gPa ga teng.

Shimoliy yarimsharda quruqlik ustida bosim kontinent ichkarisiga kirgan sari kuchli ortib, ikkita barik maksimum hosil boʻladi: Osiyoda

markazi Mo'g'iliston ustida bo'lgan barik maksimum va shimoliy Amerikada Kanada maksimumi.

Iyul oyida ekvator bo'yidagi kam bosimli zona shimolga birmuncha siljiydi (9.4-rasm). Chunki yozda materiklar okeanlarga qaraganda ko'proq isiganligidan, iyulda shimoliy yarimsharning materiklari ustida kam bosimli sohalar joylashadi.

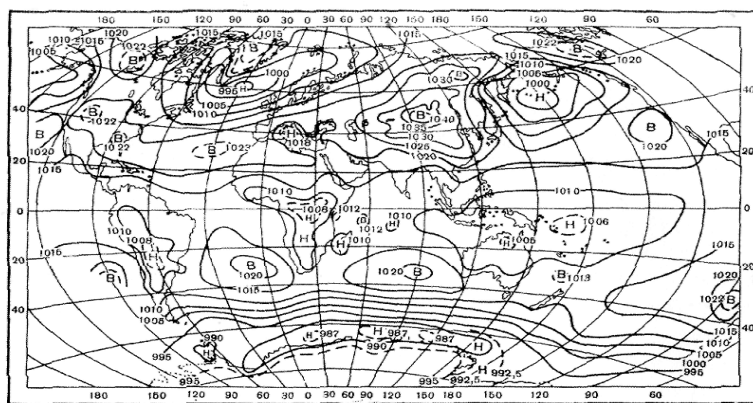
Okeanlar ustidagi subtropik barik maksimumlar bir oz kuchaygan holda mavjud bo'ladi, ammo shimoliy yarimsharda shimol tomonga bir oz siljiydi. Iyulda yuqori bosimli sohalar Atlantika okeanidagi Azor orollarida (Azor maksimumi) va Tinch okeanidagi Gavaya orollarida (Gavaya maksimumlari) mavjud bo'ladi.

Qishda Islandiya yaqinida kuzatiladigan kam bosimli soha, yozda ancha kuchsiz bo'ladi. Iyulda Shimoliy qutb hududida sovuq havo to'planganligidan bosim ortadi.

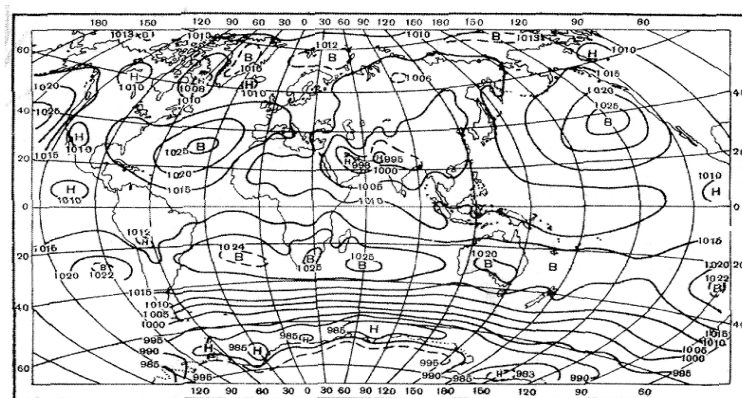
Shunday qilib, atmosfera bosimining dengiz sathidagi taqsimoti notekis, murakkab, zonal xususiyatga ega. Atmosfera bosimining bunday murakkab, zonal taqsimoti termik va dinamik sabablarga binoan ro'y beradi.

Sovuq sirtlar ustidagi sharoit Yer sirti yaqinida bosim ortishiga, kuchli isigan sirtlar ustidagi sharoit esa aksincha bosim kamayishiga qulay bo'ladi. Natijada, yilning sovuq davrida quruqlik ustida yuqori bosimli sohalar vujudga keladi. Ular yozda kuchsizlanadi yoki butunlay yo'q bo'lib ketadi. Termik sabablardan tashqari dinamik omillar ham ta'sir qilganligidan ba'zi sohalar yoki zonalarda havo zichligi (bosimi) ortadi, boshqalarida esa aksincha havo zichligi (bosimi) kamayadi. Ko'rsatilgan ikkita sabab birgalikda ta'sir qilib real sharoitda kuzatiladigan taqsimotni keltirib chiqaradi.

Shuning uchun ekvator ustida kam bosimli zona tashkil topadi, qutblar ustida esa harorat past bo'lganligidan yuqori bosimli sohalar vujudga keladi.



**9.3-rasm. Yanvar oyida dengiz sathidagi izobaralar
(V-yuqori bosimli soha, N-past bosimli soha)**



9.4-rasm. Iyul oyida dengiz sathidagi izobaralar

Antisiklonlar subtropik kengliklarga doimiy kirib turganligidan subtropik barik maksimumlar hosil bo'ladi.

Island va aleut barik minimumlari, shuningdek, janubiy yarimshardagi past bosimli subqutbiy zona bu kengliklarda siklonlarning tashkil topishi va ko'chishi bilan bog'langan.

Meteorologik kuzatishlar ko'rsatadiki, atmosfera bosimi Yer sirtining har bir nuqtasida yoki erkin atmosferaning istalgan nuqtasida har doim o'zgarib turadi. Ba'zan bosim vaqtga nisbatan juda tez ortadi. Ba'zan esa ancha vaqt davomida bosim juda kam o'zgaradi yoki o'zgarishsiz qoladi. Bosimning bunday tebranishlari asosan nodavriy xususiyatga ega. Bosimning nodavriy o'zgarishlari termik va dinamik sabablar ta'sirida amalga oshib, mo'tadil va yuqori kengliklarda, tropiklardagiga nisbatan ancha kuchli bo'ladi.

9.9. Atmosfera bosimining o'rtachalashtirilgan yillik o'zgarishi

Ma'lumki, Yer sirti har xil faol sirtlar (shudgor, o'tzor, o'rmon, ekinlar, cho'llar va suv havzalari) dan tashkil topgan. Ular kunduzi bir xil isimaydi va kechasi esa bir xil sovimaydi. Shuning uchun ularning ustidagi havo bosimlari ham har xil qiymatlarga ega bo'ladi yoki biror joyning o'zidagi bosim ham vaqt o'tishi bilan o'zgarib turadi. Biror joyda bahorda kun sayin havo ko'proq isiyotgan kunlarda atmosfera bosimi kamaya boradi, bordiyu shu davrda bu yerga sovuq havo massalari bostirib kirsam, havo sovib ketadi, olingan joy ustidagi havo zichligi ortadi, natijada atmosfera bosimi ham kuchayadi, olingan joydagi ancha iliq yengil havo massasi, ancha sovuq, og'irroq havo massasi bilan almashganda (yoki aralashib ketganida ham) bosim ortadi yoki olingan joydagi sovuq havo iliq havo bilan almashganda esa aksincha bosim kamayadi.

Biror hududdan siklon o'tganida oldin bosim kamayadi, keyin esa ortadi. Agar shu hududdan antisiklon o'tsa bosim oldin ortadi va keyin kamayadi. Bosim o'zgarishlarini ko'pincha bosim tebranishlari deb ham yuritiladi.

Ba'zan bosim tebranishlari nisbatan ancha katta, masalan, bosim sutka davomida 20-30 gPa ga o'zgaradi. Ba'zan esa bosim bir tekisda va ozgina qiymatga o'zgarishi mumkin.

Biror joy ustidagi bosimning yil davomidagi tebranishlari o'sha joy atmosferasidagi siklonik faoliyatning jadalligiga bog'liq. Geografik kenglik ortgan sari bosim tebranishlari kuchayadi. Boshqacha aytganda yuqori kengliklarda siklonik faoliyat jadalligi katta bo'lganidan bosimning eng katta tebranishlari kuzatiladi. Quyi kengliklarda esa bosim yil davomida ancha kam miqdorda o'zgaradi. Masalan, Sankt-Peterburg shahrida bosim yil davomida o'rtacha 75 gPa ga o'zgaradi. Indoneziya poytaxti Jakarta shahrida esa bosim yil davomida 12 gPa gagina o'zgaradi.

Bosimning sutkalik o'zgarishi. Bosim o'zgarishlari qisman davriy xususiyatga ega. Bosimning sutkalik o'zgarishida ikkita maksimum va ikkita minimum bor. Maksimumlar mahalliy vaqt bilan soat 9-10 va soat 21-22 atrofida, minimumlar esa soat 3-4 va 15-16 atrofida kuzatiladi.

Bosimning sutkalik o'zgarishi tropik kengliklarda yaxshi ifodalangan. Tropiklarda bosim o'zgarish amplitudasi, ya'ni uning sutka davomidagi eng katta va eng kichik qiymatlarining ayirmasi o'rtacha 3-4 gPa ga teng bo'ladi. Mo'tadil kengliklarda bosim o'zgarish amplitudasi 0,3-0,4 gPa ni tashkil qiladi.

Ancha yuqori kengliklarda bosimning nodavriy o'zgarishlari kuchli bo'lganligidan, uning davriy o'zgarishlarini aniqlash qiyin. Shuning uchun tropiklardan yuqori kengliklarda bosimning sutkalik o'zgarishi ahamiyatga ega emas va uni meteorologik kuzatishlarda ham o'rganilmaydi.

Bosimning yillik o'zgarishi. Bosimning yillik o'zgarishi uning o'rtacha oylik qiymatlari bo'yicha aniqlanadi. Bosimning yillik tebranishlari fizik-geografik sharoitlarga kuchli bog'liq.

Okeanlar va kontinentlar ustidagi bosimning yillik o'zgarishi har xil tarzda boradi. Kontinental sharoitlarda bosimning yillik o'zgarish amplitudasi okeanlar ustidagidan katta.

Materiklar va okeanlar ustidagi bosimning yillik o'zgarishining borishi ham bir-biridan farq qiladi. Materiklar ustida bosim maksimumi qishda, minimumi yozda kuzatiladi. Bosim o'zgarishining yillik amplitudasi okeanlardan uzoqlashgan sari ortadi. Masalan, Moskvada yanvarda o'rtacha bosim 1020 gPa, iyulda esa 1011 gPa ga teng.

Demak, Moskva shahrida bosimning yillik o'zgarish amplitudasi 9 gPa ni tashkil qiladi. Toshkentda esa yanvar oyida 1026 gPa, iyulda 1004 gPa, yillik o'zgarish amplitudasi 22 gPa ga teng.

Okeanlarning yuqori kengliklarida bosim maksimumi erta yozda, minimumi esa qishda kuzatiladi. Bu kengliklarda bosimning tebranish amplitudasi 20 gPa gacha yetadi.

Okeanlarning o'rta kengliklardagi qismi ustida ba'zan bosim maksimumlari yozda va qishda, minimumlari esa bahor va kuzda bo'ladigan ikkilanma yillik o'zgarish kuzatiladi. Tropik okeanlar ustida bosimning yillik o'zgarishlari juda sust ifodalanadi.

Okeanlarning musson sohalardan tashqaridagi o'rta kengliklardagi qismi ustida ba'zan bosim maksimumlari yozda va qishda, bosim minimumlari esa bahorda va kuzda bo'ladigan ikkilanma yillik o'zgarishi ham kuzatiladi, bunda bosim o'zgarish amplitudasi 5-6 gPa dan oshmaydi.

Tropik okeanlarning musson sohalaridan boshqa qismlari ustida bosimning yillik o'zgarishi juda sust ifodalangan.

Okeanlarning musson shamoli esadigan hududlarida bosimning yillik o'zgarishida maksimum qishda, minimum yozda kuzatiladi.

9.10. Atmosfera bosimini o'lchash

Atmosfera bosimi asosiy meteorologik kattaliklardan biri bo'lganligi uchun uni barcha meteorologik stansiyalarda muntazam o'lchab boriladi. Atmosfera bosimini o'lchash uchun simobli va deformatsion barometrlar (aneroidlar va barograflar) eng ko'p qo'llaniladi. Simobli barometrlarda atmosfera bosimini o'lchash, atmosfera bosimini muvozanatlaydigan simob ustunining balandligini o'lchashga asoslangan.

Deformatsion barometrlarda esa atmosfera bosimini muvozanatlashtirish uchun membranali qutichalarning elastik deformatsiya kuchidan foydalaniladi. Simobli barometrlar atmosfera bosimini eng aniq o'lchaydigan asboblardan bo'lib, ular asosan meteorologik stansiyalarda ishlatiladi.

Dala sharoitida, turlicha maqsadlarda uyushtiriladigan ekspeditsiyalarda, tog' cho'qqilarining balandligini aniqlashda,

samolyotlarda va kemalarda atmosfera bosimini o'lchash uchun barometr-aneroidlar qo'llaniladi. Shuningdek, meteorologiya va agrometeorologiyadan amaliy mashg'ulotlarda talabalar metall barometr-aneroidlarning tuzilishi va ishlashini o'rganadi va o'zlari bevosita aneroid yordamida atmosfera bosimini o'lchaydilar va o'lchash natijalariga matematik ishlov beradilar.

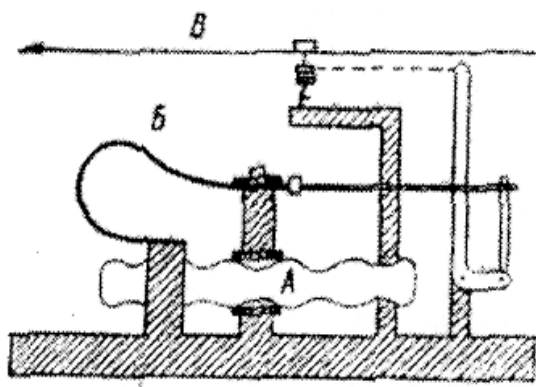
Yuqoridagilarni e'tiborga olib aneroidning tuzilishi va ishlash tamoyili bilan tanishamiz. Barometrning ishlashini yaxshi tushunish uchun biz dastavval gorizontali joylashtirilgan qutichali barometrlarni qaraymiz.

Mazkur turdagi aneroidning qabul qiluvchi qismi-qopqog'i va tagi to'liqsimon sirtli metall quticha **A** dan tashkil topgan (9.5-rasm). Bu qutichadan havo so'rib olingan (uning ichidagi havo bosimi 10^{-2} mm simob ustunidan ham kam). Atmosfera bosimi qutichani ezib yubormasligi uchun qutichaning qopqog'i kuchli **B** prujina bilan yuqoriga tortib qo'yilgan. Atmosfera bosimi ortganda quticha qopqog'i pastga bukiladi va prujinani ham pastga tortadi. Bosim kamayganda qopqoqning bukilishi kamayib prujina qopqoqni yuqoriga ko'tarib yassi holatga yaqinlashtiradi.

Chunki qutichaning tagi qo'zg'almas qilib mahkamlangan, shuning uchun quticha qopqog'ining bukilishi va ko'tarilishi faqat quticha ustki sirtining ko'chishlari orqali vujudga keladi. Qutichaning deformatsiyalanish miqdori juda oz. Masalan, atmosfera bosimi 80 mm sim. ust.ga o'zgarsa, quticha qopqog'ining deformatsiyasi miqdori 0,3 mm gagina tenglashadi.

Quticha qopqog'ining bunday kuchsiz tebranishlari richaglar tizimi vositasida kuchaytirilib, strelka **V** ga uzatiladi, atmosfera bosimi o'zgarganda strelka asbob sirtidagi shkala ustida o'ngga yoki chapga og'adi (strelkaning ko'rsatishi ortadi yoki kamayadi). Shkaladagi bo'limlar qiymati simobli barometrning ko'rsatishlariga

moslab topilgan. Hozirgi vaqtda shkalasi bevosita paskallarda darajalangan aneroidlar keng tarqalgan.



9.5-rasm. Aneroid tuzilishi sxemasi: A-quticha; B-prujina; V-strelka.

Aneroidning yuzi tomoniga asbob haroratini ko'rsatish uchun yoysimon termometr joylashtirilgan va aneroid mexanizmi oynadan qopqog'i bor plastmassa yoki metall korpusga joylashtiriladi. Hozirgi vaqtda prujinasi yo'q aneroidlar ham ishlab chiqarilmoqda.

Bunday aneroidlarning qabul qiluvchi qismi vertikal joylashtirilgan membrana qutichalaridan iborat.

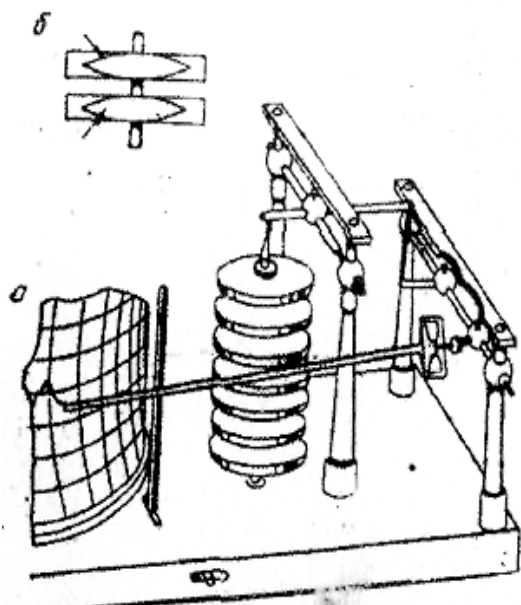
Barometr bilan o'lchashni boshlash uchun uni maxsus gorizontall taglik yoki stol sirtiga gorizontall holatda joylashtiriladi. So'ngra asbob g'ilofi qopqog'ini ochib aneroid termometridan haroratni $0,1^{\circ}\text{C}$ aniqlikda hisob qilinadi. So'ng asbobning uzatuvchi qismidagi ishqalanishni yengish uchun aneroid oynasiga barmoq bilan sekingina chertiladi va strelkaning shkalaga nisbatan holati $0,1 \text{ gPa}$ (yoki $0,1 \text{ mm sim. ust}$) aniqlikda hisob qilinadi. Aneroid bilan hisoblar bajarilgach, asbobning g'ilofi yopib qo'yiladi.

Aneroid bilan o'lchashlarda atmosfera bosimining haqiqiy qiymatini topish uchun uning ko'rsatishlariga uch xil: shkala, harorat bo'yicha va qo'shimcha tuzatmalar kiritiladi.

Barograf. Yer sirtidagi atmosfera bosimining o'zgarishlarini uzluksiz yozib borish uchun ishlatiladigan asboblarni **barograflar** deb yuritiladi.

Barograflar uchta asosiy: qabul qiluvchi, uzatuvchi va qayd qiluvchi qismlardan tashkil topgan. Dastlab ishlab chiqarilgan barograflarning qabul qiluvchi qismi bir-biriga mahkamlangan bir nechta aneroid qutichalardan iborat bo'lgan (9.6-rasm).

Qutichalardan havo so'rib olingan. Qutichalar tashqi atmosfera bosimining ta'sirida ezilmasligi uchun har qaysi quticha ichiga ressur shaklidagi prujinalar o'rnatilgan. Keyingi yillarda ressuralarsiz qutichalar ham ishlab chiqarilmoqda.



9.6-rasm. Barografning tuzilishi

Barograf ko'rsatishlariga harorat o'zgarishlarining ta'sirini kamaytirish uchun qutichalar ustunining tagiga po'lat va mis plastinkalardan tayyorlangan bimetall termokompensator joylashtirilgan.

Eng pastki quticha kompensatorga mahkamlangan, qutichalar ustuni tepasidagi quticha tirgak va richaglar tizimi yordamida strelka bilan bog'langan.

Barografning qayd qiluvchi qismi ichida soat mexanizmi bor barabandan iborat bo'lib, unga zich qilib qog'oz lenta o'ralgan va lentani yassi prujinalar barabanga siqib turadi.

Atmosfera bosimi oshganda qutichalar ko'proq bukiladi va richaglar tizimi yordamida pero (strelka) ni yuqoriga suradi. Atmosfera bosimi kamayganda esa qutichalar kengayadi va peroni lentada pastga ko'chiradi. Barabanning aylanish tezligiga qarab barograflar sutkalik va haftalik bo'ladi. Baraban lentasidagi gorizontall chiziqlar gPa larda ifodalangan atmosfera bosimining qiymatlarini, vertikal yo'ylar esa vaqt intervallarini ko'rsatadi. Agar barograf haftalik bo'lsa, lentada qo'shni yo'ylar orasidagi bo'lim qiymati 2 soatga, sutkalik barografda esa 15 minutga teng.

Lentada bosim shkalasi 960 gPa dan 1050 gPa gacha qo'yilgan, bo'limlar har 2 gPa dan keyin chizilgan va har qaysi 10 gPa da son qiymatlar yozilgan.

Barografni ishlatish oldidan peroni siyoh bilan to'ldiriladi. Baraban aylanganda lentaga tegib turuvchi pero atmosfera bosimi tebranishlariga mos yozilmalar qoldiradi. Asbobni ishga tushirish paytida maxsus kalit bilan soat mexanizmini bir necha marta buraladi. Pero lentadagi atmosfera bosimining xuddi shu paytdagi (barometr ko'rsatishi bo'yicha) qiymatlariga mos bo'limga o'rnatiladi va kuzatishning boshlangan vaqti, muddati lentada qayd etiladi. Asosiy kuzatish muddatlarida peroni lentadan bir oz tortib lentaga belgi qo'yiladi. Bu barograf ko'rsatishlarini barometr ko'rsatishlari bilan solishtirish uchun qilinadi. Barometr lentasiga ishlov berish termograf lentasidagi kabi bo'ladi.

9-bob uchun savollar va masalalar

1. Atmosfera bosimining o'lchov birliklarini tushuntiring.
2. Normal atmosfera bosimining ta'rifini ayting.
3. Virtual harorat deb qanday haroratga aytiladi?
4. Havo zichligi va atmosfera bosimi balandlik bo'yicha qanday o'zgaradi? Balandlik oshgan sari havo zichligi va bosimining qaysi biri tezroq kamayadi?
5. Atmosfera statistikasining asosiy tenglamasini yozing va tushuntiring.
6. Bosimning vertikal gradiyenti deb nimaga aytiladi? U qanday omillarga bog'liq?
7. Barik pog'ona deb nimaga aytiladi? Barik pog'onaning qiymatlari havo harorati o'zgarishlariga qanday bog'langan?
8. Barometrik nivelirlash deb nimaga aytiladi?

9. Atmosfera bosimini dengiz sathidagi qiymatiga qanday tartibda o'tkaziladi? Nima uchun atmosfera bosimini dengiz sathidagi qiymatlariga keltiriladi?

10. Izobaralar deb nimaga aytiladi? Ularni qanday o'tkaziladi?

11. Gorizontaal bosim gradiyenti deb nimaga aytiladi?

12. Atmosfera bosimining sutkalik o'zgarishini tushuntiring. U qanday omillarga bog'liq?

13. Normal bosimda dengiz sathidan atmosferaning yuqori chegarasigacha cho'zilgan ko'ndalang kesimi 1m^2 havo ustunining og'irligi va massasini hisoblang.

Javobi: 101325 N/m^2 ; $10339,3\text{ kg/m}^2$.

14. 1000 gPa bosimni mm sim. ustunida ifodalang. Shu bosimda dengiz sathidan atmosferaning yuqori chegarasigacha cho'zilgan kesimi 1m^2 havo ustunining og'irligi va massasini hisoblang.

Javobi: 750 mm.sim.ustuni ; 100000 N/m^2 ; $10204,1\text{ kg/m}^2$

15. Yer sharida eng yuqori bosim $1083,8\text{ gPa}$ (dengiz sathidagi qiymati) Rossiyaning Krasnoyarsk o'lkasidagi Agata stansiyasida 1968 yilning 31 dekabrda kuzatilgan. Eng kam bosim $854,7\text{ gPa}$ 1961 yil oktabrida Tinch okeani ustida Nensi tayfunida kuzatilgan. Ularning normal bosimdan nisbiy chetlanishini aniqlang.

Javobi: $6,96\%$; $15,6\%$.

16. Normal sharoitda quruq havo zichligini aniqlang.

Javobi: $1,293\text{ kg/m}^3$

17. Antarktikadagi Vostok-1 meteorologik stansiyasida havo haroratining absolyut minimumi -89°C ni qayd qilingan. Agar atmosfera bosimi 740 gPa ga teng bo'lsa, quruq havo zichligi qanday bo'lgan?

Javobi: $1,40\text{ kg/m}^3$

18. Agar atmosfera bosimi 900 gPa, havo harorati 250,0 K va nisbiy namlik 50 %ga teng bo'lsa virtual haroratni aniqlang.

Javobi: 250,1 K.

19. Yer yuzasida havo harorati 12°C da atmosfera bosimi 980,0 gPa ga teng. Biror balandlikdagi A nuqtada esa atmosfera bosimi 920,0 gPa va havo harorati 8,0°C ga teng bo'lgan. Shu shartlarga asosan A nuqtaning Yer yuzasidan balandligini aniqlang.

Javobi: 525,5 m.

20. Yer yuzasida havo harorati 24,6°C, atmosfera bosimi 1012,6 gPa. To'p-to'p bulutlarning pastki chegarasida havo harorati 19,4°C, atmosfera bosimi 942,4 gPa ga teng. To'p-to'p bulut pastki chegarasining balandligini aniqlang.

Javobi: 625 m.

21. Atmosferani samolyot bilan zondlashda 920 m balandlikda atmosfera bosimining 947,0 gPa, havo haroratining -10°C ga tengligi qayd qilingan. Dengiz sathidagi bosimni aniqlang.

Javobi: 1060,6 gPa.

22. 150 m balandlikda joylashgan meteorologik stansiyada atmosfera bosimi 1035,0 gPa va havo harorati -20,5°C ga teng. Dengiz sathidagi atmosfera bosimni aniqlang.

Javobi: 1056,1 gPa.

23. Havo harorati 0°C da vertikal barik gradiyent 7,5 gPa/100 m. Barik pog'onani aniqlang.

Javobi: 13,3 m/gPa.

24. Atmosfera bosimi 1010,8 gPa va harorati 0°C bo'lganda vertikal barik gradiyentni aniqlang.

Javobi: 12,6 gPa/100 m.

X-BOB. ATMOSFERADAGI HAVO OQIMLARI

10.1. Shamol. Shamol tezligi va yo'nalishi. Shamolga to'siqlarning ta'siri

Shamol deb havoning Yer sirtiga nisbatan harakati (ko'chishi) ga aytiladi. Havo har doim gorizontal, vertikal yoki ufqqa nisbatan bir oz og'ma yo'nalishlarda harakat qiladi. Havo juda kam hollardagina sokin (harakatsiz) holatda bo'ladi. Havo harakati tezligining hamma vaqt vertikal tashkil etuvchisi mavjud bo'lib, u vertikal yuqoriga yoki pastga yo'nalgan bo'lishi mumkin. Shamol tushunchasiga uning vertikal tashkil etuvchisi kirmaydi. Uni odatda havoning vertikal harakati deb yuritiladi. Uning miqdori **sm/s** ning ulushlari yoki **sm/s** tartibida bo'ladi, shuning uchun uni kuzatishlardan aniqlash qiyin. Kunduzi vertikal konveksiya oqimi jadal kuchaygan paytlardagina yoki havo ancha tik tepaliklar bo'ylab ko'tarilishida uning vertikal tashkil etuvchisi **m/s** larda o'lchanadigan darajada ortadi.

Shunday qilib, shamol deganda havo harakatining Yer sirtiga nisbatan gorizontal tashkil etuvchisini nazarda tutamiz.

Ma'lumki, quyosh radiatsiyasining tushishi natijasida Yer sirtining turli joylari bir xil isimaydi. Ayni bir vaqtning o'zida geografik kenglikka va taglik sirtlarning turiga qarab, ba'zi joylar ko'proq isisa, boshqa joylar esa kamroq isiydi. Ko'proq isigan joy ustidagi havo ham kuchli isiydi, isigan havo yengillashib yuqoriga ko'tarila boshlaydi. Bunday joy ustida atmosfera bosimi kamayadi. Kam isigan joy ustida esa atmosfera bosimi isigan joy ustidagidan yuqori bo'ladi. Bu ikki joy ustidagi gorizontal yo'nalishdagi bosimlar farqi, havo massalarining yuqori bosimli joydan kam bosimli joyga ko'chishini vujudga keltiradi. Bunda ikki joydagi atmosfera bosimlarining farqi, havo qarshiligini yenga oladigan darajaga yetgandagina shamol esa boshlaydi.

Demak, ikki joy ustidagi atmosfera bosimlarining farqini yoki gorizontal barik gradiyentni bosimlar farqining o'lchovi deb qarashimiz mumkin. Havo yuqori bosimli joydan kam bosimli joyga gorizontal barik gradiyent yo'nalishi bo'ylab harakat qiladi. Bunda barik gradiyent qanchalik katta bo'lsa, havo shunchalik katta tezlanish oladi.

Demak, gorizontal barik gradiyent havoni harakatga tushiradigan va tezlanish beradigan kuchdir. Havoning birlik massasiga ta'sir etuvchi gradiyent kuchni quyidagicha ifodalanadi:

$$F_G = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta n} = \frac{G_p}{\rho} \quad (10.1)$$

bu yerda: ρ -havo zichligi; $\Delta p / \Delta n$ -barik gradiyent; F_G -gradiyent kuch; "-" ishorasi gradiyent kuchning bosim kamayishi tomon yo'nalishini ko'rsatadi.

Gorizontal yo'nalishdagi bosimlar farqi natijasida paydo bo'lgan va havoga tezlanish beradigan F_G kuchni gradiyent kuch deb yuritiladi.

Bu kuch gorizontal barik gradiyentga to'g'ri mutanosib bo'lib, izobaralarga perpendikulyar ravishda bosim kamayishi tomon yo'nalgan bo'ladi.

Gradiyent kuch ta'sirida havo zarralari bosimning gorizontal gradiyenti yo'nalishida harakatga tushadi. Ularning harakati boshlanishi bilan boshqa kuchlar ham vujudga keladi va ular ham harakatdagi havo massasiga ta'sir qiladi.

Shamol tezligi gorizontal barik gradiyentga to'g'ri mutanosib ravishda o'zgaradi, ya'ni barik gradiyent qanchalik katta bo'lsa, shamol tezligi ham shunchalik kuchli bo'ladi.

Havoning yer sirtiga vertikal yo'nalishdagi harakati ham muhim ahamiyatga ega. Havoning ko'tarilma harakatida uning tarkibidagi suv bug'i ham ko'tarilib kondensatsiya balandligida shudring nuqtasigacha va undan ko'proq sovib kondensatsiya yadrolari sirtiga

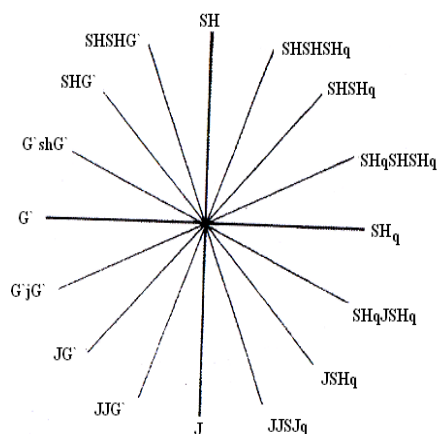
o'tirib (yopishib) mayda suv tomchilari va muz kristallarini hosil qiladi, boshqacha aytganda bulutlar vujudga keladi. Bulutlardan esa sharoit yetarli bo'lganda mayda tomchilar turli usullar bilan yiriklashib pastga tushadi, ya'ni yog'inlar vujudga keladi. Demak, havoning vertikal yo'nalishdagi ko'tarilma harakati tabiatda nam aylanishiga sabab bo'ladi. Havo vertikal pastga harakatlanganida uning tarkibidagi suv tomchilari bug'lanib ketadi, natijada osmonda bulutlar kamayadi yoki havo ochiq kunlar boshlanadi.

Shamol yo'nalishi va tezligi bilan tavsiflanadi.

Shamol yo'nalishi ufq (gorizont) ning shamol esayotgan nuqtasidan boshlab aniqlanadi. Masalan, shamol shimoldan yoki g'arbdan esganda shimoliy yoki g'arbiy shamol deb yuritiladi.

Meteorologiyada shamolning yo'nalishini belgilash uchun **rumblar** deb ataladigan ufqning 16 ta nuqtasidan, ba'zan esa shamol yo'nalishini aniqlashda shamol esayotgan nuqtaning azimutidan foydalaniladi. Bunda azimutni burchak graduslarida ifodalanadi.

Rumblarning yo'nalishini belgilash uchun dunyo tomonlarining bosh harflari qabul qilingan. Masalan, Shimolni **Sh**, Janubni **J**, G'arbn **G'**, Sharqni **Sh_q** deb belgilanadi. shamol yo'nalishini rumblar bilan belgilashda 8 ta asosiy (Shimoliy, Shimoli-Sharqiy, Sharqiy, Janubi-Sharqiy, Janubiy, Janubi-G'arbiy, G'arbiy, Shimoli-G'arbiy) va 8 ta oraliq (Shimol, Shimoli-Sharqiy; Sharq, Shimoli-Sharqiy; Sharq, Janubi-Sharqiy; Janub, Janubi-Sharqiy; Janub, Janubi-G'arbiy; G'arb, Janubi-G'arbiy; G'arb, Shimoli-G'arbiy, Shimol, Shimoli-G'arbiy) rumblardan foydalaniladi (10.1-rasm).



Sh- Shimoliy, **ShShShq**- Shimol, Shimoli-Sharqiy
ShShq- Shimoli Sharqiy
ShqShShq- Sharq, Shimoli-Sharqiy
Shq- Sharqiy, **ShqJSHq**- Sharq, Janubi-Sharqiy
JSHq- Janubi-Sharqiy
JJShq- Janub, Janubi-Sharqiy
J- Janubiy, **JJG**- Janub, Janubi-G'arbiy
JG- Janubi-G'arbiy
G'JG- G'arb, Janubi-G'arbiy
G- G'arbiy, **G'ShG**- G'arb, Shimoli-G'arbiy
ShG- Shimoli-G'arbiy

10.1-rasm. Rumblarning joylashishi

Shamol yo'nalishini graduslar bilan ifodalashda hisoblarni shimoldan soat strelkasi yo'nalishi bo'yicha olib boriladi. Bunda shimoliy tomonga 0° (360°), shimoli-sharqiy tomonga 45° , janubiy tomonga 180° ; g'arbiy tomonga 270° mos keladi. Atmosferaning yuqori qatlamlaridagi meteorologik kuzatishlarda shamol yo'nalishini graduslarda, Yer sirtidagi meteorologik stansiyalardagi kuzatishlarda esa shamol yo'nalishini ufq rumblarida ko'rsatiladi.

Shamol tezligini m/s larda, ba'zi hollarda esa km/soat birliklarda ifodalanadi (aviatsiyaga xizmat ko'rsatishda). Yer yuzasida ko'pincha tezligi 4-8 m/s, ba'zi hollarda esa tezligi 12-15 m/s ga yetadigan shamollar esadi. Mo'tadil shamollarning tezligi 5,5-8 m/s chamasida, dovullarning tezligi esa 30 m/s dan oshadi.

Dengiz meteorologiyasida shamol kuchini aniqlashda 1806 yili ingliz admirali F. Bofort tomonidan kiritilgan 12 balli shkaladan foydalaniladi. Hozirgi kunda bu shkala juda kam qo'llanilib, faqat dengiz meteorologiyasida asboblarsiz meteorologik kuzatishlarda shamol kuchini ballarda ifodalashda foydalaniladi.

Shamol odatda doimiy yo'nalishga va tezlikka ega emas. Shamol tezligi va yo'nalishi, xuddi qandaydir o'rtacha kattalik atrofida

tebranganday o'zgarib turadi. Bunday tebranishlar havoning turbulentligidan kelib chiqadi.

Tezligi va yo'nalishi tebranishlari keskin ifodalangan shamolni, kuchayib-pasayib esadigan shamol deb yuritiladi.

Shamol tezligi va yo'nalishi havo oqimining umumiy harakatini tavsiflaydi. Ammo harakatlanayotgan havoda Yer sirtiga ishqalanish va Yer sirtining notekis isiganligi natijasida turbulentlik ro'yobga chiqadi. Turbulentlik oqibatida havoning umumiy oqimi ichida ayrim hajmlar, porsiyalar, oqimlar har xil tezliklar bilan turli yo'nalishlarda tartibsiz harakat qiladi. Shuning uchun fazoning har bir nuqtasida shamolning tezligi va yo'nalishi tez o'zgarib turadi.

Meteorologik stansiyalarda shamolni kuzatishlarda, uning bir necha minut davomidagi o'rtacha tezligi va o'rtacha yo'nalishi aniqlanadi. Shamolning kuchayib-pasayib turishi uning tezligiga bog'liq; shamol tezligi qancha katta bo'lsa, shamolning kuchayib-pasayib turishi ham shunchalik katta bo'ladi. Kuchayib-pasayib turish keskin ortganda ***shiddatli shamol-qasirg'a*** paydo bo'ladi.

Shamolning kuchayib-pasayib turishi yaxshi ifodalangan sutkalik va yillik o'zgarishga ega. Uning sutkalik o'zgarishida maksimum tushki paytdan keyin, minimum esa kechasi kuzatiladi. Yillik o'zgarishda esa maksimum bahorda, minimum qishda kuzatiladi.

Shamolning kuchayib-pasayib turishi g'adir-budurligi kuchli bo'lgan yerlar, tekisliklar, o'rmonlar ustida ortadi. Buni bunday uchastkalar ustida turbulentlikning kuchayishi bilan tushuntiriladi, ko'tarilgan sari shamolning kuchayib-pasayib turishi kamayadi. Ammo Yer sirtidan 2-9 km balandliklarda ular sezilarli bo'ladi.

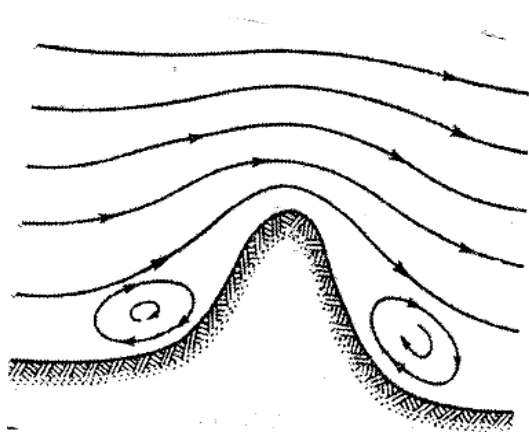
Erkin atmosferada shamolning kuchayib-pasayib turishlari samolyot va vertolyotlarning tartibsiz chayqalishi va silkinishlarini vujudga keltirib, ularning uchish sharoitlariga salbiy ta'sir ko'rsatadi. Chayqalish va silkinishlar, ayniqsa yaxshi rivojlangan konveksiya bulutlarida kuchli bo'ladi. Ammo chayqalish va silkinishlar bulutlar

yo'q bo'lganida ham tez havo oqimlari zonasida kuchayishi mumkin. Chunki tez havo oqimlari zonasida turbulentlik kuchaygan bo'ladi.

Shuning uchun samolyotlarning uchish xavfsizligini ta'minlash uchun ularga tez havo oqimlarining ta'sirini hisobga olish kerak.

Endi shamollarga to'siqlarning ta'sirini qaraymiz. Shamol esayotgan yo'nalishda turgan har qanday to'siq shamolga biror miqdorda mexanik ta'sir ko'rsatadi. Bunday to'siqlar: tog' tizmalari, tepaliklar, imoratlar, o'rmonlar va boshqalardan iborat bo'lishi mumkin. To'siqlar havo oqimining yo'nalishi va tezligini o'zgartiradi. To'siqning turiga bog'liq ravishda shamol uni gorizontal yo'nalishda ikki chetidan aylanib yoki ustidan oshib o'tadi. Bunda shamolning gorizontal yo'nalishda to'siqning ikkala yonidan aylanib o'tishi ko'proq uchraydi va havo oqimining tezligi to'siqning yon tomonlarida eng katta bo'ladi. To'siqning ustidan oshib o'tish esa havo haroratining vertikal gradiyentiga bog'liq. Havo haroratining vertikal gradiyenti qanchalik katta bo'lsa, to'siqning ustidan oshib o'tish shunchalik yengillashadi.

Agar to'siq gorizontal yo'nalishda birmuncha cho'zilgan (tog' tizmasi, o'rmon, tepaliklar va imoratlar qatori) bo'lsa, u holda to'siqning shamolga qaragan tomonida, Yer sirtida havoni to'siqdan orqa tomonga harakatga tushiradigan to'siqqa parallel gorizontal o'qli uyurma hosil bo'ladi (10.2-rasm).



10.2-rasm. Havo oqimining to'siqdan oshib o'tishi

Havo oqimi to'siq bilan to'qnashishdan oldinroq (to'siqqa yaqinlashgan sari) ko'tarila boshlaydi va to'siqni oshib o'tishda eng katta tezligiga erishadi. Shuning uchun 10.2-rasmda oqim chiziqlari to'siqning ustida boshqa qismlariga nisbatan zich joylashgan.

Shamol to'siqni oshib o'tib, pastga tusha boshlaydi. Agar to'siq tog' tizmasidan iborat bo'lsa, uning etagida bosim katta, cho'qqi ustida esa bosim kam bo'ladi. Shuning uchun havo oqimi ko'tarilgan sari tezlashib, cho'qqi ustida eng katta tezligiga erishadi.

Tog' tizmasining teskari tomonida shamol kam bosimdan katta bosimga tomon harakatga tushadi va pastga tushgan sari sekinlashib tog' etagida tezligi eng kam bo'ladi. To'siqning orqasida (to'siqqa yaqin masofada), ichida shamol tezligi kamaygan soha yuzaga chiqadi. Bu yerda ham gorizontal o'qli uyurma vujudga keladi. Havo oqimi alohida to'siq (tepalik yoki bino) bilan to'qnashganda uni yon tomonlaridan aylanib o'tadi va to'siq yon tomonlarida tezlik kattalashadi, to'siq orqasida vertikal o'qli uyurma vujudga keladi.

Agar havo oqimi ikkita to'siq, masalan, ikkita tepalik orasidan oqib o'tsa, ular orasida oqim chiziqlari bir-biriga yaqinlashadi, ya'ni shamol tezligi ortadi.

Shunday qilib, havo oqimi to'siqqa uchraganda, uning miqdori va yo'nalishining o'zgarishi to'siqning o'lchamiga, shakliga, to'siqning joylashishiga, shamol tezligiga va atmosfera holatiga bog'liq.

10.2. Shamolning o'rmonga va o'rmonning shamolga ta'siri

O'simliklar qoplami shamolni kuchli susaytiradi. O'simliklar qoplaminin ichida ochiq daladagi shamol tezligiga qaraganda ancha kam tezliklardagi shamollar kuzatiladi yoki qalin o'rmon ichida shamol esmaydi.

O'rmonlar harakatlanayotgan havo massalari yo'nalishidagi katta to'siq bo'lib, ular shamol tezligini ancha darajada kamaytiradi. O'rmon shamol tezligini, yo'nalishini va strukturasini o'zgartiradi.

Havo massasi o'z yo'lida o'rmonga to'qnash kelganda, uni tepasidan va chetidan gorizontal yo'nalishda aylanib o'tadi, havo oqimining bir qismi o'rmon ichkarisiga kiradi. Havo daraxtlarning

shox-shabballari ustidan o'tib, o'rmonning shamolga teskari tomonida yer yuzasiga yaqinlashib ancha kamaygan tezlik bilan yer sirtiga parallel ko'chadi. Bunda shamol tezligi asta-sekin ortib boradi va o'rmondan 500 m.cha masofada yana qaytadan o'zining boshlang'ich (o'rmon bilan to'qnashishdan oldingi) tezligiga erishadi.

O'rmonning shamolga qaragan cheti yaqinida havoning turbulentligi kuchayganligidan shamolning tezligi va kuchayib-pasayib turishlari birmuncha ortadi.

Shamolga teskari tomonda o'rmonning shamol tezligiga ta'siri daraxtzorning tarkibiga, yoshiga, balandligiga, joy relyefiga va boshqalarga bog'liq ravishda o'rmon balandligidan 20-30 marta kenglikdagi masofalarga tarqaladi. O'rmonning shamol tezligiga ta'siri ayniqsa, uning balandligidan 10-15 marta katta masofalargacha kuchli bo'ladi.

Shamol tezligini ayniqsa qora qarag'ay daraxtzorlari ancha kamaytiradi, bunday daraxtzorlar ichida havo odatda sokin (harakatsiz) holatga yaqin bo'ladi. Ba'zi ma'lumotlarga qaraganda o'rmon ichida shamol tezligi 1 m/s dan oshmaydi. Shuning uchun ham o'rmonlarning shamol tezligini kamaytirishi xususiyatidan foydalanish maqsadida respublikamizda sug'oriladigan va lalmikor yerlarda ihota daraxtzorlari barpo etiladi. Yozda jazirama issiq kunlarda g'o'za tuplarini garmsel va quruq shamollardan to'sish (saqlash) maqsadida ekilgan ihota daraxtzorlarining ahamiyati katta.

Shamol o'rmon daraxtlarining transpiratsiyasiga, o'rmondagi havo tarkibiga, havoning aralashishiga va oqimiga, daraxtlarning tashqi qiyofasiga ta'sir qiladi.

Shamol doimo bir tomonga esadigan yerlarda, daraxtlar ham shu tomonga qiyshayib o'sadi va rivojlanishi sekin kechadi.

Shamol daraxtlarning ildiz tizimiga ham ta'sir ko'rsatadi. Har doim shamol esib turadigan joylardagi daraxtlarning ildizlari

baquvvat bo'ladi. Shamol o'rmon daraxtlarining changlanishida va urug'larining tarqalishida juda katta ahamiyatga ega.

Shamolning o'rmonga bo'lgan salbiy ta'siri daraxtlarni ildizi bilan ag'darib tashlashida, shoxlarini sindirishida namoyon bo'ladi. Issiq ob-havo sharoitida shamollar o'rmonlardagi yong'inlarning tez tarqalishiga sabab bo'ladi. Daraxtlar, tezligi 8-10 m/s bo'lgan shamolda ag'dariladi, sina boshlaydi. Kuchli dovullar alohida daraxtlarnigina emas, hattoki katta maydondagi o'rmonlarni ham vayron qilishi mumkin. Bunga ko'plab misollar keltirsa bo'ladi.

O'rmonlarning tarkibi, tuzilishi ham shamolga har xil qarshilik ko'rsatadi. Aralashma o'rmonlarning shamolga qarshi turish kuchi oddiylarinikiga qaraganda ancha yuqori.

Yuqoridagilardan ko'rinadiki, o'rmonlar shamolga ta'sir ko'rsatibgina qolmay, aksincha, shamolning o'zi ham o'rmonga turlicha ijobiy va salbiy ta'sirlar ko'rsatadi.

10.3. Shamollar guli

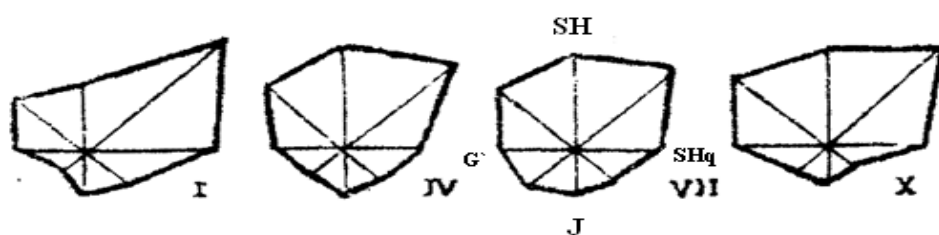
Biror joyda esadigan shamollar xususiyatini ko'rsatadigan grafikni shamollar guli deb yuritiladi. Biz yuqorida shamol yo'nalishi o'zgaruvchan bo'ladi deb aytganmiz. Biror joyda ma'lum vaqt oralig'ida turli yo'nalishlardagi shamollar bir necha martadan takrorlanib turadi.

Olingan joyda shamolning eng ko'p takrorlanadigan yo'nalishini aniqlash uchun ma'lum bir davr (oy, mavsum yoki yil) davomida o'sha joyda esadigan shamol rejimini kuzatiladi va uning qaysi tomondan qancha martadan takrorlanishini maxsus jadvalga yoziladi (10.1-jadval). Demak, shamollar guli - bu olingan joyda esadigan shamollar yo'nalishlarining oy, mavsum yoki yil davomida taqsimotining grafik tasviridir.

Shamollarning takrorlanishlari

Shamollar yo'nalishlari	Takrorlanishlar soni
Shimoliy	
Shimoli-Sharqiy	
Sharqiy	
Janubi-Sharqiy	
Janubiy	
Janubi-G'arbiy	
G'arbiy	
Shimoli-G'arbiy	

Shamollar gulini yasash uchun markaziy nuqta tanlab olib unga nisbatan 8 ta asosiy rumbni chizamiz, keyin 10.1-jadvalga muvofiq har qaysi yo'nalishdagi takrorlanishlar sonini masshtabga rioya qilgan holda gorizont rumblariga kesmalar shaklida joylashtiramiz, bunda kesmalarning uzunliklari olingan yo'nalishdagi shamol takrorlanishlar soniga mutanosib bo'ladi. Kesmalarning oxirgi uchlarini siniq chiziqlar bilan tutashtirib chiqsak, ko'pburchak shakl (grafik) hosil bo'ladi. Bu grafik shamollar gulini ko'rsatadi. Ko'p burchakning cho'ziq tomoni olingan joydagi shamollarning eng ko'p takrorlanadigan tomon yo'nalishini ko'rsatadi. Masalan, Toshkent meteorologik observatoriyasidagi ba'zi oylarda esadigan shamollar guli quyidagi 10.3-rasmda ko'rsatilgan.



10.3-rasm. Toshkent meteorologik observatoriyasida yanvar, aprel, iyul, oktabr oylari uchun shamollar guli

Quruqlikdagi Yer sirtida shamol tezligining maksimumi soat 14^{00} atrofida, minimumi esa kechasi yoki ertalab kuzatiladi. Yer sirtidan 500 m balandliklardan boshlab esa shamol tezligining maksimumi kechasi, minimumi kunduzi kuzatiladi.

Dengiz ustida shamol tezligining sutkalik o'zgarishi juda kam. Endi O'zbekiston Respublikasi hududlaridagi shamollarni qisqacha bayon qilamiz.

O'zbekiston Respublikasi hududlarida esadigan shamollar yo'nalishi va xususiyatlari atmosfera sirkulyatsiyasiga, atmosfera bosimining o'zgarishiga, havo haroratiga hamda joy relyefiga bog'liq.

Tekisliklarda yozda shamol shimol va shimoli-g'arbdan, qishda ko'pincha shimol va shimoli-sharqdan esadi. Uning o'rtacha tezligi 3-4 m/s dan oshmaydi, faqat Orol dengizi atrofida 5 m/s gacha yetadi. Bahor oylarida yilning boshqa fasllariga nisbatan shamol kuchliroq bo'ladi. Agar shamol tezligi 15 m/s dan oshsa, uni kuchli shamol, 20 m/s dan oshsa xavfli shamol, shamol tezligi 30 m/s dan oshsa, uni o'ta xavfli shamol deb ataladi. Tekisliklarda kuchli shamol Qizilqumning markaziy qismida tez-tez takrorlanib turadi. Masalan, Tomdi meteostansiyasida kuchli shamollar yiliga 30 kundan oshiq esadi. Qizilqumda esa kuchli shamollar esadigan kunlar soni 85 kunga yetadi. Bu yerlarda shamolning maksimal tezligi 45-50 m/s gacha yetishi mumkin. Tog' oldi va tog'da shamollar asosan sharq va shimoli-sharqdan esadi.

10.4. Havo harakati vaqtida paydo bo'ladigan kuchlar.

Yer aylanishining og'diruvchi kuchi

Ma'lumki, Yer ham aylanuvchi sanoq tizimi hisoblanadi. U $\omega=7,29 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ burchak tezlik bilan o'z o'qi atrofida aylanadi. Yer sirtida turgan har bir jism Yer bilan birga uning aylanma harakatida qatnashadi.

Yerni noinersial sanoq tizimi deb qaralganidan, uning sirtida tinch turgan jismlarga markazdan qochma inersiya kuchi ta'sir qiladi. Agar jism, shu aylanayotgan tizimga nisbatan harakatda bo'lsa, unga markazdan qochma inersiya kuchidan tashqari yana qo'shimcha kuch ta'sir qiladi. Bu kuchni birinchi marta 1838 yilda tadqiq qilgan fransuz mexanigi G. Koriolis sharafiga **Koriolis kuchi** deb yuritiladi. Koriolis kuchi aylanayotgan sanoq tizimida harakatlanayotgan jismning tezligi yo'nalishiga perpendikulyar yo'nalishda ta'sir qiladi va harakatlanayotgan jismni boshlang'ich yo'nalishidan biror burchakka og'diradi.

Yer sirtiga nisbatan harakatlanayotgan havo oqimiga ham og'diruvchi kuch ta'sir qiladi. Yerning o'z o'qi atrofida aylanishida vujudga keladigan og'diruvchi inersiya kuchi ta'sirida shamollar shimoliy yarimsharda boshlang'ich (barik gradiyent) yo'nalishidan o'ngga, janubiy yarimsharda esa boshlang'ich (barik gradiyent) yo'nalishidan chapga og'adi.

Massasi m havo oqimi (shamol) ga ta'sir qilayotgan og'diruvchi kuch F_k ni dinamikaning ikkinchi qonuniga asosan quyidagicha yozamiz:

$$F_k = m \cdot a_k \quad (10.2)$$

bu yerda: F_k -og'diruvchi Koriolis kuchi, m -havo oqimi massasi, a_k -og'diruvchi kuch ta'sirida shamolning olgan tezlanishi.

Og'diruvchi kuchning gorizontal tashkil etuvchisi ta'sirida gorizontal harakatdagi havoning olgan tezlanishi quyidagicha ifodalanadi:

$$a_k = 2 \cdot v \cdot \omega \cdot \sin \varphi \quad (10.3)$$

bu yerda: v - shamol tezligi, ω - Yer aylanishining burchak tezligi, φ - joyning geografik kengligi.

U holda (10.2) ifodani quyidagicha yozamiz:

$$F_k = m \cdot a_k = m \cdot 2 \cdot v \cdot \omega \cdot \sin \varphi \quad (10.4)$$

Agar birlik havo massasini olsak, u holda (10.2) ga asosan birlik havo massasiga ta'sir etuvchi Koriolis kuchi son jihatdan tezlanishga teng bo'ladi. Shuning uchun ba'zi meteorologiyadan adabiyotlarda Koriolis kuchi deb (10.3) formulasi yozilgan.

(10.4) formuladan ko'rinadiki, og'diruvchi kuch kattaligi shamol tezligiga va geografik kenglikka to'g'ri mutanosib ravishda o'zgaradi. Agar (10.4) dan $v=0$ bo'lsa $F_k=0$ ham nolga bo'ladi, ya'ni tinch turgan jismga og'diruvchi Koriolis kuchi ta'sir qilmaydi. Ekvatorda ($\varphi=0$) og'diruvchi kuch 0 ga teng, qutbda ($\varphi=90^\circ$; $\sin 90^\circ=1$) birlik massali havo oqimiga ta'sir etuvchi og'diruvchi kuch maksimal $2 \cdot v \cdot \omega$ ga teng bo'ladi. Misol uchun birlik massali tezligi **10 m/s** havo oqimining qutbda og'diruvchi kuch ta'sirida olgan maksimal tezlanishini hisoblaylik:

$$a_k = 2 \cdot v \cdot \omega = 2 \cdot 1000 \frac{sm}{s} \cdot 7,29 \cdot 10^{-5} \frac{1}{s} = 0,15 sm/s^2$$

Bu misoldan ko'rinadiki, o'zgaruvchi kuch miqdori juda oz bo'ladi. Havo oqimi harakati vaqtida vujudga keladigan og'diruvchi kuch, barik gradiyent kuch bilan muvozanatlashadi deyishimiz mumkin.

Ishqalanish kuchi. Biri ikkinchisiga tegib turgan jismlar yoki ularning qismlari (bo'laklari) bir-biriga nisbatan ko'chganda ular orasida ishqalanish kuchlari hosil bo'ladi. O'zaro tegib turgan ikki jismning bir-biriga nisbatan ko'chgandagi hosil bo'ladigan ishqalanishni **tashqi ishqalanish**, biror yaxlit jism (masalan, gaz yoki suyuqlik) qismlari orasidagi ishqalanishni esa **ichki ishqalanish** deb yuritiladi. Qattiq jism gaz yoki suyuqlikka nisbatan ko'chganda hosil bo'ladigan ishqalanishni ichki ishqalanish hisoblanadi. Chunki bu holda muhitning jismga bevosita tegib turgan qatlamlari jismga ergashib u bilan bir xil tezlikda harakatlanadi, bunda jism harakatiga mazkur (ergashuvchi) qatlamlar bilan qo'shni qatlamlar orasida ishqalanish kuchlari ta'sir qiladi.

Ishqalanish kuchi harakat yo'nalishiga qarama-qarshi yo'nalishda ta'sir qiladi. Ishqalanish kuchi havoga tormozlovchi ta'sir beradi,

boshqacha aytganda ishqalanish kuchi havo harakati tezligini kamaytiradi. Umumiy ishqalanish kuchi Yer sirtining tormozlovchi ta'siri bilan bog'langan tashqi ishqalanish kuchi R_0 va havoning molekulyar hamda turbulent qovushoqligi bilan bog'langan ichki ishqalanish kuchi R_1 larning yig'indisidan tashkil topadi.

Tashqi ishqalanish kuchi havo oqimining tezligini kamaytiradi, ammo harakat yo'nalishini o'zgartirmaydi, u harakat yo'nalishiga qarama-qarshi tomonga yo'nalgan va havo tezligiga to'g'ri mutanosib ravishda o'zgaradi, ya'ni $R_0 = -k_0 \cdot V$;

Bu yerda: k_0 -taglik sirtning g'adir-budurligi (notekisligi) ga bog'liq koeffitsiyent, V -harakat tezligi, $(-)$ ishorasi tashqi ishqalanish kuchining harakatga qarama-qarshi yo'nalishda ekanligini bildiradi.

Havo oqimining Yer sirtiga tegib harakatlanayotgan qatlami ishqalanish tufayli sekinlashadi va o'zidan yuqoridagi qatlamni sekinlashtirishga intiladi, yuqoridagi tez qatlam esa sekin qatlamni tezlashtirish ta'sir qiladi, natijada ular orasida ichki ishqalanish kuchi vujudga keladi.

Ichki ishqalanishning asosiy qismi harakatlanayotgan havoning turbulent aralashishida yuzaga chiqadi.

Turbulentlikning kuchayishini ta'minlaydigan barcha sabablar, ayni shu vaqtning o'zida ichki ishqalanish kuchining ortishini ham yuzaga chiqaradi. Shu bilan ular atmosferada umumiy ishqalanishni kuchini kuchaytiradi.

Harakatdagi havoning birlik massasiga hisob qilingan umumiy ishqalanish kuchi, havo harakati tezligiga mutanosib bo'lib, unga qarama-qarshi yo'nalgan:

$$R = -k \cdot V \quad (10.5)$$

bu yerda: k - taglik sirtining g'adir-budurligi (notekisligi) gagina bog'liq bo'lmay (k_0 kabi), balki harakatlanayotgan havoning turbulentligi jadalligiga ham bog'liq koeffitsiyent. Ishqalanish koeffitsiyenti k ning qiymatlari $0,2 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ dan $1,2 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ gacha o'zgaradi.

O'z-o'zidan ayonki, Yer sirtidan balandlik oshgan sari yuqori qatlamlarga tashqi ishqalanish kuchining ta'siri kamaya boradi. Yerga yaqin havo qatlamlaridan yuqorida turbulentlik ham kuchaymaydi. Shuning uchun umumiy ishqalanish kuchi balandlik bo'yicha kamaya boradi.

Yer sirtidan 1000-1500 m, o'rtacha 1000 m balandliklarda, ishqalanish kuchi havo harakatiga ta'sir qiluvchi boshqa kuchlarga nisbatan juda ham kamayib ketadi, shuning uchun shu balandliklardan boshlab uning ta'sirini e'tiborga olmaslik mumkin.

Atmosferaning ishqalanish sezilarli bo'lgan quyi qatlamini **ishqalanish qatlami** deb yuritiladi.

Atmosferadagi ishqalanish qatlami yuqori chegarasining Yer yuzasidan balandligini **ishqalanish balandligi** deb yuritiladi. Ishqalanish balandligi o'rtacha 1000-1500 m balandlikka to'g'ri keladi. Koriolis kuchi va ishqalanish kuchining birgalikdagi ta'siridan atmosferaning quyi qatlamida quruqlik ustida shamol shimoliy yarimsharda barik gradiyent yo'nalishidan 50-60° ga, dengiz ustida esa 60-70° ga og'adi. 1000-1500 m balandliklarda og'ish burchagi 90° yaqinlashadi.

Markazdan qochma kuch. Jism (yoki havo) egri chiziqli trayektoriya bo'ylab harakat qilganida unga hamma vaqt markazdan qochma kuch ta'sir qiladi. Markazdan qochma kuch $F_{m.q}$ son jihatdan markazga intilma kuch ($F_{m.i}$) ga teng bo'lib, yo'nalishi bo'yicha unga qarama-qarshidir, ya'ni

$$F_{M.q} = \frac{mv^2}{r}$$

bu yerda: m -jism (havo) massasi, v -harakat tezligi, r -trayektoriya egrilik radiusi.

Meteorologiyada markazdan qochma kuch formulasini odatda havoning birlik massasi uchun yoziladi va C harfi bilan belgilanadi:

$$C = \frac{V^2}{r} \quad (10.6)$$

Markazdan qochma kuch trayektoriyaning egrilik radiusi bo'ylab markazdan tashqariga, ya'ni trayektoriyaning qavariq tomoniga qarab yo'nalgan. Yuqoridagi (10.6) formuladan ko'rinadiki, havo egri chiziq bo'ylab harakat qilganida, uning harakatining egrilik radiusi qanchalik katta bo'lsa, unga ta'sir qiluvchi markazdan qochma kuch shunchalik kam bo'ladi. Atmosferada havoning egri chiziqla harakatlari uchun egrilik radiuslari yuzlab, minglab kilometrlargacha yetganidan, ularga ta'sir qiluvchi markazdan qochma kuch miqdori juda oz bo'ladi. Odatda, markazdan qochma kuch og'diruvchi kuchdan 10-100 marta kichik.

Ammo havo kichik egrilik radiuslari bo'ylab katta tezliklar bilan harakat qilsa, markazdan qochma kuch gradiyent kuchdan ko'p marta oshiq bo'lishi mumkin. Shunday sharoit issiq ob-havoda vertikal o'q atrofida aylanadigan unchalik katta bo'lmagan uyurmalarda, masalan girdob (quyun) larda va tornadolarda yaratiladi.

Girdob (quyun) qasirg'a (shiddatli shamol) yoki momaqaldiroq vaqtida paydo bo'ladigan juda katta tezlik bilan vertikal o'q atrofida aylanadigan uyurmadir. Uning diametri suv ustida 100 m, quruqlik ustida esa 1000 m ga yaqin. Girdob balandligi esa 1000 m atrofida bo'ladi. Quruqlik ustidagi girdobni **tromb** deb yuritiladi. AShQ da girdobni **tornado** deb ataladi. Vertikal o'qli girdob 30-40 km/soat tezlik bilan siljib boradi. Girdoblarning ichida bosim ancha kam bo'ladi, ular katta vayronagarchiliklarga sabab bo'ladi.

Tropik kengliklardagi siklonlarda og'diruvchi kuch juda kam bo'lganidan (geografik kenglik kichikligidan) havo harakatiga markazdan qochma kuch jiddiy ta'sir ko'rsatadi.

10.5. Havoning ishqalanish bo'lmagandagi barqaror harakati. Gradiyent shamol

Fazoning har bir nuqtasidagi havo oqimining o'rtacha tezligining miqdori va yo'nalishi vaqt o'tishi bilan o'zgarmasa, havoning bunday harakatini barqaror (stasionar) harakati deb ataladi. Statsionar harakatda fazoning ixtiyoriy nuqtasi orqali o'tayotgan barcha havo zarralari bir xil tezlikka ega bo'ladi.

Havoning barqaror harakatida fazoning har bir nuqtasida havoga ta'sir etuvchi kuchlarning teng ta'sir etuvchisi nolga teng bo'ladi.

Endi ishqalanish yo'q bo'lganda havoning gorizontal barqaror harakatini qaraylik. Real atmosferada bunday shart Yer sirtidan 1000-1500 m balandliklardan yuqorida bajariladi.

Chunki bunday balandliklarda havo qatlamlari orasidagi ishqalanish juda ham kamayib ketganligidan, havo harakatiga deyarli ta'sir qilmaydi. Shuning uchun bunday balandliklarda ishqalanish kuchini yo'q deb qarashimiz mumkin.

Ishqalanish kuchi yo'q bo'lganda havoning barqarorlashgan harakatini gradiyent shamol deb ataladi.

Gradiyent shamolning ikkita sodda xususiy holini: a) to'g'ri chiziqli va parallel izobaralar bo'ylab esadigan shamolni, b) doiraviy izobaralar bo'ylab esadigan shamolni qaraylik.

Geostrofik shamol. To'g'ri chiziqli izobaralar bo'ylab esadigan gradient shamolni ***geostrofik shamol*** deb ataladi.

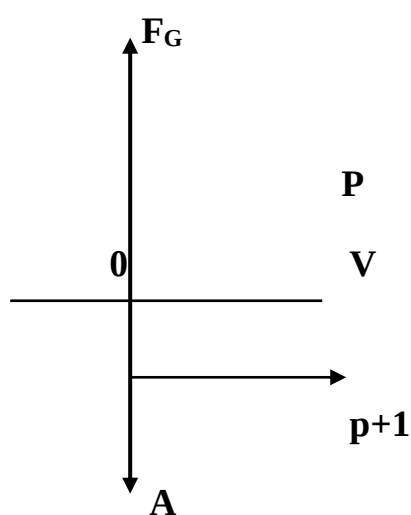
Bir jinsli barik maydonda gradiyent kuchning miqdori va yo'nalishi hamma joyda bir xil, shuning uchun bunday maydonda havo harakati tekis va to'g'ri chiziqli bo'ladi. Ishqalanish kuchi bo'lmaganida harakatdagi havoga izobaralarga perpendikulyar yo'nalgan

$F_G = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta n}$ gradiyent kuch va yer aylanishining og'diruvchi kuchi

$A = 2 \cdot V \cdot \omega \cdot \sin \varphi$ ta'sir qiladi. Havo oqimining barqarorlashgan harakatida bu kuchlar muvozanatlashadi, ya'ni miqdoran teng va qarama-qarshi yo'naladi. Biz oldingi mavzulardan shimoliy

yarimsharda Yer aylanishining ogʻdiruvchi kuchi harakat tezligiga perpendikulyar ravishda oʻngga yoʻnalishini bilamiz. Bundan ogʻdiruvchi kuchga miqdoran teng gradiyent kuch tezlikka perpendikulyar ravishda chapga yoʻnalgan boʻlishligi kelib chiqadi (10.4-rasm).

Gradiyent kuch izobaraga perpendikulyar yoʻnalgan, bu esa geostrofik shamolning izobaralar boʻylab esishini bildiradi.



10.4. Geostrofik shamol (shimoliy yarimsharda)

Geostrofik shamol tezligini ogʻdiruvchi va gradiyent kuchlarning muvozanatlashishidan, yaʼni ularning yigʻindisi nolga tengligidan foydalanib aniqlaymiz:

$$-\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta n} + 2\omega \cdot V_g \cdot \sin \varphi = 0$$

yoki

$$-\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta n} - 2\omega \cdot V_g \cdot \sin \varphi$$

Bundan

$$V_g = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta n} \cdot \frac{1}{2\omega \cdot \sin \varphi} \quad (10.7)$$

Demak, geostrofik shamol tezligi barik gradiyentga toʻgʻri mutanosib, havo zichligiga va geografik kenglikka teskari mutanosib ravishda oʻzgaradi. Bosim gradiyenti qanchalik katta boʻlsa, yaʼni izobaralar qanchalik zich boʻlsa, geostrofik shamol shuncha kuchli boʻladi. Barik gradiyent va havo zichligi oʻzgarmas boʻlsa, geografik kenglik oshgan sari geostrofik shamol tezligi kamaya boradi.

Ekvatorida geografik kenglik $\varphi = 0$ ga tengligidan $V_g = \infty$ boʻlib, "geostrofik shamol tezligi" tushunchasi maʼnosini yoʻqotadi. Agar

$\frac{\Delta p}{\Delta n} = \frac{1gPa}{111km}$, $\rho=1,293 \text{ kg/m}^3$ deb olsak 30° geografik kenglikda geostrofik shamol tezligi $V_g=9,6 \text{ m/s}$ ga, $\varphi=45^\circ$ da $V_g=6,8 \text{ m/s}$ ga, $\varphi=55^\circ$ da esa $V_g=5,8 \text{ m/s}$ ga, 60° geografik kenglikda $V_g=5,5 \text{ m/s}$ ga teng bo'ladi.

Qutbda $\varphi=90^\circ$ ga tengligidan berilgan barik gradiyentda geostrofik shamol tezligi barcha geografik kengliklardagidan kam bo'ladi.

Shunday qilib, (10.7) formula va yuqorida keltirilgan misollardan ko'rinadiki, o'zgarmas barik gradiyent va havo zichligida geografik kenglik oshgan sari geostrofik shamol tezligi kamaya boradi. Yer sirtidagi shamol geostrofik shamoldan tezlik va yo'nalish jihatidan oz yoki ko'p darajada farq qiladi. Chunki Yer sirtida ishqalanish kuchi ancha katta, geostrofik shamolda esa ishqalanishni yo'q deb qaraladi.

Ammo erkin atmosferada ishqalanish balandligidan yuqorida ishqalanish juda kam bo'lganidan, uni e'tiborga olmasligimiz mumkin. Ishqalanish qatlamidan yuqorida havo harakati trayektoriyasining egriligi ham juda oz. Shuning uchun havoni to'g'ri chiziq bo'ylab harakatlanadi deb qarashimiz mumkin.

Yuqoridagilarni e'tiborga olib, erkin atmosferada ishqalanish balandligidan yuqoridagi shamolni taqriban geostrofik shamol deb hisoblash mumkin.

10.6. Doiraviy izobaralardagi gradiyent shamol

Mazkur o'quv qo'llanmaning mualliflari 10-bobdagi 10.6 va 10.7 mavzularni I.I. Guralnik va boshqalarning "Meteorologiya" kitobidagi 10.4 va 10.5 mavzulardagi tushuntirishlarga va rasmlarga asoslanib yozganlar.

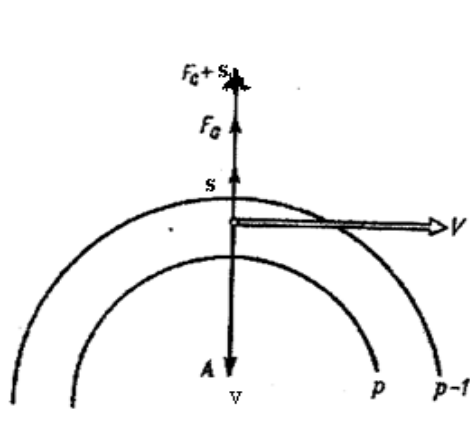
Endi ishqalanish bo'lmaganda havoning egri chiziqli izobaralar bo'ylab statsionar harakatini qaraymiz. Egri chiziqli izobaralarda gradiyent kuchning yo'nalishi, trayektoriyaning bir nuqtalaridan

boshqa nuqtalariga o'tganda o'zgara boradi. Shuning uchun havo harakati yo'nalishi ham egri chiziqli yo'nalishli bo'ladi.

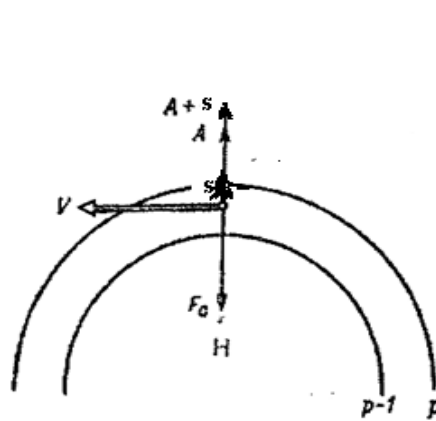
Dastavval egri chiziqli harakatning xususiy holi sifatida doiraviy izobaralardagi harakatni qaraymiz.

Doiraviy izobaralar bo'ylab esadigan gradiyent shamolni **geosiklostrofik shamol** deb ataladi.

10.5-rasmda barik maksimum sohasidagi geosiklostrofik shamollardagi ta'sir etuvchi kuchlar yo'nalishlari ko'rsatilgan.



10.5-rasm. Antisiklondagi geosiklostrofik shamol (shimoliy yarim sharda)



10.6-rasm. Siklondagi geosiklostrofik shamol (shimoliy yarim sharda)

Biz 10.5-rasmda markazida eng katta bosim va chekkasiga tomon bosim kamaya borgan barik tizimni, ya'ni barik maksimum sohasidagi kuchlarning munosabatlarini keltirganmiz. 10.5-rasmda barik tizim markazidagi yuqori bosimni "V" harfi bilan belgilangan. Xuddi shunday barik tizim antisiklonda mavjud.

Bunday barik tizimda ishqalanish bo'lmaganda harakatdagi havoga gradiyent kuch $F_G = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta n}$, Yer aylanishining og'diruvchi kuchi

$A = 2 \cdot V \cdot \omega \cdot \sin \varphi$ va markazdan qochma (birlik massaga nisbatan) kuch

$C = \frac{V^2}{r}$ lar ta'sir qiladi.

Biz qarayotgan barik tizimda gradiyent kuch izobaralarga tik ravishda bosimning kamayishi tomon, ya'ni izobaralarga tik ravishda barik tizim markazidan chekkasiga tomon yo'nalgan.

Markazdan qochma kuch trayektoriyaning egrilik radiusi bo'ylab tashqariga, ya'ni trayektoriyaning qavariq tomoniga yo'nalgan, uning yo'nalishi gradiyent kuch yo'nalishi bilan mos tushadi.

Harakat barqaror (o'zgarmas tezlikda) bo'lgani uchun og'diruvchi kuch, ikkala: gradiyent kuch va markazdan qochma kuchlarni muvozanatlaydi.

Demak, og'diruvchi kuch yuqorida aytilgan ikkala kuchga qarama-qarshi, ya'ni antisiklonning markaziga tomon yo'nalgan va ularning yig'indisiga teng. Bunday holda tezlik vektori izobaraga urinma ravishda gradiyentdan o'ngga yo'nalgan bo'ladi.

Shunday qilib, harakat izobaralar bo'ylab soat strelkasi yo'nalishi bo'yicha sodir bo'ladi (shimoliy yarimsharda) va **antisiklonik harakat** deb yuritiladi. 10.6-rasmda barik minimum sohasidagi (siklondagi) geosiklostrofik shamoldagi kuchlar munosabatlari keltirilgan. Bunday barik tizimda harakat izobaralar bo'ylab soat strelkasi yo'nalishiga qarama-qarshi yo'nalishda sodir bo'ladi va **siklonik harakat** deb yuritiladi.

Janubiy yarimsharda shamollarning bu tizimlari shimoliy yarim shardagi yo'nalishiga qarama-qarshi yo'nalishda esadi.

Antisiklon yoki siklondagi gradiyent shamol tezligini, barcha kuchlar teng ta'sir etuvchisining nolga teng bo'lishiligi shartidan foydalanib topamiz, ya'ni:

$$F_G - A \pm S = 0$$

bu yerda oxirgi had oldidagi plyus ishorasi antisiklonga, minus ishorasi esa siklonga tegishlidir.

Yuqoridagi tenglamaga kirgan barcha kuchlar ifodalarini qo'yib quyidagi kvadrat tenglamani hosil qilamiz:

$$-\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta n} - 2 \cdot V \cdot \omega \cdot \sin \varphi \pm \frac{V^2}{r} = 0 \quad (10.8)$$

(10.8) formuladan antisiklondagi gradiyent shamol tezligini aniqlash uchun ildiz oldiga minus ishorasini qo'yish kerak va tenglamani $V_{a.\varphi}$ ga nisbatan yechib ushbu ifodani olamiz:

$$V_{a.\varphi} = \omega \cdot r \cdot \sin \varphi + \sqrt{\omega^2 \cdot r^2 \cdot \sin^2 \varphi - \frac{r}{\rho} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta n}} \quad (10.9)$$

Xuddi shunga o'xshash (10.8) formuladagi ildiz oldiga "+" ishorasini qo'yib, hosil bo'lgan kvadrat tenglamani V_q ga nisbatan yechib siklondagi gradiyent shamol tezligi uchun ushbu formulani chiqaramiz:

$$V_q = -\omega \cdot r \cdot \sin \varphi + \sqrt{\omega^2 \cdot r^2 \cdot \sin^2 \varphi - \frac{r}{\rho} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta n}} \quad (10.10)$$

Masalalar yechishda gradiyent kuchning $G_g = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta n}$ ga tengligini e'tiborga olish kerak. Bu holda kvadrat ildiz ostidagi $\frac{r}{\rho} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta n}$ ifoda oldida musbat ishora qo'yiladi.

(10.9) va (10.10) tenglamalardan ko'rinadiki, bir xil bosim gradiyentlarida geosiklostrofik shamol tezligi antisiklonda siklondagidan katta bo'ladi. (10.9) tenglama yechilganda kvadrat ildiz ostidagi ifoda mavhum natijani bermasligi uchun ildiz ostidagi ifoda musbat bo'lishi kerak, buning uchun ushbu shart bajarilishi shart:

$$\omega^2 \cdot r^2 \sin^2 \varphi > \frac{r}{\rho} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta n} \text{ yoki } \left(\frac{\Delta p}{\Delta n}\right)_{cheg} < \rho \cdot \omega^2 \cdot r \cdot \sin^2 \varphi$$

Bundan chiqadiki, antisiklonda bosim gradiyentlari, demak, geosiklostrofik shamol tezligining qiymatlari yuqoridagi shart bilan aniqlanadigan biror chegaraviy qiymatdan oshmaydi, chunki $\frac{\Delta p}{\Delta n}$

ning qiymatlari $(\frac{\Delta p}{\Delta n})_{cheg}$ chegaraviy qiymatidan oshib ketsa, (10.9)da ildiz ostida mavhum kattalik paydo bo'ladi.

Siklonda esa (10.10)da ildiz ostidagi ifoda gradiyentlarning istalgan qiymatlarida ham musbat. Demak, siklonda bosim gradiyenti va geosiklostrofik shamol tezligining qiymatlari cheklanmagan va nazariy jihatdan istalgancha katta bo'lishi mumkin.

Ammo baribir atmosferadagi real sharoitlarda siklondagi bosim gradiyentlari va shamol tezliklari atmosfera holatining energetik imkoniyatlari bilan aniqlanadigan biror chegaraviy qiymatlaridan oshmaydi va cheksiz ortmaydi.

Antisiklonlar kichik gradiyentlar va kuchsiz (ayniqsa markazida) shamollar bilan farqlanadi. Siklonlarda ancha katta gradiyentlar kuzatiladi, shamollar kuchi esa ayniqsa, tropik siklonlarda dovul darajasigacha yetadi.

10.7. Ishqalanish bo'lganda havoning barqaror harakati

To'g'ri chiziqli va parallel izobaralardagi harakat. Biz oldingi mavzuda ishqalanish bo'lmaganda havoning barqaror harakatiga ta'sir etadigan kuchlarni va ular orasidagi munosabatlarni qaradik. Yana ham aniqroq qilib aytganda oldingi mavzuda chiqarilgan formulalar harakatga ishqalanish kuchining ta'sirini e'tiborga olinmagan hol uchun to'g'ri. Yer sirtidan 1000-1500 m balandliklargacha bo'lgan atmosferaning quyi qatlamlaridagi havo harakati dinamikasini o'rganishda, ularga ichki ishqalanish kuchining ta'sirini hisobga olish kerak.

Ishqalanish kuchi havo harakatiga tormozlovchi ta'sir ko'rsatib, manfiy tezlanish beradi. Ishqalanish kuchi har doim harakatga qarama-qarshi yo'nalishda ta'sir qiladi. Ularning ta'siri natijasida Yer sirti yaqinida kuzatiladigan shamol, geostrofik shamoldan miqdor va yo'nalish jihatdan farq qiladi. Masalan, Yer sirtidan 10 m atrofidagi

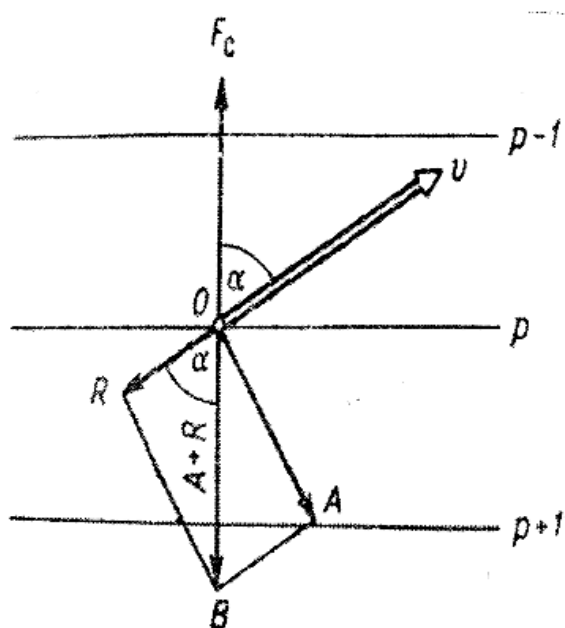
balandlikdagi shamol tezligi, 500 m ga yaqin balandlikdagi shamol tezligidan ikki martacha kam bo'ladi. Ko'ramizki, balandlik oshgan sari ishqalanish kuchi kamaya boradi, shuning uchun shamol tezligi 1000 m dan yuqorida geostrofik shamol tezligiga erishguncha orta boradi.

Endi to'g'ri chiziqli va parallel izobaralarda havoning statsionar harakatini qaraymiz.

Bu holda ham harakat to'g'ri chiziqli va tekis bo'ladi, ammo uning yo'nalishi izobaralar yo'nalishi bilan mos tushmaydi. Endilikda tezlik vektori $\mathbf{V}$ bosimning kamayishi tomon izobaralarga perpendikulyar yo'nalgan gradient kuch $\mathbf{F}_G$ dan $\alpha < 90^\circ$ ga og'ib izobaralarni kesib o'tadi.

10.7-rasmda O nuqtaga qo'yilgan va barik gradiyent yo'nalishidan $\alpha < 90^\circ$ ga chetlashgan (shimoliy yarimsharda) tezlik vektori $\mathbf{V}$ va shu nuqtada havo oqimiga ta'sir qiluvchi boshqa kuchlar ham ko'rsatilgan. Xuddi shu rasmdagi $p, p-1, p-2$ izobaralar vertikal yuqoriga chiqqan sari bosim kamayishini, $p, p+1, p+2$ izobaralar esa vertikal pastga tushgan sari bosim ortishini bildiradi.

10.7-rasmda: $\mathbf{F}_G$ -bosimning kamayishi tomon izobaralarga perpendikulyar yo'nalgan gradiyent kuch; $\mathbf{A}$ -tezlik vektori $\mathbf{V}$ ga perpendikulyar yo'nalgan og'diruvchi kuch; $\mathbf{R}$ -tezlik vektoriga qarama-qarshi yo'nalgan ishqalanish kuchi. O nuqtaga qo'yilgan bu kuchlarning



10.7-rasm. Ishqalanish qatlamida havoning to'g'ri chiziqli barqaror harakatida kuchlar muvozanati

teng ta'sir etuvchisi nolga teng bo'lganda havo to'g'ri chiziqli tekis harakat qiladi.

Bunda gradiyent kuch, og'diruvchi va ishqalanish kuchlarining vektor yig'indisi bilan muvozanatlashishi shart. Og'diruvchi va ishqalanish kuchlarining teng ta'sir etuvchisi $\mathbf{F}_G$ ga qarama-qarshi yo'nalgan va miqdoran unga teng bo'lishi kerak.

Og'diruvchi va ishqalanish kuchlarining teng ta'sir etuvchisi **OB** vektorining uchidan **A** va **R** lar yo'nalishlariga perpendikulyarlar tushirib, bu kuchlarning qiymatlariga teng kesmalar olamiz.

ΔOBR dan $OB^2 = A^2 + R^2$

Yuqorida aytganlarimizga asosan $|F_G| = |OB|$, shuning uchun ushbuni yoza olamiz:

$$\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta n} = \sqrt{(2\omega \cdot V \cdot \sin \varphi)^2 + k^2 \cdot V^2} = V \cdot \sqrt{(2\omega \sin \varphi)^2 + k^2} \quad (10.11)$$

Bundan

$$V = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta n} \cdot \frac{1}{\sqrt{(2\omega \sin \varphi)^2 + k^2}} \quad (10.12)$$

Ushbu (10.12) formuladan ko'rinadiki, ishqalanish qatlamidagi shamol tezligi gorizonta barik gradiyentga to'g'ri mutanosib ravishda o'zgaradi, ya'ni gorizonta barik gradiyent ortishi bilan ishqalanish qatlamidagi shamol tezligi ortadi va aksincha. Ishqalanish qancha katta bo'lsa, shamol tezligi shuncha kam bo'ladi. Yuzasi tekis, silliq Yer ustidagi shamol tezligi, g'adir-budurligi kuchli Yer ustidagi shamol tezligidan katta. Okeanlar ustida havo bilan taglik sirt orasidagi ishqalanish, quruqlikdagiga qaraganda kam bo'lgani uchun shamol materiklar ustidagiga nisbatan geostrofik shamolga ancha yaqin.

Yuqoridagi 10.7-rasmdagi ΔOBR dan ushbuni yozamiz:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{A}{R} = \frac{2\omega \cdot V \cdot \sin \varphi}{k \cdot V} = \frac{2\omega \cdot \sin \varphi}{k} \quad (10.13)$$

(10.13) formuladan ko'rinadiki, ishqalanish qatlamida shamol tezligi yo'nalishi bilan bosim gradiyenti orasidagi burchak, joyning geografik kengligi qanchalik yuqori va ishqalanish koeffitsiyenti qanchalik kam bo'lsa shunchalik katta bo'ladi. Ekvatorda $\varphi = 0$ bo'lganidan $\alpha = 0$ ga teng, ya'ni havo harakati barik gradiyent yo'nalishi bilan mos tushadi.

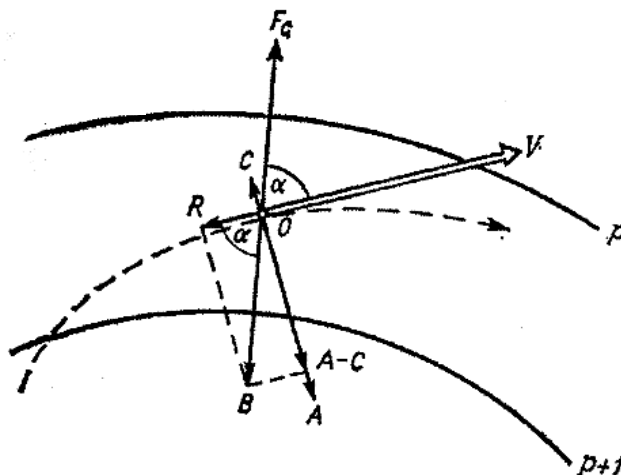
Mo'tadil kengliklarda shamolning bosim gradiyentidan o'rtacha og'ish burchagi okeanlar ustida $60-75^\circ$ ni, kontinentlar ustida esa okeanlar ustidagiga qaraganda bosim gradiyenti yo'nalishidan kamroq og'adi.

Chunki okeanlar ustida shamol tezligi ancha katta, shuning uchun ko'proq og'diruvchi kuch ta'sir qiladi. Natijada shamol bosim gradiyenti yo'nalishidan kattaroq burchakka og'adi. Quruqlik ustida esa shamol tezligi okeanlar ustidagi shamol tezligidan kam, shuning uchun shamol quruqlik ustida bosim gradiyenti yo'nalishidan kamroq burchakka og'adi.

Balandlik oshgan sari shamolning bosim gradiyenti yo'nalishidan og'ish burchagi ortadi va ishqalanish balandligida 90° ga yaqinlashib boradi.

Doiraviy izobaralar bo'ylab harakat.

Doiraviy izobaralarda havo egri chiziqli trayektoriyalar bo'ylab harakat qiladi. Bu holda havo harakatiga gradiyent kuch F_G , og'diruvchi kuch A , ishqalanish kuchi R lardan tashqari markazdan qochma kuch C ham ta'sir qiladi. 10.8-rasmda barik maksimumning O nuqtasidagi tezlik vektori V ko'rsatilgan. Tezlik vektori gradiyentdan o'ngga (shimoliy yarim sharda) og'gan. Mazkur rasmda O nuqtada havo harakatiga ta'sir qiluvchi boshqa kuchlarni ham keltirilgan:



10.8-rasm. Ishqalanish qatlamida antisiklonda havoning barqaror harakatida kuchlar muvozanati (shimoliy yarimsharda)

10.8-rasmda izobaralarga normal bo'yicha bosimning kamayishi tomon yo'nalgan gradiyent kuch F_G (bu kuch berilgan barik tizimning markazidan chekkasiga qarab yo'nalgan), tezlik vektoriga perpendikulyar va undan o'ngga og'gan (shimoliy yarimsharda) og'diruvchi kuch A ; tezlik vektoriga qarama-qarshi yo'nalgan ishqalanish kuchi R , tezlik vektoriga perpendikulyar, egrilik markazidan trayektoriya radiusi bo'ylab yo'nalgan markazdan qochma kuch C lar ko'rsatilgan.

Markazdan qochma kuch og'diruvchi kuchga qarama-qarshi yo'nalishda ta'sir qiladi. Bu holda gradiyent kuch havoning barqaror harakatida og'diruvchi, ishqalanish va markazdan qochma kuchlarning teng ta'sir etuvchisi bilan muvozanatlashadi. Bu kuchlarning teng ta'sir etuvchisi gradiyent kuchga qarama-qarshi yo'nalgan va unga miqdor jihatidan teng.

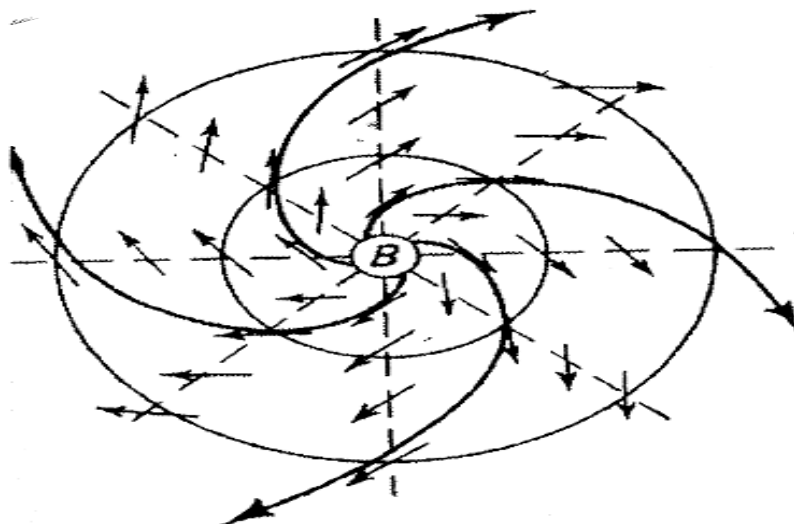
10.8-rasmdagi $\triangle OBR$ dan ushbuni yozamiz:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{A - C}{R} = \frac{2\omega \cdot V \cdot \sin \varphi - \frac{V^2}{r}}{k \cdot V} = \frac{2\omega \cdot \sin \varphi - \frac{V}{r}}{k} \quad (10.14)$$

bu yerda: r - egrilik radiusi.

Biz markazida bosim maksimal barik tizimni, ya'ni antisiklondagi havo harakatini qarayotirmiz. (10.13) va (10.14) formulalardan ko'rinadiki, antisiklonda shamolning bosim gradiyentidan og'ish burchagi to'g'ri chiziqli izobaralardagidan kichik bo'ladi.

Antisiklonda havo harakati hamma joyda soat strelkasi yo'nalishi bo'yicha markazdan chekkaga qarab yo'nalgan, ya'ni havo antisiklon sohasidan uning chekkasiga chiqishga intiladi (10.9-rasm).



10.9-rasm. Antisiklondagi
tezlik vektorlari va oqim chiziqlari (shimoliy yarim sharda)

Markazdan chekkaga oqib chiquvchi havoning o'rnini qoplash uchun antisiklonning markaziy qismida atmosferaning yuqori qatlamlaridan havoning pastga yo'nalgan harakati yuzaga chiqadi.

Siklonlarda esa havo chekkadan markazga tomon soat strelkasi yo'nalishiga qarama - qarshi harakat qiladi (shimoliy yarimsharda). Bu holda havo atrofdan siklon markaziga kirishga intiladi. Siklonning markaziy qismida atmosferaning quyi va yuqori qatlamlaridan havoning ko'tarilma harakati vujudga keladi. Siklon markazidagi havoning ko'tarilma harakati natijasida biror balandlikda shudring nuqtasigacha yoki undan ham past harakatlargacha sovushida bulutlar hosil bo'ladi, ulardan yog'inlar yog'adi.

10.8. Atmosferaning chegara qatlamida shamol tezligining sutkalik va yillik o'zgarishi

Biz 2-bobdan bilamizki, atmosferaning chegara qatlamining qalinligi 300-400 m dan 1500-2000 m balandliklargacha cho'zilib, o'rtacha 1000 m ga yaqin bo'ladi. Atmosferaning bu quyi qatlamining xususiyatlari asosan Yer sirtining dinamik va issiqlik ta'sirlari bilan aniqlanadi.

Kuzatishlar ko'rsatadiki, atmosferaning chegara qatlamida barqaror yaxshi ob-havoda quruqlik ustida shamol tezligi va yo'nalishining sutkalik o'zgarishi yaqqol namoyon bo'ladi. Bunda chegara qatlamning yerga yaqin quyi qatlamlarida va undan yuqoridagi qatlamlarda shamol tezligining sutkalik o'zgarishi har xil bo'ladi. Quruqlik ustida atmosferaning Yer sirtidan bir necha o'n metr balandliklargacha bo'lgan eng quyi qismida shamol tezligining maksimumi tushki paytdan keyin (taxminan soat 14⁰⁰ larda), minimumi esa tunda yoki ertalab kuzatiladi. Shamolning bu xildagi sutkalik o'zgarishi yozda 100-300 m (ba'zan 500 m) gacha, qishda esa 20-30 m balandliklarda kuzatiladi. Yerga yaqin havo qatlamidan yuqorida (taxminan 1000 m gacha) shamol tezligining sutkalik o'zgarishi aksincha: maksimum tunda, minimum kunduzi ro'y beradi.

Shamol tezligining sutkalik o'zgarish amplitudasi 3-5 m/s ni tashkil qiladi. Amplituda yozda qishdagidan katta, havo ochiq kunlarda amplituda, havo bulutli kunlardagidan katta.

Mo'tadil kengliklarda quruqlik ustida shamol tezligining sutkalik o'zgarish amplitudasi ancha katta bo'lib, shamol o'rtacha sutkalik tezligining yarmiga teng bo'ladi.

Okeanlar, dengizlar ustida shamolning sutkalik o'zgarishi deyarli sezilmaydi.

Havo massalarining keskin almashinishi, frontlarning o'tishi va boshqa sabablar sutkalik davriy o'zgarishlarni buzadi va ayrim kunlarda uning o'zgarishi ancha katta bo'ladi.

Shamol tezligining sutkalik o'zgarishi havo turbulent aralashishi jadalligining sutka davomida o'zgarishidan kelib chiqadi. Kechasi Yerga yaqin havoda konveksiya jarayoni o'tmaydi, havoning turbulent aralashishi ham juda kuchsiz bo'ladi.

Yerga yaqin havoning eng pastki qatlami taglik sirt bilan ishqalanishi sababli eng sekin harakat qiladi, ba'zan esa u butunlay harakat qilmay sokin holatda bo'ladi. Ancha yuqori qatlamlarda

shamol taglik sirtning ta'siriga duchor bo'lmaydi. Kunduzi konveksiya rivojlangani uchun yerga yaqin qatlam bilan yuqoridagi qatlamlar orasidagi vertikal havo aralashish kuchayadi, kunning ikkinchi yarmida zaiflashadi.

Kunduzi kuchaygan aralashish Yerga yaqin qatlam bilan ishqalanish qatlamidagi shamollarning yuqori qatlamlardagi shamollar tezliklarining tenglashishiga olib keladi.

Aralashish natijasida yuqoridan pastga katta tezliklar bilan harakatlanadigan havo tushadi, shuning uchun pastda shamol kuchayadi. Xuddi shu paytda pastdan yuqoriga sekin harakatlanuvchi havo ko'tariladi. Shuning uchun chegara qatlamining yuqorigi qismida shamol tezligi kamayadi.

Soat 13-14 larda pastki qatlamlarda shamol tezligi maksimumga, yuqori qatlamlarda esa minimumga erishadi.

Kechasi vertikal aralashish kuchsiz bo'lganidan pastda shamol tezligining kamayishini, yuqorida kuchayishini kuzatiladi. Havo massalarining keskin almashishi, frontlarning o'tishi va boshqa sabablar sutkalik o'zgarishning normal borishini buzadi, ayrim kunlarda ancha o'zgarishlarga olib keladi. Shamol yo'nalishida ham sutkalik o'zgarish ro'y beradi.

Quruqlik ustida Yerga yaqin havoda shamol tezligining ertalab va kunduzi kuchayishi uning o'ngga burilishi bilan sodir bo'ladi.

Quruqlik ustida yerga yaqin havoda shamol tezligining kuchayishi, uning soat strelkasi yo'nalishi bo'yicha o'ngga, kechqurun va tunda shamol tezligining kamayishi soat strelkasi yo'nalishiga qarama-qarshi yo'nalishda chapga burilishi og'ishi bilan sodir bo'ladi.

Ancha yuqori qatlamlarda tezlik ortganda shamol chapga, tezlik kamayganda shamol o'ngga buriladi. Janubiy yarimsharda shamol burilishi, shimoliy yarimshardagiga qarama-qarshi yo'nalishda vujudga keladi.

Shamol o'rtacha tezligining yillik o'zgarishi. Shamol sutkalik o'zgarishdan tashqari yillik o'zgarishga ham ega. Shamolning yillik o'zgarishi turli joylarda har xil o'tib, u olingan hududlarning iqlim xususiyatlariga va mahalliy sharoitlarga kuchli darajada bog'liq.

Shimoliy yarimsharning mo'tadil va qutbiy kengliklarida shamolning eng katta tezligi qishda kuzatiladi, chunki bu davrda bu kengliklar orasidagi haroratlar farqi eng katta, demak ular orasidagi bosimlar farqi ham eng kuchli bo'ladi. Yozda esa bu kengliklar orasidagi bosimlar farqi kamayadi, natijada shamol tezligi minimal qiymatigacha ozayadi.

Shamolning bunday yillik o'zgarishi kontinentlarning g'arbiy chekkalarida kuzatiladi. Ammo materiklar ichkarisida, masalan, Sibirda qishda shamol tezligi eng kam, yozda esa shamol tezligi eng katta bo'ladi. Chunki materiklar ichkarisida qishda antisiklonlar rivojlanadi, ularda esa kuchsiz shamollar esadi.

10.9. Atmosferaning umumiy sirkulyatsiyasi

Yer shari ustida juda katta havo massalarini bir joylardan boshqa joylarga ko'chiradigan barcha havo oqimlarining majmuasini atmosferaning umumiy sirkulyatsiyasi deyiladi.

Atmosferada juda katta havo massalarini Yer sharining biror kengliklari va sohalaridan, boshqa kengliklari va sohalariga olib ketadigan, har doim o'zgarib turadigan havo oqimlarining murakkab tizimlari mavjud. Turlicha xususiyatli va o'lchamli havo oqimlari Yer sharining turli kengliklaridagi qismlari-okeanlar, dengizlar, o'rmonlar, cho'llar, sahrolar, adirlar, ekin maydonlarining va ular ustidagi havoning bir xil isimasligidan paydo bo'ladi. Ularni, havo haroratlarining turlichaligi sababli vujudga kelgan bosim gradiyentlari ta'sirida ushlab turiladi.

Asosiy havo oqimlariga quyidagilar kiradi:

1. Yuqori troposfera va quyi stratosfera oralig'ida 50-100 m/s va undan ortiq tezliklarda esadigan tez havo oqimlari.

2. Turli geografik kengliklar orasida havo almashinishini ta'minlaydigan siklon va antisiklonlardagi havo oqimlari.

3. Passatlar-har ikkala yarimsharda $25-30^{\circ}$ kengliklar bilan ekvator orasidagi troposferada subtropik antisiklonlarning ekvatorga qaragan chekkasida erkin atmosferada ekvatorga tomon sharqiy yo'nalishda esadigan havo oqimlaridir.

Yer sirtida ishqalanish kuchi ta'sir qilgani uchun passatlar shimoliy yarim sharda shimoli-sharqiy yo'nalishda, janubiy yarimsharda esa janubi-sharqiy yo'nalishda esadi.

Yer sirtida passatlarning o'rtacha tezligi 5-6 m/s atrofida bo'ladi, ular yil davomida yo'nalishini o'zgartirmaydi.

Qayd qilamizki, yer sirtida passatlarning aytilgan yo'nalishlari subtropik siklonlarning shimoliy yarimsharda janubiy chekkasiga, janubiy yarim sharda esa shimoliy chekkasiga tegishlidir. Antisiklonlarning sharqiy va g'arbiy chekkalarida passatlar boshqa yo'nalishlarda harakatlanadi. Passatlarning vertikal qalinligi 2-4 km bo'lib, ekvatorga tomon ortib boradi. Ular ayniqsa, okeanlar ustida yaxshi ifodalangan.

4. Mussonlar-troposferaning quyi qatlamida, Yer sirtining ancha katta qismi ustida yo'nalishini yil davomida ikki marta qarama-qarshi tomonga yoki shunga yaqin tomonga o'zgartiradigan havo oqimlaridir.

Mussonlar deb ba'zi bir katta hududlar ustida kuzatiladigan va asosiy yo'nalishi qishdan yozga va yozdan qishga o'tishda qarama-qarshi tomonga o'zgaradigan barqaror havo oqimlariga aytiladi.

Mussonlar ikki xil-tropik kengliklardagi mussonlar va tropik kengliklardan tashqaridagi mussonlarga ajratiladi.

Mussonlar, okeanlar bilan materiklar chegarasida ancha vaqt harorat farqi mavjud bo'lgan hamma joylarda paydo bo'ladi. Mussonlar yozda yoki yozgi musson okeandan quruqlikka, qishda yoki qishki mussonlar quruqlikdan okeanga esadi.

Mussonlar paydo bo'lishining asosiy sababi yil davomida okean va quruqlikning isish va sovishining har xil bo'lishidir. Yoz vaqtida quruqlik okeandan ko'proq isiydi. Natijada uning ustidagi havo ham okean ustidagi havodan ko'proq isiydi va quruqlik ustida past bosimli soha, okean ustida esa yuqori bosimli soha vujudga keladi. Buning oqibatida yozda havo massalari okean ustidan quruqlik ustiga tomon harakatlanadi.

Qishda quruqlik okeandan ko'proq soviydi, okean esa yozda yutgan issiqligi hisobiga ancha iliq bo'ladi. Natijada qishda quruqlik ustida yuqori bosimli soha, dengiz ustida esa past bosimli soha vujudga keladi va quruqlikdagi ancha sovuq va ancha zich havo massalari okean ustiga esadi. Mussonlar Yer aylanishining og'diruvchi kuchi ta'sirida shimoliy yarim sharda barik gradiyent yo'nalishidan o'ngga, janubiy yarimsharda esa barik gradiyent yo'nalishidan chapga og'adi.

Mussonlar tropik kengliklarda va tropiklardan tashqaridagi kengliklarda ham mavjud. Tropik zonada tropik mussonlar vujudga keladi. Tropik mussonlar ekvatorial Afrikada, Indoneziyada, Janubiy Osiyoda, Shimoliy Avstraliyada yaxshi rivojlangan. Ular, ayniqsa Osiyo janubida, Hind okeanining shimoliy qismida va Arab dengizida yaqqol namoyon bo'ladi. Bu yerlarda qishda shimoli-sharqiy materik mussoni, yozda janubi-g'arbiy okean mussoni esadi.

Mussonlar Osiyo sharqida ham yaqqol ifodalangan. Qishda Tinch okeanning shimoliy qismida kam bosimli soha, quruqlikda esa yuqori bosimli soha tashkil topadi. Natijada qishki musson quruqlikdan okeanga ko'chadi. Yozda quruqlikda kam bosimli soha o'rnashadi. Shuning uchun dengizdan quruqlikka yozgi musson oqimlari ko'chadi.

Rossiyada tropiklardan tashqaridagi mussonlar Uzoq Sharqda: Vladivostokda, Saxalinda, Oxota dengizi qirg'og'ida, Kamchatkada kuzatiladi. Kavkazning Qora dengiz sohillarida, Kaspiy dengizi va Shimoliy Muz okeanining sohillarida kuchsiz mussonlar esadi.

Tez havo oqimlari ekvatorial kengliklardan boshqa hamma joylar ustida g'arbdan sharqqa qarab esadi.

G'arbiy shamollarning afzal kuzatilishiga sabab, troposferada havo haroratining ekvatoridan qutbga tomon pasayib borishidadir. Dinamik meteorologiya qonunlariga asosan atmosferaning yuqori qatlamlarida biror sath (balandlik) dan boshlab atmosfera bosimi havo harorati pasayib borayotgan yo'nalish bo'ylab kamaya boradi.

Boshqacha aytganda, yuqori haroratli sohada, ya'ni ekvator ustida bosim eng yuqori, qutb ustida esa eng past bo'ladi (bu fikrlar ishqalanish qatlamidan yuqoridagi atmosfera qatlamlariga tegishli).

Troposferaning katta qismida gorizontal bosim gradiyent ekvatoridan qutbga tomon yo'nalgan. Ammo havo bosim gradiyenti bo'ylab ko'chmaydi, chunki havoning bosim gradiyenti bo'yicha harakatiga Yerning og'diruvchi Koriolis kuchi ta'sir qiladi.

Havoning harakati o'z o'qi atrofida aylanadigan Yer sirtida ro'y bergani uchun bosim gradiyent kuchi, Yer ning og'diruvchi kuchi bilan muvozanatlashadi va bu sharoitda havoning ko'chishi g'arbdan sharqqa yo'nalgan bo'ladi. Qish vaqtida stratosferada bosim va shamolning xuddi shunday taqsimoti saqlanadi. Ammo yozda stratosferada harorat taqsimoti troposferadagiga qarama-qarshi bo'ladi.

Yozda stratosferada harorat gradiyenti qutbdan ekvatorga tomon yo'nalgan bo'ladi. Bu esa 20 km balandlikdan yuqorida bosim gradiyentining qutbdan ekvatorga yo'nalishiga olib keladi. Shuning uchun 20 km balandlikdan yuqorida havoning g'arbiy yo'nalishdagi ko'chishi o'rniga sharqiy yo'nalishdagi ko'chish o'rnatiladi (10.10- a, rasm,).

Shu vaqtgacha troposferaning yuqori qismlari va stratosferadagi shamollarning yo'nalishiga to'xtaldik. Endi atmosferaning quyi qatlamlari va yer yuzasidagi shamollarning yo'nalishini qaraymiz. Atmosferaning quyi qatlamlarida, jumladan Yer yuzasida siklonlar va

antisiklonlarning ko'chishi va Yer yuzasining bir jinsli emasligi natijasida atmosfera bosimining taqsimlanishi ancha murakkablashadi. Bunda ekvator (0° kenglik)da past bosim, subtropik kengliklar ($30-35^\circ$) da yuqori bosim, subqutbiy kengliklar ($60-65^\circ$) da yana past bosim, qutbiy kengliklarda yuqori bosim kuzatiladi.

Mo'tadil kengliklarda atmosferaning quyi qatlamida gorizontaal bosim gradiyent subtropiklardan qutb doirasi tomon yo'nalgan. Shuning uchun bu qatlamda shamol bosim gradiyentidan o'rtacha $60-70^\circ$ ga chetlashib, shimoliy yarim sharda havoning janubi-g'arbiy yo'nalishda ko'chishi, janubiy yarimsharda esa havoning janubi-sharqiy ko'chishi ustunlik qiladi (10.10- b, rasm).

Shunday qilib, atmosfera umumiy sirkulyatsiyasining asosiy tarkibiy qismlariga: g'arbiy-sharqiy va sharqiy-g'arbiy shamollar, o'rtacha kengliklardagi siklon va antisiklonlar harakatlari, tez havo oqimlari, qutbiy sirkulyatsiyalar, passatlar va mussonlar kiradi. Biz yuqorida atmosfera umumiy sirkulyatsiyasining ba'zi tashkil etuvchilarinigina qaradik.

10.10. Mahalliy shamollar

Mahalliy shamollar deganda aniq geografik hududlarga xos bo'lgan shamollarni tushuniladi. Ular paydo bo'lish sharoitiga qarab har xil bo'ladi:

1. Mahalliy shamollar atmosferaning umumiy sirkulyatsiyasiga bog'liq bo'lmasdan mahalliy termik (issiqlik) sirkulyatsiya natijasida paydo bo'lishi mumkin. Brizlar va tog'-vodiylar shamollari xuddi shunday mahalliy termik sirkulyatsiya natijasida paydo bo'ladi.

Brizlar dengiz yoki katta ko'llar suvi bilan qirg'oqning bir xil isimasligi yoki sovimasligidan kelib chiqadi. Tog'-vodiylar shamolining paydo bo'lishi ham xuddi shunday xususiyatga ega.

2. Mahalliy shamollar atmosfera umumiy sirkulyatsiyasi oqimining joy orografiyasi yoki topografiyasi ta'sirida o'zgarishdan iborat bo'lishi mumkin. Bunday turdagi mahalliy shamollarga **fyon** va **bora** shamollari kiradi. **Fyon** deb tog' yonbag'ri bo'ylab tog'dan pastga-vodiy tomon esadigan issiq va quruq shamolga aytiladi.

Bora deb unchalik baland bo'lmagan tog' cho'qqilaridan iliq dengizga tomon o'qtin-o'qtin esadigan, kuchli sovuq shamolga aytiladi. Bora shamoli dengiz bilan chegaradosh tog' tizmalaridan dengiz tomon esadi va qish kunlari dengiz ustiga ancha sovuq havoni keltiradi.

3. Mahalliy shamollarga ba'zi hududlarda atmosfera umumiy sirkulyatsiyasi oqimidan iborat kuchli va alohida xususiyatli shamollar ham kiradi. Bunday mahalliy shamollar ko'pincha shu joy nomi bilan ataladi. Masalan, O'zbekistonda Bekobod (Ursatyev), Afg'on shamollari shu guruhga kiradi. Tog'lardagi muzliklardan pastga esuvchi **muzlik** shamoli ham mahalliy shamol hisoblanadi.

Brizlar. Briz deb dengiz va katta ko'llar sohillarida ko'p kuzatiladigan, sutka davomida yo'nalishi ikki marta o'zgaradigan mahalliy shamolga aytiladi. Briz suv havzasi va qirg'oq orasida vujudga keladi.

Kunduzi **dengiz brizlari** dengizdan qirg'oq tomonga, kechasi esa **qirg'oq brizlari** qirg'oqdan dengiz tomonga esadi.

Qirg'oq brizining dengiz briziga almashinuvi tushki paytgacha, dengiz brizining qirg'oq briziga aylanishi kechasi ro'y beradi. Briz shamollarining tezligi 3-5 m/s atrofida, tropik kengliklardagi briz shamolining tezligi esa ancha kuchli bo'ladi. Brizlar havo ochiq kunlarida va havoning umumiy ko'chishi kuchsiz bo'lganda yaqqol namoyon bo'ladi. Yaxshi rivojlangan brizlarni yilning iliq davrida, ya'ni apreldan sentabrgacha o'rta kengliklarda joylashgan Qora, Azov va Kaspiy dengizlari qirg'oqlarida kuzatiladi. Kuchsiz brizlarni Chorvoq suv ombori qirg'oqlarida ham kuzatish mumkin. Dengizning sahro

qirg'oqlarida brizlar ayniqsa kuchli bo'ladi. Kuchsiz mahalliy sirkulyatsiyalarni hattoki dala bilan o'rmon chegarasida ham kuzatish mumkin.

Briz shamolining paydo bo'lishiga sabab, dengiz va quruqlik ustidagi havolar haroratining bir xil emasligidadir. Kunduzi va kechasi dengiz va quruqlik ustlaridagi havo haroratlarining farqi natijasida yopiq termik sirkulyatsiya vujudga keladi.

Kunduzi quruqlik dengizga qaraganda ko'proq isiydi, quruqlik sirtining harorati, dengiz sirtining haroratidan yuqori bo'ladi. Shuning uchun quruqlik ustidagi izobarik sirtlar, dengiz ustidagi izobarik sirtlarga nisbatan bir oz ko'tariladi. Quruqlik ustida qandaydir balandlikda dengizga tomon yo'nalgan gorizontal barik gradiyent vujudga keladi va quruqlik ustidagi isigan havo shu gradiyent bo'yicha dengizga qarab harakatlanadi (10.11- a rasm). Bunda harakat izobaralar bo'yicha emas, balki uni kesib o'tadi, ya'ni qirg'oq chizig'iga parallel bo'lmaydi.

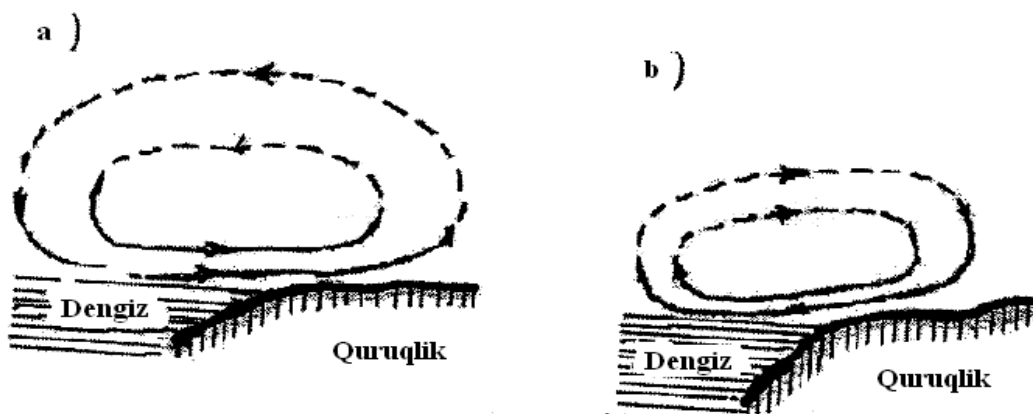
Boshqacha aytganda qirg'oqdan dengiz ustiga kirgan havo sovib, nisbiy namligi ortib pastga tomon yo'nalgan havo oqimini vujudga keltiradi. Dengiz sirtining yaqinida esa qirg'oq tomon yo'nalgan barik gradiyent vujudga kelib, dengiz brizi shu gradiyent ta'sirida qirg'oq tomon harakatlanadi. Haroratlar farqi qirg'oq yaqinida eng katta bo'lganidan bunday shamolning tezligi ham qirg'oq yaqinidagi yerlar ustida eng katta bo'ladi.

Bu ikki yo'nalishdagi havo oqimlarini quruqlik ustida havoning ko'tarilma oqimi, dengiz ustida esa havoning pastga tik yo'nalgan oqimi o'zaro birlashtiradi. Demak, bu holda ham yopiq termik sirkulyatsiya vujudga keladi. Kechasi mazkur hodisa kunduzgiga teskari yo'nalishda o'tadi. Kechasi quruqlik tez soviydi, shuning uchun uning ustidagi havo ham ko'proq sovib ketadi. Dengiz havosi iliqroq bo'ladi. Natijada kunduzgiga qarama-qarshi yo'nalishda sirkulyatsiya vujudga keladi. Bunda Yerga yaqin havo qatlamida qirg'oqdan

dengizga, ancha yuqori qatlamlarda esa shamol dengizdan qirg'oqqa tomon esadi (10.11- b rasm).

Bu holda ham ikki yo'nalishdagi havo oqimlarini dengiz ustidagi havoning ko'tarilma harakati, quruqlik ustidagi havoning pasayma harakati o'zaro tutashtiradi.

Bu sirkulyatsiyaning pastki tarmog'i qirg'oq brizidan iborat ekanligini payqash oson. Brizlarning vertikal yo'nalishdagi qalinligi bir necha yuz metrdan, ba'zan 1-2 km.gacha yetadi. Dengiz brizlarida qarama-qarshi oqimlar qalinligi 1-2 km chamasida bo'lsa, qirg'oq brizlarida uning qalinligi 600-800 m dan oshmaydi. Dengiz brizlari odatda qirg'oq brizlaridan kuchliroq bo'ladi.



10.11-rasm. Dengiz (a) va qirg'oq (b) brizlari chizmasi

Dengiz brizlari 2-6 m/s tezlik bilan quruqlik ichkarisiga 40-50 km gacha, ba'zan 150-180 km gacha, qirg'oq brizlari 3-4 m/s tezlikda qirg'oqdan dengiz usti bo'ylab 8-10 km masofagacha kirib boradi.

Dengiz brizlari quruqlikning qirg'oq qismi ob-havo sharoitlariga birmuncha ta'sir ko'rsatadi. Ular dengizdan qirg'oqqa nam havo olib kelib, qirg'oq havosining haroratini pasaytiradi va nisbiy namligini orttiradi, bu ayniqsa, tropiklarda keskin ifodalangan. Masalan, Madrasda (Hindiston) dengiz brizi qirg'oqdagi havo haroratini 2-3°C ga pasaytiradi va nisbiy namligini 10-20 % ga orttiradi. Shuning uchun qirg'oq hududlarda yoz quruqlikning ichki qismiga nisbatan salqinroq bo'ladi.

Tog'-vodiy shamollari. Mahalliy shamollarga ikkinchi misol sifatida tog'-vodiy shamollarini bayon qilamiz.

Tog'-vodiy shamollari deb kechasi tog' yonbag'irlaridan vodiya (tog' shamoli), kunduzi tog' yonbag'irlari bo'ylab yuqoriga va vodiya tog' tomonga (vodiy shamoli) esadigan davriy shamollarga aytiladi.

Tog' shamollari juda murakkab bo'lgani uchun biz uning vujudga kelishini umumiy tarzda qaraymiz. Tog'-vodiy shamollari tog' va vodiylarning va ular ustidagi havoning har xil isishi va sovishi natijasida paydo bo'ladi. Tog'-vodiy sirkulyatsiyasini yonbag'ir shamollari va tog'-vodiy shamollari deb ikki guruhga ajratiladi.

Yonbag'ir shamollari. Kunduzi tog' yonbag'iri bo'ylab yuqoriga, kechasi esa tog' yonbag'iri bo'ylab pastga tog' etagi tomon esadi.

Yonbag'ir shamolining paydo bo'lishini quyidagicha tushuntirish mumkin. Kunduzi tog' yonbag'iri yaqinidagi, masalan, A nuqtadagi havo, xuddi shu balandlikdagi, biroq yonbag'irdan uzoqroqda joylashgan B nuqtadagi havodan kuchliroq isiydi. Yonbag'ir ustidagi yengillashgan iliq havo yonbag'ir bo'ylab yuqoriga ko'tariladi va vodiya havoni o'ziga tortadi, uning o'rniga vodiy ustida joylashgan qatlamlardan havo pastga tushadi (10.12- a rasm). Kechasi yonbag'ir yaqinidagi (masalan, A nuqtadagi) havo, erkin atmosferaning xuddi shu balandlikdagi (B nuqtadagi) havoga nisbatan kuchliroq soviydi. Sovuq havo oqimi yonbag'ir bo'ylab pastga tushadi, uning o'rnini vodiy ustidagi erkin atmosferaning xuddi shunga teng balandliklaridan oqib tushgan iliq havo to'ldiradi. Natijada, 10.12- b rasmdagi kabi yo'nalishda termik sirkulyatsiya vujudga keladi. Yonbag'ir shamollarining vertikal yo'nalishdagi quvvati unchalik katta emas va gorizontaal yo'nalishda ham unchalik katta masofaga cho'zilmaydi.

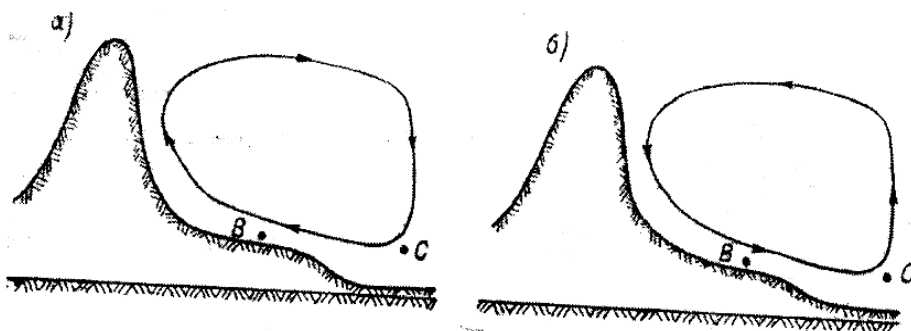
Endi tog' etagidan boshlangan vodiya ikkinchi tomoni tekislikdan iborat holni qaraylik. Kunduzi vodiya havo (B nuqtadagi), tekislik ustidagi xuddi shu balandlikdagi (C nuqtadagi) havodan ko'proq isiydi. Chunki tekislikka isigan yonbag'irlar issiqlik ta'siri ko'rsatmaydi (10.13- a rasm). Kechasi esa vodiy yonbag'irlar ta'sirida ko'proq soviydi.



10.12-rasm. Yonbag'ir shamollari

Natijada vodiylar ustida yuqori bosim, tekislik ustida past bosim o'rnatiladi. Shuning uchun kechasi tog' yonbag'irlari bo'ylab pastga vodiylarga va vodiylardan tekislikka shamol esadi (10.13- b rasm). Kunduzi esa shamol vodiylardan tog' yonbag'irlari tomon esadi (10.13- a rasm).

Tog' – vodiylar shamollarining vertikal quvvati bir necha o'n metrdan toki bir necha yuz metrgacha yetadi va u yonbag'irlarning qiyaligiga bog'liq. Yonbag'irlarning qiyaligi qanchalik oz bo'lsa, shamollarining vertikal quvvati shunchalik katta bo'ladi. Bundan tashqari, tog'-vodiylar shamollarining kuchi vodiylarning kengligiga, cho'zilganligiga va dunyoning qaysi tomoniga qaraganligiga bog'liq. Vodiylar qanchalik keng bo'lsa, tog' shamolining vertikal quvvati shuncha oz bo'ladi.



Tog'-vodiylar shamollari.

10.13- a rasm

10.13- b rasm

O'zbekiston hududida Chirchiq va Ohangaron vodiylarida tog'-vodiylar shamollari eng ko'p kuzatiladi. Ikkalasida ham kunduzi vodiylardan tog' tomonga esadigan janubi-g'arbiy vodiylar shamoli, kechasi tog'dan vodiylarga esadigan shimoli-sharqiy tog' shamoli kuzatiladi. Umuman, tog' shamoli kuchliroq, ko'proq esadi.

O'zbekiston hududlarida tog'-vodiy shamollari keng tarqalgan, unga ko'plab misollar keltirish mumkin. Bahor davrida kechalari esadigan tog' shamoli vodiydagi havo haroratini gullayotgan bog'lardagi o'simliklarga xavfli darajada pasaytirib yuborishi mumkin.

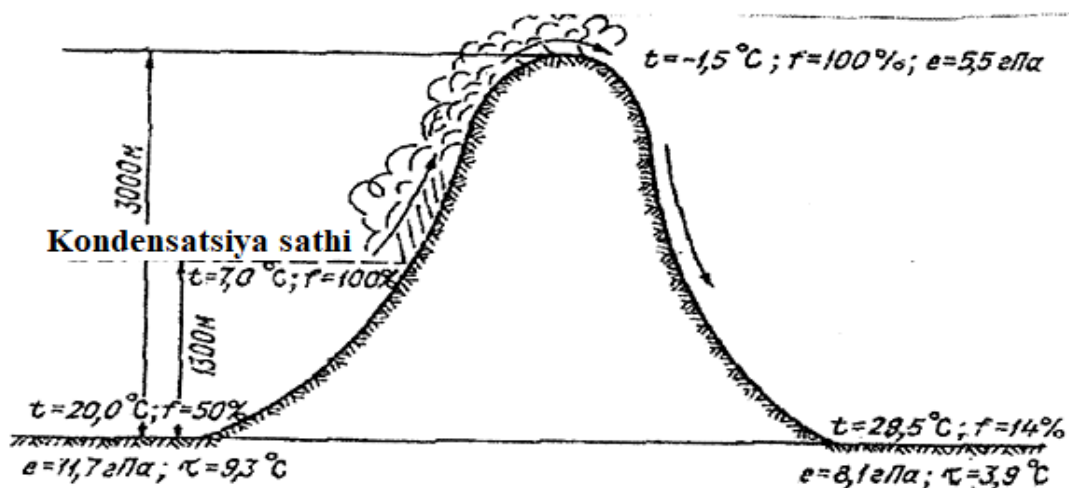
Muzlik shamoli. Muzlik shamoli tog'lardagi muzliklardan pastga esadigan shamollardir. Bu shamol sutkalik o'zgarish davriyligiga ega emas. Muzlik shamoli muz sirtiga tegib turgan (va juda ham yaqin bo'lgan) havoning sovishidan paydo bo'ladi va bir necha sutkalar davomida atrofdagi yonbag'irlar ustidagi havodan sovuq holda qoladi. Muz ustida harorat inversiyasi mavjud. Kunduzi muz ustidagi havo harorati bilan erkin atmosfera harorati orasidagi farq eng katta bo'ladi, shuning uchun ham muzlik shamoli kunduzi kuchli bo'ladi. Kechqurun muzlik shamoli so'nadi, ammo tog' shamoli qaytadan esadi. Kavkaz tog'larining muzliklari ustidagi bu shamolning eng katta tezligi 7 m/s gacha yetadi, odatda 3-7 m/s orasidagi tezliklarga ega bo'ladi.

10.11. Fyon va bora shamollari

Fyon. Mahalliy shamollar faqat termik sirkulyatsiya natijasida emas, balki materiklar relyefi, ayniqsa, mikrorelyef-tog'larning havo oqimlariga ta'siri tufayli ham paydo bo'ladi. Tog'larda atmosfera sirkulyatsiyasi o'zgarganda hosil bo'ladigan va eng ko'p tarqalgan shamollar fyon va bora nomi bilan atalgan.

Fyon deb tog'lardan vodiya tomon vaqti-vaqti bilan esadigan, ancha kuchli va o'qtin-o'qtin kuchayadigan, iliq, ba'zan issiq va quruq shamolga aytiladi. Fyonning davomiyligi bir necha soatdan bir necha (ko'pincha 5 kun yoki undan ham ko'p) kungacha yetishi mumkin. Eng tipik fyon shamoli atmosfera umumiy sirkulyatsiyasidagi havo oqimlari tog' tizmasini oshib o'tishda hosil bo'ladi. Aniqroq qilib aytganda fyon shamoli havo oqimlarining, shu havo oqimlariga ko'ndalang joylashgan tog' tizmasidan oshib o'tishida paydo bo'ladi.

Tog' tizmasining shamolga o'ng (shamolga qaragan) yonbag'rida havoning ko'tarilma harakati, shamolga ters (shamolga qarama-qarshi) yonbag'rida esa havoning pastga harakatida fyon shamoli yuzaga chiqadi. Fyon shamoli tog' tizmasining shamolga o'ng tomondagi vodiya yuqori bosim, shamolga ters tomondagi vodiya past bosim o'rnatilgan hollardagina paydo bo'ladi va yuqori bosimli



10.14-rasm. Fyon shamolining hosil bo'lish sxemasi

tomondan tog' tizmasi ustidan oshib o'tib, past bosimli tomonga ko'chadi.

Havo oqimi tog' tizmasining shamolga ters yonbag'ridan pastga tushayotganida adiabatik isiydi, uning tarkibidagi suv bug'i to'yinish holatidan uzoqlashadi va shamolga ters tomondagi vodiya, uni avval egallab turgan havodan yuqori haroratda va past nisbiy namlikda yetib keladi. Havo tizmadan oshib o'tib yonbag'ir bo'ylab pastga tushgan sari isib, uning tarkibidagi suv tomchilari bug'lanib ketib, pastga tushayotgan havo tobora quruq havoga aylana boradi.

Havo qanchalik katta balandlikdan pastga tushsa, fyonning harorati shunchalik yuqori bo'ladi.

Fyon shamolining hosil bo'lishini tushunish uchun I. I. Guralnik, G. P. Dubinskiy, S.V. Mamikonovalarning "Meteorologiya" kitobida keltirilgan ushbu misolni tahlil qilamiz.

Harorati $t=20^{\circ}\text{C}$ va nisbiy namligi $f=50\%$, suv bug'ining parsial bosimi $e=11,7\text{ gPa}$, shudring nuqtasi $t_d=9,3^{\circ}\text{C}$ bo'lgan havo o'z yo'lida balandligi 3000 m bo'lgan tog' tizmasi bilan to'qnashgan va shamolga o'ng yonbag'ir bo'ylab yuqoriga ko'tarilayotgan bo'lsin (10.14-rasm).

Bu misolda kondensatsiya sathi (balandligi) $h=122$ ($20-9,3$)=1300 m gacha havo o'z holatini quruq adiabatik ravishda o'zgartiradi va yuqoriga ko'tarilayotgani uchun 13°C ga (ya'ni, har 100 m da 1°C ga) soviydi. Demak, tog' etagidan 1300 m balandlikda havo harorati $t = 7^{\circ}\text{C}$ ga va nisbiy namligi $f=100\%$, ga teng bo'lib qoladi.

Kondensatsiya balandligidan yuqorida havo nam adiabatik qonunga asosan taxminan $0,5\text{ }^{\circ}/100\text{ m}$ bo'yicha soviydi va tog' tizmasining tepasiga yetganida harorati $t = -1,5^{\circ}\text{C}$ ga teng bo'lib qoladi. Kondensatsiya sathidan boshlab yuqoriga ko'tarilayotgan havo tarkibidagi suv bug'i kondensatsiyalasha boshlaydi va bulutlar paydo bo'ladi. Bulutlardan esa yomg'ir yoki qor yog'adi. Ko'tarilayotgan havoda suv bug'ining parsial bosimi kamayadi va 3000 metr balandlikda $t= -1,5^{\circ}\text{C}$ haroratda va $f=100\%$ nisbiy namlikda $e=5,5\text{ gPa}$ ga teng bo'lib qoladi.

Havo tog' tizmasining shamolga ters tomoni bo'ylab pastga tushishida quruq adiabatik qonunga ko'ra isiydi. O'zining dastlabki sathiga pasayganda uning harorati $t= -1,50+30,0 = 28,5^{\circ}\text{C}$ ga teng bo'ladi. Shudring nuqtasi

$$t_d = -1,5 + \frac{0,18}{100} \cdot 3000 = 3,9^{\circ}\text{C} \text{ gacha ortadi.}$$

Bunda havoning nisbiy namligi $f=21\%$ va suv bug'ining parsial bosimi $8,1\text{ gPa}$ ga teng bo'ladi (bu hisoblarda osonlik uchun bosimning balandlik bo'ylab o'zgarishi e'tiborga olinmagan).

Demak, tizmadan o'tib, avvalgi sathiga tushgan havo harorati $8,5^{\circ}\text{C}$ ga ortgan, nisbiy namligi esa dastlabki qiymatiga nisbatan 36% ga kamaygan. Bayon qilingan fyonga nisbatan antisiklon fyoni ko'p kuzatiladi. Bunday fyon tog'li o'lka ustida antisiklon turganda paydo

bo'ladi. Bu holda erkin atmosferada pastga tushayotgan havo tog' tizmasining ikkala yonbag'ri bo'ylab oqadi. Erkin atmosferada havoning pastga tushishi, barcha antisiklonlarda fyon haroratini beradi. Havoning bunday pastga tushishi faqat tog'lardagina shamol tarzida yuzaga chiqadi. Ko'ramizki, bunda havoning tizmadan oshib o'tishi yo'q bo'lib, antisiklonda pastga tushayotgan havo ikkala yonbag'ir bo'ylab oqib, ikkala yonbag'irda ham fyon shamolini vujudga keltiradi. Bunda fyon tezligi katta bo'lmaydi. Fyonning tezligi juda kam qiymatlardan 15-20 m/s gacha yetadi, ba'zan 30-40 m/s tezlikli fyonlar ham ro'y bergan. Fyon yil davomida, ayniqsa qish va bahorda tez—tez kuzatiladi.

Bahorda davomli va jadal fyonlar tog'larda qorning erishini tezlashtirib, tog' daryolarining suv bilan to'lish sathini ko'taradi. Qish paytidagi kuchli fyonlar tog'larda qor ko'chkisini keltirib chiqaradi. Yozda fyon o'zining yuqori harorati va kam nisbiy namliklari bilan o'simlikka zararli ta'sir qiladi, yozda uzoq davom etgan fyonlar qurg'oqchilikni keltirib chiqarishi mumkin.

Qish va bahorda esadigan fyon shamoli O'zbekistonning hamma tog' oldi hududlarida uchraydi. Qishda Chirchiq vodiysida fyon esganda havo tez isib, harorat 20-24°gacha ko'tariladi, nisbiy namlik esa 15-30 % gacha kamayib ketadi. Xalqimiz yozda esadigan kuchli, issiq, quruq shamolni ***garmsel*** deb ataydi. Garmselni yozgi fyon desak ham bo'ladi.

Bora. Bora-ko'pincha yilning sovuq davrida past tog' tizmalaridan oshib o'tib, iliq dengiz tomon o'qtin-o'qtin esadigan kuchli, sovuq shamol. Bora shamoli dengiz bilan chegaradosh tog'larda kuzatiladi. Bu turdagi shamol ko'pincha qish davrida sovuq kontinent ustida yuqori bosim, iliq suv havzasi ustida past bosim o'rnatilganda vujudga keladi. Atmosfera bosimining bunday taqsimlanishida sovuq havo dengiz tomon harakatlana boshlaydi. Agar uning yo'lida tog' tizmasi uchrasa, uni eng kam balandlikdan

oshib o'tishga intiladi, shuning uchun u ko'pincha dovonlardan o'tadi. Bunda havo oqimi ancha toraygani uchun tezligi ortadi.

Demak, bora shamolining rivojlanishi uchun asosiy shart yetarlicha iliq dengiz ustidagi havo harorati bilan kontinent ustidagi sovigan havo haroratlarining farqi katta bo'lishligi va havo oqimiga ko'ndalang joylashgan unchalik baland bo'lmagan tog' tizmasining bor bo'lishligidir.

Qora dengizning shimoli-sharqiy qirg'og'ida joylashgan Novorossiysk shahri hududida bora shamolining rivojlanishi uchun qulay sharoit mavjud. Shahar shimoli-g'arbiy tomondan janubi-sharqiy tomonga cho'zilgan Varada tog' tizmasi va dengiz orasida joylashgan. Sovuq front tog' tizmasiga Shimoli-Sharqiy tomondan kelgan hollardagina bu shaharda bora rivojlanadi. Bunda sovuq havo tizmani katta tezlik bilan oshib o'tib og'irlik kuchining ta'sirida yonbag'ir bo'ylab pastga tushishida tezligi yana ortadi. Masalan, yanvar oyida Novorossiysk shahrida boraning o'rtacha tezligi 20 m/s dan ortiq bo'ladi. Bu shaharda bora ko'pincha 40 m/s, ba'zi hollarda 60 m/s tezlikka ega bo'ladi. Suv yuziga katta tezlik bilan urilgan shamol kuchli to'lqinlanishini yuzaga chiqaradi. Bunda bora boshlanguncha iliq dengiz ustidagi yetarlicha yuqori bo'lgan harorat bora boshlangandan keyin keskin pasayadi.

Bora shamoli aloqa va elektr uzatish simlarini uzadi. Uylarning tomini ko'chiradi, kuchli bora shamollari hattoki avtomobillarni ag'darib tashlaydi. Shu tarzda har xil vayronagarchiliklarga sabab bo'ladi. Bora dengiz ustida shahardan bir necha km masofada so'nadi.

Novorossiyskda yiliga o'rtacha 46 kun bora shamoli esadi, borali kunlarning asosiy qismi noyabr-mart oylariga to'g'ri keladi.

Bora shamoli har gal 1-3 sutkadan bir haftagacha esadi. Boraga o'xshash shamollarni Apsheron yarimorolida **nord**, Baykalda **sarma**, Rona vodiysida **mistral** deb yuritiladi. Novaya Zemlyada ham kuchli

bora shamoli kuzatiladi. Bora tog' tizmasidan pastga tushishida juda kam isiydi, chunki tizma balandligi yuqori emas. Undan tashqari uning boshlang'ich harorati juda past bo'lgani uchun pastga tushguncha isishi deyarli sezilmaydi.

10.12. Shamol tezligi va yo'nalishini o'lchash usullari

Shamol tezligini o'lchash uchun ishlatiladigan asbobni **anemometr**, shamol tezligini o'lchash va yo'nalishini aniqlash uchun **anemorumbometr** ishlatiladi. Katta tezliklardagi shamol tezligini o'lchash va yo'nalishini aniqlash uchun **flyuger** qo'llaniladi. Biz yuqorida aytilgan asboblardan qo'l anemometri va flyugerning tuzilishi va ishlash tamoyillarini qaraymiz. Chunki ular meteorologik stansiyalarda shamol tezligini o'lchashda va yo'nalishini aniqlashda eng ko'p qo'llaniladi.

1. Qo'l anemometri-shamol tezligini qisqa vaqt oralig'i (odatda 10 min vaqt ichida) o'lchash uchun mo'ljallangan asbob bo'lib, u 1 m/s dan 20 m/s gacha bo'lgan shamollar tezligini o'lchash uchun ishlatiladi.

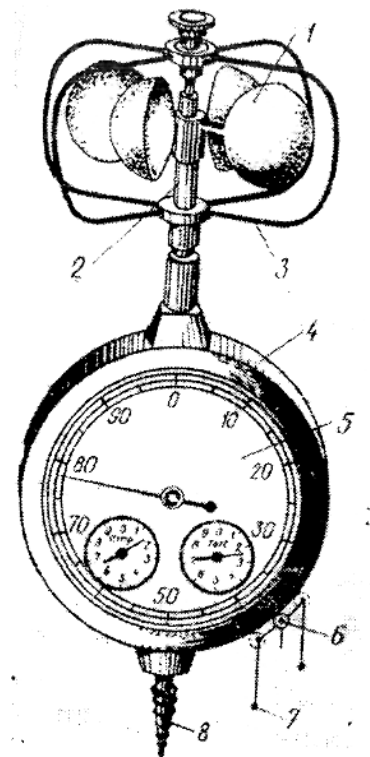
Qo'l anemometrining shamolni qabul qiluvchi qismi, oxirgi uchlariga qavariq tomonlari bir tomonga qaratilgan to'rtta bir xil yarim kovak sharlar (kosachalar) yoki boshqacha aytganda pirpirak o'rnatilgan metall krestovinadan iborat (10.15-rasm). Yarimsharlar o'qqa mahkamlangan bo'lib, uning pastki qismi "cheksiz" vint bilan tugaydi va u aylanishlar hisoblagichining tishli g'ildiragiga tegib turadi. Pirpirak aylanganda aylanishlar hisoblagichini hamda undagi uchta strelkani ham harakatga tushiradi.

Yarimsharlarni tashqi mexanik shikastlanishlardan saqlash uchun yoysimon shakldagi simlar bilan o'rab qo'yilgan.

Hisoblagich mexanizmi asbob korpusiga joylashtirilgan. Hisoblagich mexanizmining siferblati uchta shkalaga ega bo'lib,

ulardan mos ravishda minglik, yuzlik va o'nlik aylanishlar sonlarini hisob qilinadi.

Anemometr asosiy siferblati 0 dan 100 gacha bo'limlarga taqsimlangan. Qolgan ikkita strelkalar ko'rsatishi bo'yicha yuzlik va minglik aylanishlar sonini aniqlanadi. Ularning siferblatlariga "yuzlar" va "minglar" deb yozib qo'yilgan. Asbob korpusi o'ng yon tomonining pastki qismida harakatchan halqa ko'rinishidagi arretir bor.



10.15-rasm. Qo'l anemometri:

1-pirpirak, 2-o'q, 3-yoysimon simlar, 4-korpus, 5-siferblat, 6-arretir, 7-quloqcha, 8-vint.

Arretirni soat strelkasi yo'nalishiga qarshi (yuqoriga) surganda, u hisoblash mexanizmini chervyak uzatma orqali o'q bilan ulaydi. Arretirni soat strelkasi bo'yicha (pastga) surganda esa soat mexanizmi o'q bilan ulanmaydi va pirpirak bu holda salt ishlaydi. Arretirning ikki tomoniga ikkita halqacha – quloqchalar mahkamlangan. Biror uzunlikdagi ipni o'rtasidan arretirga bog'lab,

ikki uchini pastki va yuqorigi halqachalardan o'tkazilib tushirilib qo'yilgan.

Yer sirtidan biror balandlikda esayotgan shamol tezligini o'lchash uchun o'shancha uzunlikdagi metal trubani vertikal o'rnatib, uning tepasiga shamol esayotgan tomonga qaratib anemometr shkalasi mahkamlanadi, bunda siferblat tekisligi shamol yo'nalishiga perpendikulyar bo'lishi kerak.

Anemometr bilan shamol tezligini o'lchash usulining mohiyatini quyidagicha tushuntiramiz.

Shamolning krestovinadagi kosachalarning botiq sirtlariga bo'lgan bosim kuchlari, ularning qavariq sirtlariga bo'lgan bosim kuchlaridan ortiq. Natijada bosim kuchlarining farqi ta'sirida krestovina (demak, yarimsharlar-kosachalar) aylana boshlaydi (kosachalar aylanayotganda qavariq tomonlari oldinda bo'ladi).

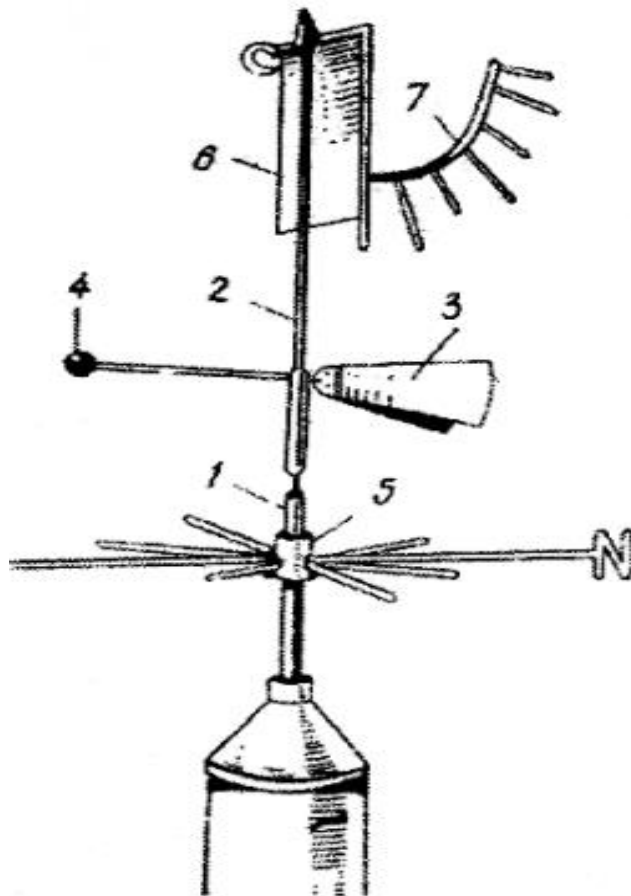
Kosachalar aylanishida ularning botiq sirti shamol bo'ylab siljiydi, shuning uchun krestovinaning aylanish tezligi oshgan sari botiq sirtga bo'lgan bosim kamaya boradi. Kosachalarning qavariq sirtlari shamolga qarshi yo'nalishda harakatlanganidan aylanish tezlashgan sari, ularga bo'lgan bosim kuchlari osha boradi. Krestovina biror aniq aylanish tezligiga erishgach, botiq va qavariq sirtlarga bo'lgan bosim kuchlari tenglashadi, shu paytdan boshlab krestovina shamolning o'lchanayotgan tezligiga mos tezlik bilan bir tekisda aylanadi.

O'lchashni boshlashda anemometr kerakli balandlikda shamolga qaratib o'rnatiladi. So'ngra arretirni soat strelkasi yo'nalishiga teskari yo'nalishda ko'tarib qo'yiladi va siferblatlardan uchala strelkaning ko'rsatishlari yozib qo'yiladi, sekundomer yurgiziladi. Bir oz vaqt (masalan 100 s) o'tgach, arretirni pastki vaziyatga o'tkaziladi va sekundomerni ishlashdan to'xtatiladi.

So'ngra strelkalarning keyingi ko'rsatishlarini hisob qilinadi va sekundomerdan hisoblagichning ishlash vaqti aniqlanadi. Keyingi

hisoblardan boshlang'ich hisoblarni ayirib, chiqqan natijani o'tgan vaqt oralig'iga taqsimlab, **1s** dagi aylanishlar sonini aniqlanadi.

2. Flyuger-meteorologik stansiyalarda shamol tezligi va yo'nalishini o'lchash uchun ishlatiladigan asbobdir. Uning tuzilishi quyidagicha: ustki tomoni vertikal uchlikdan iborat po'lat sterjen (yoki o'q) ga metall trubka kiydirilgan. Trubka sterjenning uchiga tayanadi va uning atrofida erkin aylana oladi. Trubkaning pastki qismida flyugerning strelkasi-**flyugerka** o'rnatilgan bo'lib, u shamol yo'nalishini aniqlashga xizmat qiladi. Flyugarka bir-biriga 22° burchak ostida biriktirilgan ikkita kurakchadan iborat. Flyugarka gorizonttal o'qining uchiga, uni muvozanatlab turuvchi posangi-metall shar mahkamlangan. Flyugarka vertikal o'q atrofida erkin aylanadi va uning posangisi har doim shamolga ro'para joylashadi (10.16-rasm).



10.16-rasm. Flyuger:

1-po'lat sterjen, 2-metall trubka, 3-kurakchalar, 4-posangi, 5-mufta, 6-flyuger taxtasi,
7-metall yoy.

Shamol yo'nalishini rumblarda aniqlash uchun qo'zg'almas asosiy sterjen (o'q) ga maxsus mufta yordamida ufqning turli tomonlariga qaratilgan 8 ta gorizontal metall chiviqlar mahkamlangan. Ularning orasidan shimolga qaratilganini **N** (yoki **S**) harfi bilan belgilangan. Shamol tezligini o'lchash uchun aylanuvchi trubkaning yuqorisiga ramka o'rnatilgan. Flyugarka aylanganda, u bilan birga ramka hamda ramkaga egilib osilib turgan shamol tezligini ko'rsatuvchi metall plastinka (doska yoki taxta) ham aylanadi. Taxta o'lchamlari 15X30 sm to'g'ri burchakli metall plastinkadan iborat bo'lib, og'irligi 200 g (yengil taxta) yoki 800 g (og'ir taxta) ga teng bo'ladi. Yengil taxtali flyuger yordamida 20 m/s gacha bo'lgan shamol tezligini, og'ir taxtali flyugerda esa 40 m/s gacha bo'lgan shamol tezligini o'lchash mumkin (10.16-rasm).

Shamol flyugarkaga ta'sir qilib, uni ikkala kurakchasiga bosim kuchlari tenglash-guncha buradi va taxtani shamolga perpendikulyar qilib qo'yadi. U holda posangi va flyugarka o'qi shamol esayotgan rumbni ko'rsatadi (10.16-rasm). Shamol ta'sirida taxta o'zining odatdagi vertikal holatidan og'adi. Shamol qanchalik kuchli essa taxta vertikal holatdan shunchalik ko'pga og'adi. Taxtaning og'ishini miqdor jihatdan aniqlashga 8 ta shtift (tayoqcha) lari bor metall yoy xizmat qiladi. o dan 7 gacha nomerlangan har qaysi shtiftga shamolning tayinli tezligi to'g'ri keladi. Qulaylik uchun juft nomerlar (0, 2, 4, 6) tayoqchalar uzunroq, toq nomerli tayoqchalar (1, 3, 5, 7) qisqa qilib olingan. Flyuger taxtasi og'ishining tayoqchalardagi vaziyatiga qarab shamol tezligi (m/s larda) jadval bo'yicha aniqlanadi.

Meteorologik stansiyalarda flyuger metall yoki yog'och machtaga yerdan 10-12 m balandlikka o'rnatiladi. Agar meteorologik stansiya yaqinida birorta bino bo'lsa, u holda flyugerni bu binoning balandligidan 10 marta oshiqroq masofada o'rnatish zarur. Agar boshqa binolar flyugerni shamoldan to'sib tursa, u holda uni o'sha

binolar tomidan 4 m balandroq qilib o'rnatiladi. Bundan tashqari o'lchashlarni boshlashda flyugerni shunday o'rnatish kerakki, unda **N** (yoki **S**) harfli tayoqcha geografik shimolga qaratilgan bo'lishi shart.

10-bob uchun savollar va masalalar

1. Shamol deb havoning qaysi yo'nalishdagi harakatiga aytiladi?
2. Shamolning paydo bo'lish sharti qanday?
3. Shamol yo'nalishini qanday aniqlanadi?
4. Shamollar yo'nalishini rumblarda qanday ko'rsatiladi?
5. Yer sirtida tinch turgan jismga og'diruvchi kuch ta'sir qiladimi?
6. Yer aylanishining og'diruvchi kuchi harakatdagi havo oqimiga qanday yo'nalishda ta'sir ko'rsatadi?
7. Ekvatorda shamolga og'diruvchi kuch ta'sir qiladimi? Qutbdachi?
8. Atmosferaning ishqalanish qatlamining ta'rifini ayting.
9. Ishqalanish balandligi deb nimaga aytiladi?
10. Gradiyent shamol deb qanday shamolga aytiladi?
11. Ishqalanish bo'lmaganda harakatdagi havoga qanday kuchlar ta'sir qiladi?
12. Geostrofik deb qanday shamolga aytiladi?
13. Geosiklostrofik deb qanday shamolga aytiladi?
14. Shimoliy yarimsharda antisiklonda va siklonda havo oqimlari qanday yo'nalishlarda harakat qiladi?
15. Atmosferaning umumiy sirkulyatsiyasi deb nimaga aytiladi?
16. Asosiy havo oqimlariga qanday oqimlar kiradi?
17. Passatlar deb qanday shamollarga aytiladi?
18. Mussonlar deb qanday shamollarga aytiladi? Mussonlarning paydo bo'lish sharoitlarini tushuntiring.
19. Mahalliy shamollar deb qanday shamollarga aytiladi?
20. Dengiz va qirg'oq brizlarining paydo bo'lish sabablarini tushuntiring.
21. Fyon shamoli qanday paydo bo'ladi?
22. Bora shamolini paydo bo'lish sabablari va sharoitlarini tushuntiring.

23. 40° geografik kenglikda tezligi 6 m/s havo oqimining Koriolis kuchi ta'sirida olgan tezlanishini aniqlang.

Javobi: $0,00056 \text{ m/s}^2$.

24. 50° va 90° (qutb) geografik kengliklarda tezligi 20 m/s havo oqimiga Koriolis kuchining bergan tezlanishlarini aniqlang.

Javobi: $0,0022 \text{ m/s}^2$; $0,0029 \text{ m/s}^2$.

25. Agar gorizontalar barik gradiyent 3 gPa/grad ga teng bo'lsa, barik gradiyent kuchining kattaligini aniqlang.

Javobi: $0,0014 \text{ m/s}^2$.

26. 72° geografik kenglikda gorizontalar barik gradiyent $3,9 \text{ gPa/grad}$ ga teng. Ikkala geografik kengliklarda geostrofik shamollarning tezliklari bir xil bo'lishi uchun 32° kenglikda gorizontalar barik gradiyent qanday bo'lishi kerak?

Javobi: $2,17 \text{ gPa/grad}$.

27. Shamol dengiz bilan ($\varphi=45^\circ$) ishqalanish koeffitsiyenti $0,00003 \text{ s}^{-1}$ bo'lganda gradiyent yo'nalishidan qanday burchakka og'adi?

Javobi: $73^\circ 46'$.

28. 50° kenglikda Atlantika okeani ustida shamol to'g'ri chiziqli izobaralar holida gradiyent yo'nalishidan og'ishi 75° ga teng bo'lgan. Ishqalanish koeffitsiyentini aniqlang.

Javobi: $0,00003 \text{ s}^{-1}$.

29. 50° kenglikda egrilik radiusi 300 km bo'lgan siklondagi geosiklostrofik shamol tezligini aniqlang. Bunda havo zichligini $0,00125 \text{ g/sm}^3$ va barik gradiyentni 2 gPa/111 km deb oling.

Javobi: 10 m/s .

30. 70° kenglikda egrilik radiusi 600 km bo'lgan siklondagi geosiklostrofik shamol tezligini aniqlang. Bunda havo zichligini $0,00125 \text{ g/sm}^3$ va barik gradiyentni 2 gPa/grad deb oling.

Javobi: $9,4 \text{ m/s}$.

XI-BOB. ATMOSFERADAGI OPTIK HODISALAR (ATMOSFERA OPTIKASI) UMUMIY MA'LUMOTLAR

11.1. Yorug'likning atmosferada tarqalishi

Mazkur o'quv qo'llanmaning 3-bobida atmosferadagi quyosh radiatsiyasi oqimlari turlarini, quyosh radiatsiyasining spektral tarkibini, to'g'ri va sochilgan quyosh radiatsiyalarning Yer sirtiga tushishi qonuniyatlarini, Yer sirtidan ketadigan radiatsiya oqimlari turlarini qaradik. Bu mavzularda asosiy e'tiborni quyosh radiatsiyasining Yer sirtiga beradigan energetik ta'sirini o'rganishga qaratdik. Masalan, turli geografik kengliklarda quyosh nurlariga tik qo'yilgan, gorizont va dunyoning turli tomonlariga qaragan og'ma sirtlarning vaqt birligida to'g'ri quyosh radiatsiyasidan oladigan issiqlik miqdorlarining ko'p yoki ozligini aniqladik. Turlicha og'ma sirtlarga tushadigan quyosh nurlanish oqimining issiqlikka aylanishini baholadik.

Ushbu 11-bobda atmosferada ro'y beradigan optik hodisalarni, ya'ni atmosferada tarqalayotgan yorug'lik nurlarining sochilishi, qaytishi, sinishi va yutilishida vujudga keladigan optik hodisalarni o'rganamiz.

Bu hodisalar quyosh spektrining ko'rinadigan qismiga tegishli to'liq uzunlikli nurlarning, boshqa osmon yoritkichlari nurlarining, shuningdek, Yer sirtining va yerdagi predmetlarning chiqargan yoki qaytargan nurlanishlarining atmosferadan o'tishida vujudga keladi.

Atmosfera xira, optik bir jinsli bo'lmagan muhitdan iborat. Atmosferadagi havo molekulalari, muallaq holatdagi qattiq va suyuq zarrachalar yorug'lik oqimini sochadi va yutadi. Ularning nur yutish va nur sochish xossalari spektrning har xil qismlarida bir xil emas. Bundan tashqari, yorug'lik oqimi atmosferada zichliklari turlicha bo'lgan havo qatlamlaridan o'tishida dastlabki yo'nalishidan chetlashadi, zichliklari turlicha qatlamlardan o'tishda, yorug'lik nurlarining sinishi ro'y beradi.

Bulutlardagi suv tomchilari va muz kristallarida yorug'lik nurlarining sinishi, qaytishi va difraksiyasi vujudga keladi. Atmosferadan yorug'likning o'tishida vujudga keladigan hodisalarni o'rganish – **atmosfera optikasining** mazmunini tashkil qiladi. Atmosferadagi optik hodisalarni, ularning hosil bo'lish sabablariga bog'liq ravishda quyidagi 4 ta guruhga ajratiladi:

1) yorug'likning atmosferada sochilishidan hosil bo'ladigan hodisalar: osmon rangi, kunduzgi yoritilganlik, g'ira-shira payt;

2) yorug'lik nurlarining atmosferada sinishi (refraksiyasi) dan hosil bo'ladigan hodisalar: saroblar, yulduzlar miltillashi, gorizontning torayishi va kengayishi;

3) yorug'lik nurlarining bulutlardagi suv tomchilarida va muz kristallarida sinishi va qaytishida hosil bo'ladigan hodisalar: kamalak, galo.

4) yorug'likning bulutlar va tumanlarda difraksiyasida vujudga keladigan hodisalar: shu'la - gardishlar.

Biz atmosfera optikasini o'rganishni asosiy fotometrik tushunchalar bilan tanishishdan boshlaymiz.

11.2. Asosiy fotometrik tushunchalar va kattaliklar

Ushbu mavzuda quyosh yorug'ligining **fotometrik** tavsiflarini o'rganamiz.

Optikaning yorug'lik manbalarining tavsiflarini, yorug'lik nurlanishi eltadigan energiyani va turli sirtlarning yoritilganligini o'rganadigan bo'limini fotometriya deb ataladi. Yoki optikaning yorug'lik energiyasini o'lchash usullarini o'rganuvchi bo'limini fotometriya deb ataladi.

Asosiy fotometrik kattaliklarga quyidagilar: yorug'lik oqimi, yorug'lik kuchi, yoritilganlik va ravshanliklar kiradi. Bu kattaliklardan eng muhimi **yorug'lik oqimidir**. Yorug'lik energiyasini sezish uchun ko'z muhim ahamiyatga ega. Bizni yorug'lik to'lqinlari olib o'tadigan

to'liq energiya emas, balki uning bevosita ko'zga ta'sir etadigan qismi qiziqtiradi.

Yorug'lik energiyasini ko'zga ta'siri bo'yicha baholash uchun yorug'lik oqimi tushunchasi qo'llaniladi. Biz turli to'lqin uzunlikli nurlardan tashkil topgan (monoxromatik emas) yorug'lik oqimini olaylik.

Biror yuzadan energiyasi **W** bo'lgan yorug'lik nurlanishi **t** vaqt davomida o'tsa, uning **quvvati W/t** ga teng bo'ladi.

Yorug'lik to'lqinlarining biror aniq yuzadan vaqt birligida olib o'tadigan energiya miqdori **yorug'lik oqimi** energiyasi deyiladi va uni quyidagicha ifodalanadi:

$$\Phi = \frac{W}{t} \quad (11.1.)$$

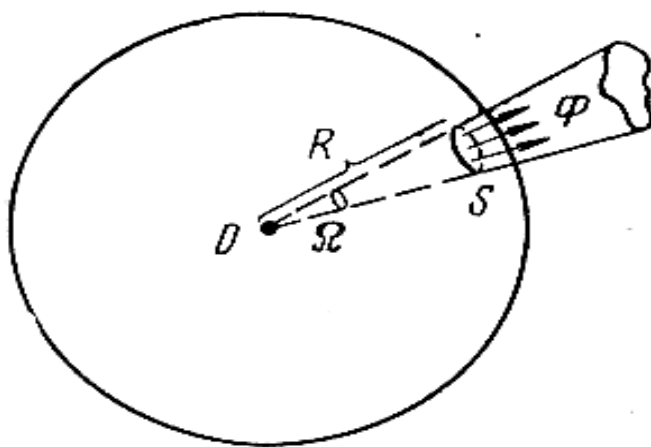
Umuman olganda, yorug'lik energiyasining ko'zning ko'rish hissiga ko'ra baholanadigan oqimini **yorug'lik oqimi** deyiladi. Barcha yo'nalishlardagi nurlanish quvvati bilan o'lchanadigan Φ kattalik yorug'lik manbayining to'liq oqimi deb yuritiladi.

Yorug'lik kuchi tushunchasi **nuqtaviy yorug'lik manbayi** haqidagi tasavvur yordamida kiritiladi.

Agar yorug'lik manbayining o'lchami, uni kuzatish joyigacha masofadan juda kichik bo'lib, manba barcha yo'nalishlarda bir xil yorug'lik tarqatayotgan bo'lsa, bunday manbani **nuqtaviy yorug'lik manbayi** deyish mumkin.

Masalan, Yerdan kuzatilayotganda yulduzlarni, bir necha o'nlab, yuzlab metr masofadan nurlanayotgan elektr cho'g'lanma lampochkalarni kuzatishda, ularni nuqtaviy yorug'lik manbai deb qarash mumkin.

O nuqtadagi nuqtaviy yorug'lik manbaining atrofida markazi shu nuqtada bo'lgan R radiusli shar olaylik (11.1-rasm).



11.1-rasm

Unda fikran shunday shar sektorini (uchi shar markazida bo'lgan konus) kesib olaylikki, uning asosi shar sirtida S yuzani hosil qilsin. Bu konus sirt bilan chegaralangan fazo qismini **fazoviy burchak** Ω deb ataladi. Fazoviy burchakni quyidagicha formula bilan aniqlanadi:

$$\Omega = \frac{S}{R^2} \quad (11.2.)$$

Agar $S = R^2$ bo'lsa, fazoviy burchak 1 ga teng bo'ladi va bu burchak steradian (ster) deb ataladi. Sharining to'la sirti $S = 4\pi R^2$ ga teng bo'lgani uchun nuqtaviy manba atrofidagi butun fazoni qamrab oluvchi to'liq fazoviy burchak Ω quyidagicha ifodalanadi:

$$\Omega = \frac{S}{R^2} = \frac{4\pi R^2}{R^2} = 4\pi \text{ ster} \quad (11.3)$$

Birlik fazoviy burchak ostida tarqalayotgan yorug'lik oqimi bilan o'lchanadigan kattalik manbayining yorug'lik kuchi J deb ataladi:

$$J = \frac{\Delta\Phi}{\Delta\Omega} \quad (11.4.)$$

Yorug'lik jismlarga tushib, ularni yoritadi. Turli sirtlarni yoritishni miqdoriy baholash uchun **yoritilganlik** tushunchasi kiritilgan.

Biror S sirtning E yoritilganligi deb shu sirtga tushayotgan Φ yorug'lik oqimining, bu sirt yuzasi S ga nisbatiga aytiladi yoki bir tekis yoritilgan sirtning birlik yuzasiga perpendikulyar yo'nalishda tushayotgan yorug'lik oqimi bilan o'lchanadigan kattalik **yoritilganlik** deb ataladi.

$$E = \frac{\Phi}{S} \quad (11.5.)$$

Endi yuqorida qaralgan fotometrik kattaliklarning o'lchov birliklari bilan tanishamiz. Birliklarning xalqaro tizimi (SI) da fotometrik kattaliklarning asosiy birligi qilib yorug'lik kuchi birligi kandela (kd) qabul qilingan.

1013,25 Pa bosim ostidagi platinaning qotish harorati (2042,6 K) ga teng haroratda to'la nurlangich (absolyut qora jism)ning 1/600000 m² kesimidan, shu kesimga perpendikulyar yo'nalishda chiqarayotgan yorug'lik kuchini 1 kandela (**kd**) deb qabul qilingan. Yorug'lik oqimining birligi qilib lyumen (lm) olingan. Yuqoridagi (11.4.) formulaga asosan

$$1 \text{ lm} = 1 \text{ kd} \cdot 1 \text{ ster.}$$

bo'ladi, ya'ni yorug'lik kuchi 1 kandela bo'lgan nuqtaviy yorug'lik manbayining 1 steradian fazoviy burchak ichida chiqargan yorug'lik oqimini 1 lyumen deb ataladi.

Agar nuqtaviy yorug'lik manbayi yorug'likni hamma yo'nalishlar bo'yicha tekis (bir xil) tarqatayotgan bo'lsa, uning to'liq yorug'lik oqimi

$$F = 4\pi J \quad (11.6.)$$

ga teng bo'ladi. Yoritilganlik birligi qilib lyuks (lk) qabul qilingan. Endi $E = \Phi/S$ formuladan yoritilganlik birligini chiqaramiz:

$$E = \frac{\Phi}{S}; \quad E = \frac{1 \text{ lm}}{m^2} = 1 \text{ lk (lyuks)}$$

Demak, 1 m^2 sirtga perpendikulyar ravishda 1 lm yorug'lik oqimi tushib, tekis taqsimlanganda hosil bo'ladigan yoritilganlik 1 lk ga teng bo'ladi.

Yoritilganlik birliklarini yaqqol tasavvur qilish uchun ushbu misollarni keltiramiz: Quyosh nurlarining tushki paytda yer sirtida hosil qilgan yoritilganligi 10^5 lk , osmon bulut bilan to'la qoplanganidagi yoritilganlik 10^3 lk , to'lin Oy hosil qilgan yoritilganlik taxminan $0,2 \text{ lk}$ ga teng bo'ladi.

Biz shu vaqtgacha faqat nuqtaviy yorug'lik manbalari haqida to'xtaldik. Biroq ko'p hollarda yorug'lik manbalari yoyilgan bo'ladi: bunday manbalarning shakli va o'lchamlari farqini ko'z bilan ko'rib farq aniqlanadi.

Yoyilgan yorug'lik manbalari uchun yorug'lik kuchi yetarli tavsif bo'la olmaydi. Haqiqatan ham, yorug'lik kuchi bir xil bo'lgan yorug'lik chiqarayotgan, biroq o'lchamlari (yuzasi) turlicha bo'lgan ikkita manbadan kichik yuzali manba ravshanroq ko'rinadi, chunki uning birlik yuzidan chiqarayotgan yorug'lik kuchi katta bo'ladi.

Shuning uchun yoyilgan yorug'lik manbalari uchun qo'shimcha **ravshanlik** tushunchasi kiritiladi.

Manba sirtining yuza birligidan ma'lum yo'nalishda yuzaga perpendikulyar ravishda chiqayotgan yorug'lik kuchiga son jihatidan teng bo'lgan kattalik ravshanlik deyiladi:

$$B = \frac{J}{S_0} \quad (11.7)$$

bu yerda: J - yorug'lik kuchi, S_0 – yorug'likning tarqalish yo'nalishiga perpendikulyar joylashgan ko'rinadigan sirt.

Ravshanlikning o'lchov birligi qilib **nit (nt)** qabul qilingan:

$$1 \text{ nt} = \frac{1 \text{ kd}}{1 \cdot \text{m}^2} = 1 \cdot \frac{\text{kd}}{\text{m}^2}$$

SI tizimida ravshanlikning birligi nit bilan ifodalanadi, inson ko'zi ravshanligi 10^{-6} nt dan kam bo'lmagan shu'lalanuvchi sirtini ko'ra

oladi. Ravshanligi $1,6 \cdot 10^5$ nt dan yuqori bo'lgan yorug'lik manbalari ko'zimizda og'riq hissini vujudga keltiradi, shuning uchun ularga to'g'ridan (himoya qilinmay) qarash tavsiya etilmaydi.

Tushki vaqtdagi quyosh sirtining ravshanligi $1,5 \cdot 10^9$ nt, cho'g'lanma elektr lampa metall tolasining ravshanligi $1,5 \cdot 10^6 - 2 \cdot 10^6$ nt, oydinsiz tungi osmon ravshanligi 10^{-4} nt ga teng.

11.3. Yorug'likning atmosferada sochilishidan hosil bo'ladigan optik hodisalar

Biz ushbu o'quv qo'llanmaning 3-bobida aytganimizdek, havo ochiq kunlari kunduzgi soatlarda to'g'ri va sochilgan quyosh nurlari yer sirtining va insonlar hayotida juda katta ahamiyatga ega bo'lgan obyektlarning tabiiy yoritilganligini birgalikda vujudga keltiradi.

Ma'lumki, geometrik soya sohasida turgan jismlarga to'g'ri quyosh nurlari tushmaydi. Ularni ko'rishda sochilgan nurlarning roli beqiyos katta.

Hisoblashlar ko'rsatadiki, havo ochiq kunlari atmosferada quyosh yorug'lik nurlarining 20 % cha qismi sochiladi. Osmon bulut bilan to'liq qoplanganda esa Yer sirtining yoritilganligini yaratishda sochilgan quyosh nurlarining ulushi 100 % gacha oshadi.

Quyosh yorug'ligining atmosferada sochilishi tufayli kunduzdan tunga yoki tundan kunduzga birdaniga emas, balki asta-sekin ravon o'tiladi, ancha masofalardagi obyektlarni sochilgan quyosh nurlari yoritgani uchun ularni ko'rish imkoniyati yaratiladi, sutkaning yorug' qismini ancha uzaytiradigan ***g'ira-shira payt*** vujudga keladi.

Ushbu paragrafda quyosh yorug'ligining atmosferada sochilishi bilan bog'liq bo'lgan ba'zi optik hodisalarni o'rganamiz.

Kunduzgi yoritilganlik. Yer sirtining yoritilganligi haqida so'z borganda to'g'ri quyosh nurlarining hosil qilgan yoritilganligini yoki sochilgan quyosh nurlarining hosil qilgan yoritilganligini, shuningdek, yig'indi yoritilganliklarni bir-biridan farq qilishini bilishimiz kerak.

Yoritilganlikni o'lchashni odatda, gorizontal sirtlarga nisbatan bajariladi, faqat maxsus hollardagina dunyoning turli tomonlariga qaragan og'ma sirtlarning yoritilganligi o'lchanadi.

Meteorologik kuzatishlar ko'rsatadiki, to'g'ri quyosh nurlari yoki sochilgan quyosh nurlarining hosil qilgan yoritilganligining miqdori, birinchi navbatda quyoshning ufqdan balandligiga bog'liq. Quyoshning ufqdan balandligi oshgan sari to'g'ri quyosh nurlarining hosil qilgan yoritilganligi, sochilgan quyosh nurlarining hosil qilgan yoritilganligidan tezroq ortadi.

Masalan, Sankt-Peterburg yaqinidagi Pavlovsk shahrida o'tkazilgan ko'p yillik kuzatishlarda havo ochiq kuni quyosh balandligi 5° bo'lganda to'g'ri quyosh nurlarining hosil qilgan yoritilganligi 1500 lk (lyuks) ga, sochilgan quyosh nurlarining hosil qilgan yoritilganligi esa 2700 lk ga teng bo'lgan. Quyosh balandligi 55° ga teng bo'lganda to'g'ri quyosh nurlarining hosil qilgan yoritilganligi 72400 lk gacha yetgan. Boshqacha aytganda quyosh balandligi 5° dan 55° gacha oshganida to'g'ri quyosh nurlarining hosil qilgan yoritilganligi 48,3 marta oshgan. Quyosh balandligi 55° ga yetganda sochilgan quyosh nurlarining hosil qilgan yoritilganligi 4500 lk ga yetgan, bundan ko'rinadiki, sochilgan quyosh nurlarining hosil qilgan yoritilganligi faqat 5,4 martagina ortgan. Quyosh balandligi kichik bo'lganda sochilgan quyosh nurlarining hosil qilgan yoritilganligi, to'g'ri quyosh nurlarining hosil qilgan yoritilganligidan ortiq bo'ladi.

Yig'indi yoritilganlikda quyosh balandligi oshgan sari to'g'ri quyosh nurlari hosil qilgan yoritilganlik ulushi kuchaya boradi. Bunday bog'lanish yoritilganlikning sutkalik va yillik o'zgarishini belgilaydi. Masalan, yoritilganlik maksimumi tushki soatlarda va yozda kuzatiladi.

Atmosfera tiniqligi oshgan sari to'g'ri quyosh nurlarining hosil qiladigan yoritilganligi kuchaya boradi, sochilgan quyosh nurlarining

hosil qiladigan yoritilganligi esa aksincha kamaya boradi. Atmosfera tiniqligi oshgan sari yig'indi yoritilganlik ham ortadi.

Atmosfera xiraligi oshgan sari to'g'ri nurlarning hosil qilgan yoritilganligi ozayadi, ammo xuddi shu vaqtda sochilgan nurlarning hosil qilgan yoritilganligi ortadi, bunda yig'indi yoritilganlik kamayadi. Katta shaharlardagi yig'indi yoritilganlik qishloq joylardagi yig'indi yoritilganlikdan kam bo'ladi. Buni shahar havosida chang zarrachalarining ko'pligi bilan tushuntirish mumkin.

Bulutlar odatda sochilgan yorug'lik yoritilganligini kuchaytiradi. Bunda Quyosh balandligi qancha katta bo'lsa, yoritilganlik ham shuncha kuchli bo'ladi.

Umumlashtirib aytishimiz mumkinki, juda zich quyi qavat bulutlari qatlamidan boshqa barcha turlardagi bulutlar sochilgan nurlar yoritilganligini kuchaytiradi. Ayniqsa, o'rta qavat (**Ac**, **As**) bulutlari va patsimon bulutlarning tutash qoplami yoritilganlikni juda (ba'zan 100 % gacha va undan ham ko'proq) kuchaytiradi. Bunda quyosh bulutlar bilan berk bo'lmasa, yig'indi yoritilganlik ozgina ortadi. Agar quyoshni bulutlar berkitsa, yig'indi yoritilganlik sezilarli darajada kamayadi.

Shuning uchun bulutli ob-havoda, quyoshni bulutlar berkitgan vaqtdagi yoritilganlik, havo ochiq kunlardagi yoritilganlikning yarmisidan ham oz bo'ladi.

Yer yuzasining albedosi ham sochilgan yorug'lik yoritilganligiga katta ta'sir ko'rsatadi. Qor qoplami bor bo'lsa yoritilganlik o'rtacha 10-20 % ga, quyoshning kichik balandliklarida esa 100 % dan ham ko'proq ortadi. Buni qor qoplamidan qaytgan radiatsiyaning atmosferada sochilganidan keyin biror qismining yana Yer yuzasiga qaytib tushib qo'shimcha yoritilganlik hosil qilishi bilan tushuntirish mumkin.

Yozgi havo ochiq kun davomida yig'indi yoritilganlikning o'rtacha qiymatlari 500-700 dan 90-100 klk (kilolyuks) gacha o'zgaradi.

Amaliyotda gorizontal sirtlarning yoritilganligidan tashqari, dunyoning turli tomonlariga qaragan og'ma sirtlarning, xususan, tog' yonbag'irlarining, binolar devorlarining yoritilganligini aniqlash ham katta ahamiyatga ega. To'g'ri quyosh nurlarining yoritilganligini hisoblash uchun turlicha: gorizontal, og'ma va vertikal sirtlarga tushadigan to'g'ri quyosh radiatsiyasini hisoblash formulalaridan foydalaniladi.

Turlicha og'ma sirtlarning sochilgan yorug'lik bilan yoritilganligini empirik formulalar yordamida hisoblanadi, chunki hanuzgacha sochilgan nurlar yoritilganligini hisoblash uchun sodda va yetarlicha aniq natija beradigan formulalar chiqarilgani yo'q.

Osmon rangi. Osmon gumbazining rangi atmosferada sochilganidan keyin ko'zimizga tushadigan quyosh nurlarining spektral tarkibi bilan aniqlanadi.

Ma'lumki, oq yorug'lik to'lqin uzunliklari $\lambda_b=380$ nm (nanometr) dan $\lambda_q=760$ nm gacha bo'lgan rangli nurlar to'plamidan iborat. Oq yorug'lik tarkibida 7 xil rangli nurlar borligini ingichka oq yorug'lik dastasining uchburchakli prizmadan sinib o'tishiga oid tajribalarda isbot qilingan. Prizma o'ziga tushuvchi oq yorug'likni tarkibiy qismlarga ajratadi. Turli rang nurlari atmosferada har xil darajada sochiladi.

Quruq va toza atmosferada sochilish havo molekulalarida Dj. U. Reley qonuniga ko'ra ro'y beradi, ya'ni sochilish jadalligi k , molekulalardan sochilayotgan nurlar to'lqin uzunligi λ ning to'rtinchi darajasiga teskari mutanosib bo'ladi. Bulutsiz atmosferada quyosh radiatsiyasining kuchsizlanishi molekulyar va aerosol sochilishlar bilan ta'minlanadi. Osmonni bulut to'la qoplaganida esa faqat aerosol sochilish amalga oshadi (III-bobga qarang).

11.1-jadvalda sochilish koeffitsiyenti 1 ga teng deb olingan qizil nurlarga nisbatan boshqa rangli nurlarning sochilish koeffitsiyentlarining qiymatlari keltirilgan. Barcha rangli nurlar sochilgan yorug'lik tarkibiga 11.1-jadvaldagi munosabatlardagidek kiradi.

11.1-jadval

**Yorug'lik to'lqin uzunligiga bog'liq ravishda
nurlarning nisbiy sochilishlari**

Yorug'lik rangi	To'lqin uzunligi (soha o'rtasida) mkm	Sochilish koeffi- siyenti	Yorug'lik rangi	To'lqin uzunligi (soha o'rtasida) , mkm	Sochilish koeffi- siyenti
Qizil	0,70	1,0	Havorang	0,47	4,9
To'q sariq (zarg'aldoq)	0,62	1,6	Ko'k	0,44	6,4
Sariq	0,57	2,3	Binafsha	0,41	8,5
Yashil	0,52	3,3	-	-	-

Oq yorug'likdan har xil rangli nurlarni turli usullarda ajratib olish mumkin, har xil rangli nurlarning birgalikdagi ta'siri bizda oq rang taassurotini hosil qiladi. Yoki barcha rang yorug'liklari qo'shilsa, ko'k va havorang nurlarning ulushi eng ko'p bo'ladi. Shuning uchun biz bulutsiz osmonni ko'k va havorang rangda ko'ramiz. To'g'ri quyosh yorug'ligining tarkibida uzun to'lqinli nurlar - qizil, zarg'aldoq, sariq nurlarning ulushi katta. Buni quyosh botishi va chiqishi vaqtida, ya'ni quyosh nurlari atmosferada eng ko'p yo'l o'tganida ($m = 35$) yaqqol kuzatiladi. Chunki bu paytda Quyosh qizarib ko'rinadi, ko'k va havorang nurlar eng ko'p sochilib, yerdagi kuzatuvchiga kam miqdorda yetib keladi. Boshqacha aytganda, quyosh botishi va

chiqishi vaqtida ko'k va havorang nurlarni sochilishi, ayniqsa, sezilarli bo'ladi.

Ammo Reley qonunini, o'lchamlari sochilayotgan yorug'lik to'lqin uzunligidan 10 marta kichik zarrachalardan sochilishga qo'llash mumkin.

Reley qonuni bo'yicha juda kichik zarrachalar (havo molekulalari) dan sochilayotgan nurlarning to'lqin uzunliklari qanchalik kichik bo'lsa, ular atmosferada shunchalik kuchliroq sochiladi. Masalan, to'lqin uzunligi $\lambda_b = 380 \text{ nm}$ (nanometr) binafsha nurlar atmosferada, to'lqin uzunligi $\lambda_q = 760 \text{ nm}$ bo'lgan qizil nurlardan 16 marta ko'p sochiladi, ammo bizga yetib kelgan nurlar tarkibida binafsha nurlar emas, balki ko'k va havorang nurlar afzal bo'ladi. Chunki atmosferaga tushadigan quyosh yorug'ligining tarkibida binafsha nurlarning ulushi, ko'k va havorang nurlarnikidan kam. Shu sababli Yer yuzidagi kuzatuvchiga osmon gumbazi ko'k va havorang rangda ko'rinadi.

Agar atmosferada nurlarni sochadigan zarrachalarning o'lchami, sochilayotgan nurlar to'lqin uzunligidan katta bo'lsa, sochilish to'lqin uzunlikka bog'liq bo'lmay qoladi. Radiusi 10^{-3} m dan katta tuman va bulut zarrachalari barcha rangdagi ko'rinadigan nurlarni bir xil sochadi. Shuning uchun tuman va bulutlar oq ko'rinadi.

Shunday qilib, atmosfera havosida suv tomchilari, chang zarrachalari va muz kristallari kabi aralashmalar borligi, osmonning ko'k-havorang rangiga aralashmalar miqdoriga qarab turlicha jadallikda oq yorug'likni qo'shadi va osmon oqish tusga o'tadi.

Tog'larda va katta balandliklarda havo ancha toza va siyrak bo'lganidan sochilish molekulyar sochilishga yaqinlashib boradi va osmon to'yingan havorang yoki ko'k rangda bo'ladi, balandlik oshgan sari osmon qoramtir-binafsha tusga o'tadi. ***Kosmonavtlar 300 km dan ortiq balandliklarda*** butunlay qora osmonni kuzatadilar.

Bunday balandliklarda havo juda ham siyrak bo'lgani uchun yorug'likning sochilishi deyarli bo'lmaydi.

11.4. G'ira-shira payt. G'ira-shira paytdagi yoritilganligi

Biz har kuni kechqurun Quyosh ufq ostiga botishidan boshlab yoki ertalab Quyosh chiqishi oldidan Yer sirtini va atmosferaning yerga tutashgan qismini quyoshdan to'g'ri tushadigan nurlar emas, balki atmosferada sochilgan quyosh yoritishini bilamiz. Kechqurun quyosh botganidan keyin birmuncha vaqt yer sirti va troposferaning yerga tutashgan qismi yorug' bo'lib turadi, ammo bu yorug'lanish vaqt o'tishi bilan kamaya boradi.

Kechqurun yorug' davrdan tungi qorong'ilikka o'tish davrini kechqurungi g'ira-shira payt, ertalab quyosh chiqishi oldidan qorong'ilikdan yorug'ga o'tish davrini ertalabki g'ira-shira payt deb yuritiladi.

G'ira-shira payt ikki guruhga: fuqaro g'ira-shira payt va astronomik g'ira-shira paytlarga ajratilishini bilamiz. Kechqurun fuqaro g'ira-shira payt quyosh gardishining yuqori chekkasi ufq chizig'idan pastga tushganidan, ya'ni quyosh botganidan boshlab toki quyosh ufqdan 8° gacha pasayganicha davom etadi. Astronomik g'ira-shira payt esa quyosh ufqdan 18° ga botganida tugaydi. Astronomik g'ira-shira payt tugaganidan keyin tungi to'la qorong'ilikka o'tiladi.

Kechqurun quyosh botgandan keyin to'g'ri quyosh nurlari bevosita yer sirtiga tushmaydi. Dastlab to'g'ri quyosh nurlari bevosita quyosh nurlari atmosferaning pastki qismlaridan sochiladi. Sochilgan nurlarning yer sirtiga tushgan qismi, uning yoritilganligini vujudga keltiradi. Quyosh ufq ostiga qanchalik ko'p botsa, yer sirtiga tushadigan sochilgan nurlarning ulushi shunchalik kamayadi, ya'ni g'ira-shira paytning yoritilganligi tobora kamayib boradi.

Kechqurun g'ira-shira payt davomida yoritilganlik qariyb 1 mkn marta, kunduzgi 10^2 - 10^3 lk (lyuks) dan tungi 10^{-4} lk gacha ozayadi.

Osmon bulutsiz bo'lganida quyosh ufqdan 6-8° ga botganida fuqaro g'ira-shira payt davri tugaydi. Bu vaqtga kelib ochiq havoda kitob o'qish juda qiyin bo'lib qoladi. Shundan so'ng quyosh ufqdan 18° ga botganicha faqat astronomik g'ira-shira payt davom etadi.

Kunduzgi g'ira-shira paytning boshlanishi va ertalabki g'ira-shira paytning oxiri quyoshning ufqdan botish va chiqish vaqtlari θ_0 bilan aniqlanadi.

Kechqurungi g'ira-shira paytning oxiri va ertalabki g'ira-shira paytlarning boshlanishi ($\theta_0 + x$), quyoshning ufqdan 8° yoki 18° ga botish vaqtlari bilan mos tushib quyidagi formula bo'yicha aniqlanadi:

$$\sin h_0 = \sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \cos(\theta_0 + x) \quad (11.7^1)$$

bu yerda: h_0 – Quyoshning ufq ostiga botish burchagi, x – g'ira-shira payt davomiyligi, ya'ni Quyosh markazining ufq ostiga 8° yoki 18° ga botish burchagi.

Yuqoridagi 11.7¹ formuladan foydalanib kechqurungi fuqaro g'ira-shira paytning oxiri va boshlanish orasidagi ayirmani hisoblab, fuqaro g'ira-shira payt davomiyligini aniqlash mumkin. Shundan so'ng quyosh botishidan boshlangan g'ira-shira payt davom etadi. Quyosh botgandan keyin ufqdan 18° ga pastga tushganida astronomik g'ira-shira payt davri tugab tun boshlanadi.

G'ira-shira payt davomiyligi quyoshning ufq ostiga botish tezligi bilan aniqlanadi, u esa o'z navbatida joyning geografik kengligiga va yil davriga bog'liq (11.2-jadval) ravishda g'ira-shira payt davomiyligi turlicha bo'ladi.

11.2-jadval

Shimoliy yarimshardagi turli kengliklarda fuqaro (f) va astronomik (a) g'ira-shira paytli davomiyligi (minutlarda)

Geogra fik kenglik grad.	1/1		1.IV		1. VII		1.IX	
	a	f	a	f	a	f	a	f
Ekvator	76	24	70	23	76	24	70	23
20°	80	26	75	24	85	26	74	24
40°	99	33	94	30	124	37	92	30
60°	168	63	161	54	To'xtovsiz tun bo'yi g'ira-shira payt Kunduz	120	146	45
80°	Tun	Tun	Tun bo'yi to'xtovsiz g'ira-shira payt	Tun bo'yi to'xtovsiz g'ira-shira payt		Kunduz	Tun bo'yi to'xtovsiz g'ira-shira payt	132

Yuqoridagi 11.2-jadvaldan ko'rinadiki, geografik kenglik oshgan sari g'ira-shira payt davomiyligi orta boradi, eng qisqa g'ira-shira payt davomiyligi ekvatorida kuzatiladi. Toshkent shahrining geografik kengligi $41^{\circ}20'$ ga tengligidan fuqaro g'ira-shira paytlar davomiyligi iyul oyida 37 minutdan ozgina oshiqroq bo'ladi. Yoki 60° shimoliy kenglikda fuqaro g'ira-shira payt davomiyligi iyul oyida 120 minutgacha yetadi.

Yozgi va qishki Quyosh turishi kunlari g'ira-shira paytlar eng davomiy, bahorgi va kuzgi teng kunliklarda g'ira-shira paytlar davomiyligi eng qisqa bo'ladi.

Yer yuzining yuqori kengliklarida yozgi davrda kechqurungi g'ira-shira payt bilan ertalabki g'ira-shira payt qo'shib ketadi, fuqaro g'ira-shira payt tun bo'yi davom etadi. Bunday tunlarni **oq tunlar** deb

yuritiladi. Kechqurungi va ertalabki fuqaro g'ira-shira paytlarning ulanib ketishi uchun yarim tunda quyoshning ufq ostiga quyidagi formula bilan aniqlanadigan maksimal botish balandligi (masofasi) 8° dan katta bo'lmasligi kerak, ya'ni:

$$90 - \varphi - \delta < 8^{\circ} \quad (11.8)$$

bu yerda: φ -geografik kenglik, δ - quyosh turishi kuni.

(11.8) formuladan foydalanib aniqlash mumkinki, yozgi quyosh turishi kuni $48,5^{\circ}$ kenglikdan boshlab astronomik g'ira-shira paytlar, $59,5^{\circ}$ kenglikdan yuqori kengliklarda esa kechqurungi fuqaro g'ira-shira paytlar ertalabki g'ira-shira paytlar bilan ulanib ketadi, ya'ni oq tunlar boshlanadi.

Osmon ravshanligini va yerning sochilgan nurlar bilan yoritilganligini kuchaytiradigan barcha omillar g'ira-shira payt yoritilganligini va davomiyligini ham kuchaytiradi.

Shimoliy kengliklarga o'tgan sari g'ira-shira payt davomiyligi ortib borgani uchun, u yerlarda kunning yorug' davri uzayadi. Shuning uchun ham shimoliy hududlarda g'ira-shira payt yoritilganligi fiziologik ahamiyatga ega.

Meteorologik kuzatishlar va hisoblar asosida g'ira-shira payt yoritilganligi haqida quyidagi xulosalar olingan:

1) g'ira-shira payt boshlanishida yoritilganlik bir necha yuz lyukslar bilan o'lchanadi va 500 lk tartibidagi qiymatga erishishi mumkin; fuqaro g'ira-shira payt oxiriga borib yoritilganlik 1 lk gacha kamayadi (osmon bulutsiz bo'lgan holda) va kamayishini davom ettirib $h_0 = -10^{\circ}$ (Quyosh ufqdan 10° ga pasaygan) da yoritilganlik 0,03 lk gacha, ya'ni taxminan 10000 marta kamayadi.

2) g'ira-shira payt vaqtida yoritilganlik o'zgarishining borishi bulutlik va taglik sirt xususiyatlariga bog'liq emas.

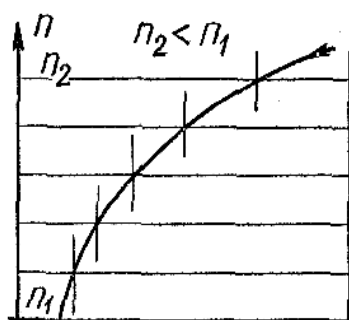
3) Qor qoplamining borligi g'ira-shira payt yoritilganligini kuchaytiradi.

11.5. Yorug'likning atmosferada sinishidan hosil bo'ladigan hodisalar

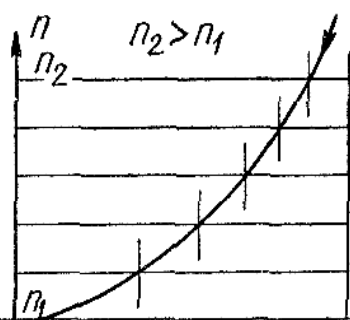
Ma'lumki, real atmosferaning zichligi Yer sirtidan turli balandliklarda bir xil emas, odatda, uning zichligi yer sirtidan balandlik oshgan sari kamayib boradi. Endi shu atmosferani pastga tushgan sari zichliklari ortib borayotgan bir necha qatlamlardan iborat deb qaraylik. Shu qatlamlarda havoning nur sindirish ko'rsatkichlari ham balandlik oshgan sari kamayib borsin.

Eng pastki qatlamning absolyut nur sindirish ko'rsatkichi n_1 , eng yuqori qatlamning absolyut nur sindirish ko'rsatkichi n_2 ga teng bo'lsin, bunda olingan shartimizga binoan $n_2 < n_1$ bo'ladi. Chunki havoning absolyut nur sindirish ko'rsatkichi havo zichligiga to'g'ri mutanosib ravishda o'zgaradi. Shuning uchun balandlik oshgan sari n ham kamayib boradi, deb oldik.

Fizika fanidan ma'lumki, yorug'lik optik zichligi kam muhitdan, optik zichligi katta muhitga o'tganida sinish burchagi, tushish burchagidan kichik bo'ladi, boshqacha aytganda, singan nur ikki muhit chegarasiga nurning tushish nuqtasidan o'tkazilgan perpendikulyarga yaqinlashadi. Biz olgan atmosfera qatlamining yuqori chegarasiga nur $\alpha < 90^\circ$ burchak ostida tushsa, pastga tomon atmosferaning zichligi uzluksiz ortib borgani uchun singan nur 11.2-rasmda kabi egiladi. Agar havo zichligi yuqoriga tomon oshib borsa, nur aksincha yo'nalishda, ya'ni 11.3-rasmdagi kabi yo'nalishda egiladi.



11.2-rasm. Nur sindirish ko'rsatkichi balandlik bo'yicha kamayib boradigan muhitda nurning egilishi



11.3-rasm. Nur sindirish ko'rsatkichi balandlik bo'yicha ortib boradigan muhitda nurning egilishi

Biz 11.2 va 11.3-rasmlarda yer sirtining juda qisqa qismini olganimiz uchun qatlamlarni chegaralovchi chiziqlarni gorizontal ravishda ko'rsatdik.

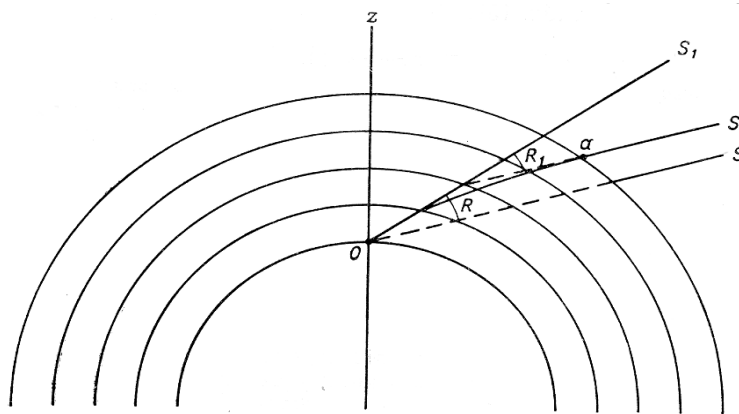
Gazlar holat tenglamasidan ma'lumki, gaz zichligi haroratga teskari mutanosib ravishda o'zgaradi, shuning uchun haroratning vertikal gradiyenti qanchalik katta bo'lsa, atmosferada yorug'lik nurining egilishi shunchalik kuchli bo'ladi.

Yorug'lik nurlarining atmosferada o'zining boshlang'ich yo'nalishidan sinish qonunlari bo'yicha og'ishiga refraksiya deyiladi.

Astronomik refraksiya. Meteorologiyada ikki xil: astronomik va Yer refraksiyalari qaraladi.

Osmon jismlari (quyosh, oy, yulduzlar) dan yerdagi kuzatuvchiga tushuvchi yorug'lik nurlarining atmosferada sinishida egilishiga **astronomik refraksiya** deyiladi.

Quyidagi 11.4-rasmda bir necha qatlamlardan tashkil topgan atmosferaning vertikal kesimi ko'rsatilgan.



11.4-rasm. Astronomik refraksiya

Har qaysi qatlam ichida havo zichligini o'zgarmas, ammo yuqoriga tomon bir qatlamdan boshqa qatlamga o'tganda havo zichligi kamayib boradi deb olaylik.

Biror S yoritkichdan kelayotgan yorug'lik nuri atmosfera qatlamlarida sinib, O nuqtadagi kuzatuvchining ko'ziga tushadi.

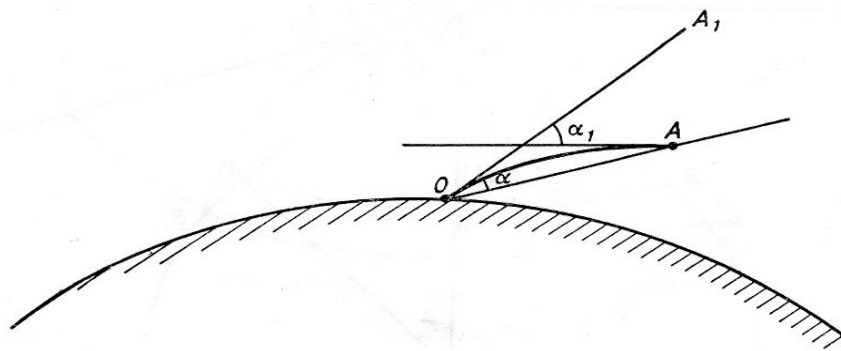
Nurning atmosferadagi trayektoriyasi egri chiziqli bo'lib, botiq tomoni bilan yerga qaraydi. Ushbu paragrafning boshida tushuntirganimizdek, nurning atmosferadan o'tish trayektoriyasi SaO ravon egri chiziqdan iborat bo'ladi. Kuzatuvchi yoritkichni, uning haqiqiy vaziyati S da emas, balki undan bir oz yuqoridagi S_1 da, ya'ni ko'zga tushgan nur trayektoriyasiga o'tkazilgan urinma yo'nalishida ko'radi. Yoritkichning haqiqiy vaziyati OS yo'nalishi bilan, uning tuyulgan vaziyati yo'nalishi OS_1 orasidagi burchak R_1 ni astronomik refraksiya burchagi deb yuritiladi. Refraksiya burchagi atmosferada nur yo'nalishining qanchalik o'zgarishini ko'rsatadi. 11.4-rasmdan ko'rinadiki, refraksiya burchagi $\angle S \cdot OS_1 = R_1$ ga teng.

Demak, refraksiya natijasida kuzatilayotgan yoritkich o'zining haqiqiy vaziyatidan yuqorida ko'rinadi. Astronomik refraksiya har doim zenit masofa Z ni kamaytirib ta'sir qiladi. Agar yoritkich zenitda bo'lsa, $\angle R_1 = 0$ ga teng bo'ladi. Yoritkich zenitdan uzoqlashgan sari refraksiya taxminan zenit masofa tangensi ($\operatorname{tg} Z$) ga mutanosib ravishda ortib boradi. Zenit uzoqligi 70° dan ortiq bo'lganda refraksiyani hisoblash murakkablashib ketadi. Agar yoritkich ufqda bo'lsa, chiqayotgan yoki botayotgan yoritkich uchun haqiqiy zenit uzoqligi refraksiya tufayli $90^\circ 35'$ bo'lib, ko'rinma zenit uzoqligidan $35'$ ga katta bo'ladi.

Nihoyat, refraksiya miqdori quyosh balandligiga, atmosfera zichligiga va bosimiga, haroratga bog'liq ekanligini ta'kidlaymiz.

Yer refraksiyasi. Yerdagi predmetlardan keluvchi yorug'lik nurlarining refraksiyasiga ***Yer refraksiyasi*** deb ataladi. Bu hodisani quyidagicha tushuntiramiz: havo zichligi balandlik bo'yicha normal taqsimlanganida biz barcha predmetlarni o'zining haqiqiy o'rnida emas, balki biror α burchakka ko'tarilgan holatda ko'ramiz.

Yuqoridagi 11.5-rasmda A nuqtadan botiqligi pastga qaragan egri chiziq bo'ylab kelayotgan yorug'lik nuri O nuqtada kuzatuvchi ko'ziga tushayotgani ko'rsatilgan.



11.5-rasm. Yer refraksiyasi

Kuzatuvchi ko'zi A nuqtaning tasvirini O nuqtada egri chiziqqa o'tkazilgan urinma yo'nalishdagi A_1 nuqtada ko'radi.

Kuzatilayotgan nuqtaning haqiqiy vaziyati A dan o'tgan OA yo'nalish bilan uning tuyulgan vaziyati A_1 dan o'tgan OA_1 yo'nalish orasidagi α burchak yer refraksiyasi burchagidan iborat bo'ladi. 11.5-rasmdan ko'rinadiki, yerning to'la refraksiyasi burchagi $\alpha_1 = 2\alpha$ yoki $\alpha = 0,5\alpha_1$ ga teng. Yer refraksiyasi burchagi α ning qiymatlari qarayotgan predmetgacha masofa D ga bog'liq.

Havo zichligi balandlik bo'yicha o'rtacha taqsimlanganda yer refraksiyasi burchagi bilan qarayotgan obyektgacha masofa D orasida quyidagicha bog'liqlik bor:

D, km	1, 4, 8, 12, 16, 20
α , grad	2, 8, 17, 25, 34, 42

Shunday qilib, refraksiya yoki predmetning haqiqiy o'rniga nisbatan yoy sekundlaridagi tuyulgan ko'tarilishi taxminan predmetgacha kilometrlarda olingan masofaning ikkilanganiga teng bo'ladi.

Ufqning kengayishi va torayishi, sarob kabi hodisalar ham yer refraksiyasi sababli paydo bo'ladi. Biz ular orasidan sarob hodisasining paydo bo'lish sharoitlarini qaraylik.

11.6. Sarob

Sarob hodisasi havo zichligining balandlik bo'yicha normal taqsimlanishining keskin buzilishiga bog'liq bo'lgan anomal refraksiya hodisalari qatoriga kiradi.

Sarob hodisasi shundan iboratki, unda biz uzoqdagi predmetning o'zinigina emas, balki uning bir yoki bir nechta (to'g'ri va to'nkarilgan) tasvirlarini, ba'zan esa predmetning o'zini ko'rmasdan faqat tasvirini ko'ramiz.

Kelib chiqishi bo'yicha eng sodda saroblar bo'lib, pastki va yuqorigi saroblar hisoblanadi.

Agar predmetning tasviri, uning o'zidan pastda joylashgan bo'lsa, bunday sarobni ***pastki sarob*** deb yuritiladi. Agar predmetning tasviri, uning o'zidan yuqorida joylashgan bo'lsa, bunday sarobni ***yuqorigi sarob*** deb yuritiladi.

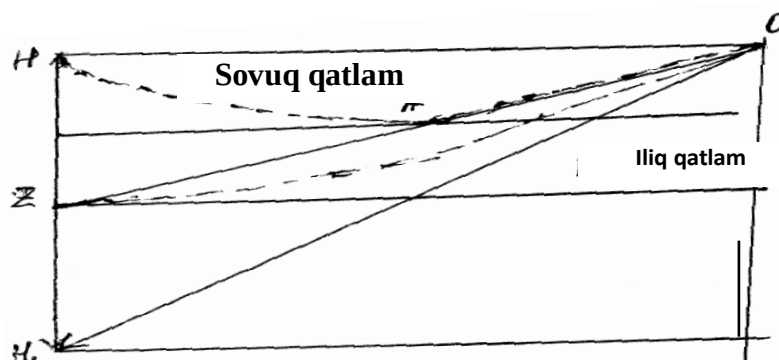
Pastki sarob. Biz dastavval pastki sarobning hosil bo'lish sharoitini qaraylik. Yer sirti va unga yondoshgan yupqa havo qatlami kuchli isigan bo'lsin. Bunda eng ko'p isigan havo zichligi eng kam bo'lib, balandlik oshgan sari zichlik orta borsin. Isigan havoning zichligi oz bo'lganidan nur sindirish ko'rsatkichi ham kichik bo'ladi, yuqoriga chiqqan sari zichlik orta borganligidan nur sindirish ko'rsatkichi ham kattalashib boradi.

Pastki sarob yerga yondoshgan havoning juda kuchli isiganida, haroratning vertikal gradiyenti $3,4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ dan oshganida va havo zichligi balandlik bo'yicha ortib borganida vujudga keladi.

Quyidagi 11.6-rasmda pastki sarobning tashkil topish chizmasi ko'rsatilgan. Agar O nuqtadan qandaydir predmet ZH ni qarasak, uning har nuqtasidan, masalan, H nuqtadan ko'zimizga (O nuqtaga) ikkita nur keladi, ularning birinchisi predmetdan yer yuzasiga parallel chiqqani katta zichlikli sovuq havo qatlami bo'ylab tarqalgani (OH) sinmaydi va bizning ko'zimiz predmetni o'zining haqiqiy joyida ko'radi.

Predmetning H nuqtasidan chiqqan ikkinchi nur esa biror burchakda pastga qarab harakatlangani uchun ikki qatlam chegarasidagi A nuqtadan to'la qaytadi va egrilanib borib O nuqtaga pastdan yuqoriga egri chiziq yo'nalishi bo'yicha tushadi. Bunda

ikkinchi nur bir qatlamdan ikkinchi qatlamga o'tishlarda sinib boradi va egrilanishini davom ettiradi.



11.6-rasm. Pastki sarobning paydo bo'lish chizmasi

A nuqtada, ya'ni optik zichligi katta va optik zichligi kichik muhitlar chegarasidan to'la qaytadi va qavariq tomoni pastga qaragan egri chiziqli bo'yicha borib O nuqtada kuzatuvchi ko'ziga tushadi. Kuzatuvchi N nuqtaning tasvirini H_1 nuqtada, ya'ni O nuqtada egri chiziqqa o'tkazilgan urinma davomida ko'radi. Predmet ZH ning boshqa nuqtalari uchun ham xuddi shunday nurlarni topish mumkin.

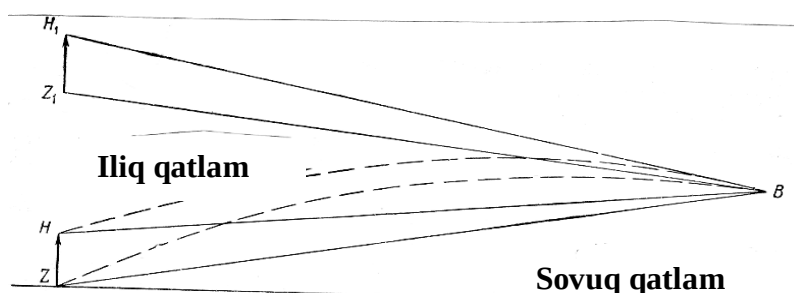
Shunday qilib, bu holda predmetning o'zidan pastda, to'ng'arilgan, balandligi predmet balandligiga teng tasvir hosil bo'ladi. Bu holda kuzatuvchi predmetning o'zini va tasvirini ham ko'radi.

Pastki saroblar ko'pincha sahrolarda ertalabki soatlarda kuzatiladi. Chunki bu soatlarda havoning pastki qatlami ancha isigan, yuqoriga ko'tarilib ulgurmagan va haroratning vertikal gradiyenti $3,4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ dan oshgan va hali shamol esmayotgan bo'ladi.

O'tgan asrlarda O'rta Osiyolik savdogarlar turli ellar bilan savdo ishlarini yurgizishda yuklarini tuyalarga ortib o'z yo'lidagi sahrolardan o'tishgan. Ko'p yo'l yurib chanqab kelayotgan yo'lovchilar ba'zan o'zlaridan bir necha km oldinda ufqda daraxtzorlar yoki suv havzalarini ko'rishgan. Ammo ular shu yerlarga yaqinlashgan sari suv havzalari yoki daraxtlarning tasviri yo'q bo'lib ketgan. Bunday optikaviy aldanish pastki sarob ekanligini ilmiy asosda ancha keyin tushunishgan. Pastki sarobni kuzatish uchun sahrolarga borish shart emas. Pastki sarob yoz kunlari qattiq qizigan asfalt yo'llar ustida ham

kuzatiladi. To'g'ri yo'l bo'yicha mashinani boshqarib ketayotgan haydovchiga ba'zan 200-300 m oldinda yo'lni suv bosganday yaltillab ko'rinadi. Haydovchi ehtiyotlik bilan o'sha yerga yetganida yo'lni suv bosmaganligini ko'rib ajablanadi. Bu hodisa ham pastki sarob hodisasining o'zginasidir.

Yuqorigi sarob havo zichligi balandlik bo'yicha odatdagiga nisbatan tezroq kamayayotgan paytlarda yoki yerga yaqin havoda inversiya keskin bo'lganida tashkil topadi. Yuqori sarob ko'pincha qish kunlari yer yuzasi va unga yondosh havo qatlami kuchli soviganda va uning ustida ancha iliq havo qatlami joylashganida paydo bo'ladi. Yuqorigi sarobning hosil bo'lishini xuddi pastki sarobning hosil bo'lishi kabi tushuntiriladi. Yuqorigi saroblarda bir vaqtning o'zida predmetning to'g'ri va teskari (to'nkarilgan) tasvirlari hosil bo'lishi mumkin. Ushbu 11.7-rasmda yuqorigi sarob paydo bo'lish chizmasi ko'rsatilgan.



11.7-rasm. Yuqorigi sarobning paydo bo'lish chizmasi

Yuqorida nosil bo'ladigan saroblarda yorug'lik nurlarining egrilanishida qavariq sirtlari yuqorida bo'ladi. Shuning uchun predmetning tasviri uning haqiqiy o'rnidan yuqorida joylashadi. Yuqorigi saroblar shimoliy mamlakatlarda janubdan issiq shamollar esganda va ko'pincha dengiz ustida vujudga keladi. Chunki dengiz sirti bug'lanish tufayli juda sovib o'ziga juda yaqin havo qatlamini ham sovitadi. Natijada pastda zichligi katta sovuq qatlam, yuqorida esa iliq-issiq qatlam hosil bo'ladi. Obyektdan chiqqan nurlarning biri ikki qatlam chegarasiga to'la qaytishning chegaraviy burchagi ostida

tushganligidan to'la qaytadi, natijada bu nurning trayektoriyasi qavariq tomoni yuqoriga qaragan egri chiziqdan iborat bo'lib qoladi. Kuzatuvchi obyekt tasvirini ko'zdan egri chiziqqa o'tkazilgan urinma yo'nalishida, ya'ni tasvir predmetning o'zidan yuqorida joylashganligini kuzatadi.

Tarixiy ma'lumotlarga qaraganda, saroblar (ayniqsa, yuqorigi uzoqdan ko'rinadiganlari) 800, 1000 va undan ortiq kilometr masofalardan ham kuzatilgan.

Biz bu yerda murakkab saroblarning paydo bo'lishiga to'xtalmaymiz. Chunki ularning paydo bo'lish sabablarini aniqlash sohasidagi ilmiy izlanishlar hozirgi vaqtda ham davom etmoqda.

11.7. Yorug'lik nurlarining atmosferada sinishi va qaytishidan paydo bo'ladigan hodisalar

Kamalak. *Yorug'lik nurlarining atmosferada ko'p sonli suv tomchilaridan sinishi va qaytishi natijasida paydo bo'ladigan optik hodisaga kamalak deb yuritiladi.* Kamalak har xil rangli yoy bo'lib, yomg'ir vaqtda yer sirtidan biror balandlikda Quyoshga qarama-qarshi tomonda kuzatiladi. Agar yuzimiz bilan kamalakka qarab tursak, Quyosh orqa tomonimizda qoladi. Kamalak quyosh nurlari yomg'ir pardasini yoritayotganida vujudga keladi. Yomg'ir tingandan keyin kamalak yo'q bo'lib ketadi. Kamalakda har xil rangli chiziqlarning joylashish tartibi oq yorug'likni uchburchakli shisha prizmadan o'tishida ranglarning birin-ketin joylashish tartibi kabi bo'ladi. Bunda kamalakning yerga qaragan eng ichki sohasi binafsha rangga, tashqi chetki sohasi esa qizilga bo'yalgan bo'ladi. Ular orasida esa boshqa ranglar chiziqlari joylashadi. Bunday kamalakni asosiy (birinchi) kamalak deb yuritiladi. Ba'zan asosiy kamalak ustida yana bitta (ikkinchi) eniga kengroq kamalak paydo bo'ladi. Ikkinchi kamalakda ranglarning joylashish tartibi birinchi kamalakdagiga qarama-qarshi tartibda joylashadi.

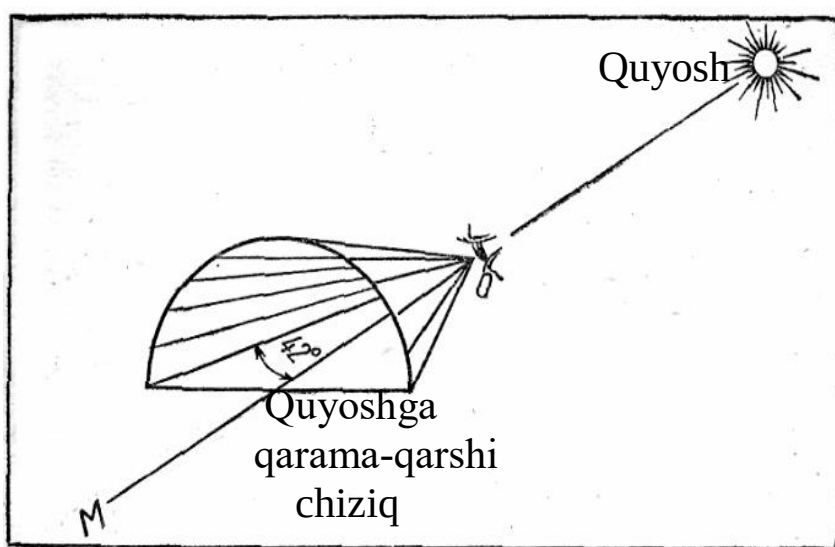
Asosiy kamalak kuzatuvchidan 1-2 km uzoqlikda ufqdan turlicha balandliklarda ko'rinadi. Kamalakning markazi Quyosh bilan kuzatuvchi ko'zini birlashtiradigan chiziq davomida quyoshga qarama-qarshi tomonda yotadi va kamalak bo'yalgan yarim doira shaklida ko'rinadi (11.8-rasm).

Ertalab Quyosh chiqishi vaqtida quyoshga qarama-qarshi chiziqdagi M nuqta ufq chizig'ida yotadi va kamalak yarim doira ko'rinishida mavjud bo'ladi.

Asosiy kamalakka yo'nalish bilan Quyoshga qarama-qarshi chiziq orasidagi burchak $41-42^\circ$ ni tashkil qiladi.

Quyosh ufqdan ko'tarilgan sari quyoshga qarama-qarshi nuqta ufqdan pastga tushadi va kamalakning o'lchami kichrayadi. Bu holda kamalak doiraning bar qismidan iborat bo'ladi.

Balanda turgan yoki samolyotdagi kuzatuvchiga kamalak doira bo'lib ko'rinadi.



11.8-rasm. Kamalak chizmasi

Ko'pincha burchak radiusi 52° ga teng va ranglar birinchi kamalakdagi teskari joylashgan yordamchi kamalak-ikkinchi kamalak hosil bo'ladi.

Quyosh balandligi 41° ga yetganida asosiy kamalak ko'rinmaydi va ufq ustida ikkinchi kamalakning bir qismigina ko'rinadi. Quyosh balandligi 53° ga yetganida ikkinchi kamalak ham ko'rinmaydi.

Shuning uchun o'rta va ekvatorial kengliklarda tushki soatlarda tabiatning bu ajoyib hodisasini kuzatilmaydi. Kamalak yoyining turi, ranglarning ravshanligi, kamalakdagi har xil rang chiziqlarining kengligi havodagi suv tomchilarining o'lchami va miqdoriga bog'liq. Katta tomchilar eni ancha ingichka, ranglari bir-biridan keskin ajralib turadigan, har qaysi chiziqning rangi ravshan kamalakni hosil qiladi. Kichkina tomchilardan esa ranglari xira kamalak vujudga keladi.

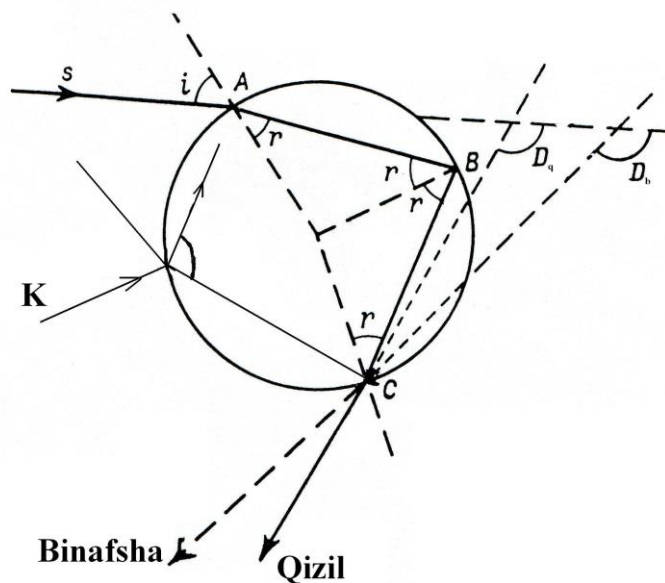
O'zbekistonda bahor oylarida momaqaldiroqli bulutlardan yirik tomchili yog'inlar yog'adi. Shuning uchun respublikamiz hududida eniga ingichka, ranglari yorqin birinchi (asosiy) kamalaklar kuzatiladi. Kamalakning paydo bo'lishini quyosh nurlarining yomg'ir tomchilarida sinishi va qaytishiga asoslanib tushuntiriladi.

Shar shaklidagi tomchiga quyoshdan kelayotgan parallel nurlar oqimi tushayotgan bo'lsin. Bunda tomchi sirtiga A nuqtada tushayotgan SA nur, uning ichida quyidagicha sinish qonuni bo'yicha sinadi:

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{n_2}{n_1}$$

bu yerda: i -tushish burchagi; r -sinish burchagi, $n_1 = 1$ va $n_2 = 1,33$ havo va suvning absolyut nur sindirish ko'rsatkichlari. Tomchi sirtiga A nuqtada tushgan nur, uning ichiga kirishda sinib AB nuqtada singan nur tomchi tashqarisidagi havoga chiqadi. B nuqtadan singan nur esa C nuqtada ya'ni sinib tomchidan tashqariga chiqadi. C nuqtadan qaytgan nur esa K nuqtada sinib tomchi tashqarisiga chiqadi.

C nuqtada singan nurlar birinchi- asosiy kamalakni K nuqtada singan nurlar esa ikkinchi kamalakni vujudga keltiradi (11.9-rasm).



11.9-rasm. Yomg'ir tomchisidagi nurlar yoli

Shunday qilib, yorug'lik nuri tomchi ichida ko'p sonli qaytish va sinishlarga uchraydi. Har bir qaytishda tomchi ichidagi kamaya boradi (chunki, har qaysi sinishlarda nurlarning biroz qismi tomchidan tashqariga chiqadi). Tomchida singan nur tarkibiy qismlari ajraladi, tomchidan borgan sari kengayib tarqaladigan rangli nurlar dastasi havoga chiqadi.

Yuqoridagi fikrimizni tushuntirishga kirishamiz.

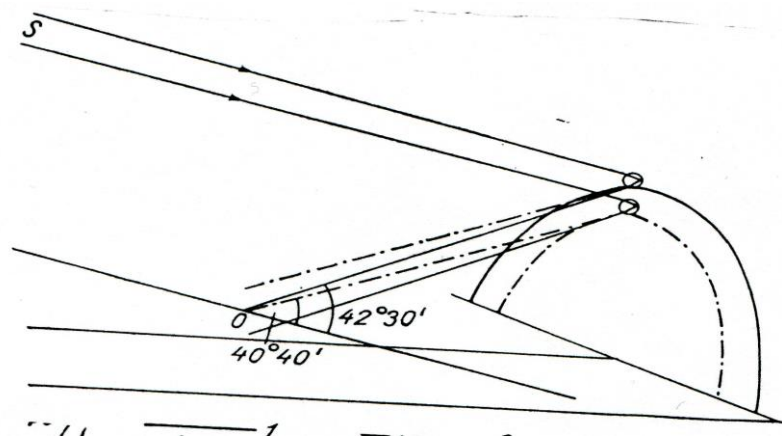
Biz avval ingichka yorug'lik dastasidan SA nurni ajratib olgan edik. SA nur yoki ingichka yorug'lik dastasi tomchi sirtidagi A nuqtada tomchiga kirishda sinadi deganmiz. Aslida A nuqtaning o'zida ham oq yorug'lik sinib rangli nurlarga ajraladi, bu nurlar C nuqtada sinib havoga taram-taram yoki yoyilgan nurlar oqimi tarzida ufqdan biror balandlikda chiqadi va quyoshga qarama-qarshi tomondan botiqligi bilan yerga qaragan birinchi asosiy kamalakning pastki chetida binafsha nurlar polosasi ustki chetida qizil nurlar polosasi, ularning orasida esa boshqa rangli nurlar polosalari joylashadi.

Biz 11.9-rasmda tomchi sirtining A nuqtasiga tushuvchi bitta nurning o'tgan yo'lini ko'rsatganmiz. Aslida esa tomchiga ko'plagan parallel quyosh nurlari turli burchaklarda tushadi va tomchida o'zlarining dastlabki yo'nalishidan turli burchaklarda og'adi. Shuning uchun bu nurlar tomchidan chiqqach, har qaysi rang nurlari taram-taram yoyilgan yoki sochilgan rangli nurlar dastasiga aylanadi.

Bundan tashqari yomg'ir tomchilarining soni ham nihoyatda kattaligini ham e'tiborga olish kerak. 11.9-rasmdagi SA nurning tomchida ikki marta sinishi va qaytishi natijasida dastlabki yo'nalishdan burilish qizil nurlar uchun D_b ga teng bo'ladi. Bunda qizil nurlarning burilish burchagi $D_q=137^{\circ}30'$ ga, binafsha nurlarning burilish burchagi $D_b=139^{\circ}20'$ ga teng.

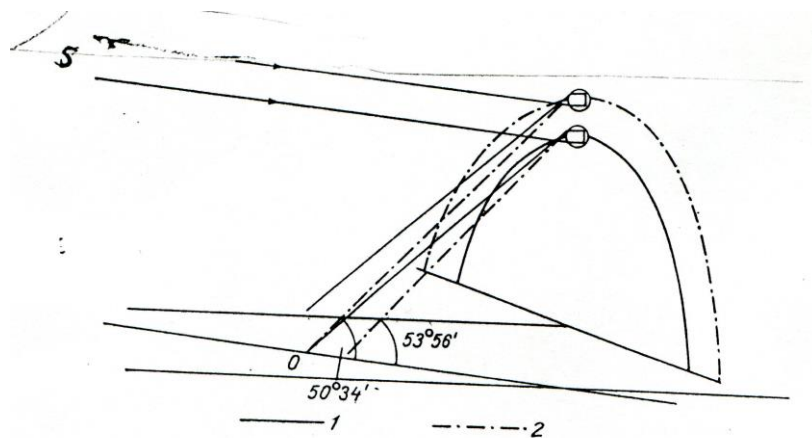
11.10-a rasmdan ko'rinadiki, quyoshdan $137^{\circ}30'$ burchakda turgan barcha tomchilardan yoki unga qarama-qarshi (antisolyar) nuqtadan unga qo'shimcha $42^{\circ}20'$ burchakda singandan keyin O nuqtadagi kuzatuvchi ko'ziga faqat qizil nurlar tushadi.

Binafsha nurlar antisolyar nuqtadan $40^{\circ}40'$ burchak hosil qilib joylashgan barcha tomchilardan kuzatuvchi ko'ziga tushadi (qizil nurlar tarqatuvchi tomchilardan pastdagi tomchilardan). Bunda eng chetki ranglar orasida oraliqdagi rangli nurlarni tarqatuvchi tomchilar joylashadi.



11.10- a rasm. Birlamchi kamalakning hosil bo'lish chizmasi.1-qizil nurlar, 2-binafsha nurlar

Ikkinchi kamalakning hosil bo'lishi ham tushuntiriladi. Bu holda 11.10- b rasmda, ko'rsatilganidek tomchi ichida nurning ikki marta qaytishini e'tiborga olish kerak.



11.10- b rasm. ikkinchi kamalakning hosil bo'lish chizmasi.

1-qizil nurlar, 2-binafsha nurlar

Ilmiy tadqiqotlar ko'rsatadiki, quyosh nurining yirik tomchilarda sinishi va qaytishida paydo bo'ladigan kamalakda turli ranglar ravshan va bir-biridan keskin ajralib turadi va kamalakning eni esa ingichka bo'ladi. Mayda tomchilarda paydo bo'lgan kamalakda esa ranglar xiralashgan, kamalakning eni esa oldingidan qalinroq (yo'g'onroq) bo'ladi.

Galo. Quyosh (yoki Oy) bilan kuzatuvchi orasida muz kristallaridan tashkil topgan yupqa yuqori qavat (patsimon, qatlamli patsimon) bulutlar mavjud bo'lganida, yorug'lik nurlarining bunday bulutlardan o'tishida muz kristallarida sinishi va qaytishi natijasida Quyosh (yoki Oy) atrofida paydo bo'ladigan yorug' shu'lalanuvchi halqa yoki rangli yoylar shaklida ko'rinadigan optik hodisaga **galo deb** yuritiladi.

Kamalak yorug'lik nurlarining yomg'ir tomchilarida sinishi va qaytishida paydo bo'lsa, galo esa yorug'lik nurlarining muz kristallarida sinishi va qaytishida hosil bo'ladi. Bundan tashqari, kamalakni Quyoshga qarama-qarshi tomonda kuzatsak, galoni esa bulut qatlami orqali Quyoshga to'g'ri qarab kuzatamiz.

Galolar juda ko'p turlarda uchrasada, ularni ikki guruhga ajratish mumkin:

1. Yorug'lik nurlarining muz kristallarida sinishi natijasida vujudga keladigan galolar, ular kamalak ranglariga ozgina bo'yalgan

bo'lib, qizil rang galoning Quyoshga (yoki Oyga) qaragan tomonida joylashadi. Kichik va katta galo shu guruhga kiradi. Kichik galo Quyosh atrofida joylashgan burchak radiusi 22° ga teng yorug' (ozgina bo'yalgan) xalqadan iborat. Katta galoning burchak radiusi esa 46° ga teng. Katta galo kichik galoga konsentrik ravishda joylashadi. Ikkalasiining radiuslari quyosh markazi bilan mos tushadi.

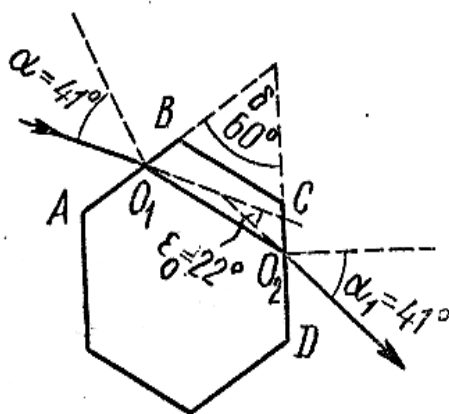
2. Yorug'lik nurlarining muz kristallarining qirralaridan yoki asoslaridan qaytishi natijasida hosil bo'ladigan bo'yalmagan oq galolar. Ularga Quyosh (yoki Oy) ustida yoki pastida joylashgan gorizonta halqalar va ustunchalar kiradi.

Galoning o'lchamlari va xususiyatlari bulutlarni tashkil qilgan kristallarning shakllari, ularning bosh o'qlarining fazodagi orientatsiyasi bilan aniqlanadi. Bulutlarni tashkil qilgan kristall yupqa oltiburchakli plastinkalar-qor uchqunlaridan va muntazam olti qirrali prizmalardan iborat bo'ladi.

Olti qirrali prizmaning AB va CD qirralari orasidagi burchak δ -prizmaning sindirish burchagi 60° ga teng. Isbot qilish mumkinki, shu prizmadan o'tgan nurning avvalgi yo'nalishidan eng kam og'ish burchagi 22° ga teng, bu esa kichik galoning burchak radiusiga aniq mos keladi. (11.11-rasm.) Bunday prizmaning qo'shni qirralari orasidagi burchak 120° ga teng, demak olti qirrali prizмага tushgan nur qo'shni qirradan tashqariga chiqishi mumkin emas, shuning uchun bu qirralar galoni hosil qilishda qatnashmaydi.

Yuqorida aytganimizga ko'ra, galo juda ko'p turlarda uchraydi. Biz ularning hosil bo'lishini tushunishimiz uchun kichik galoning paydo bo'lishini tahlil qilish bilan cheklanamiz.

Bulutdagi muz kristallarining oriyentatsiyasi tartibsiz bo'lsin. Quyosh (yoki Oy) dan kelayotgan yorug'lik nurlarining parallel dastalari prizmalarning qirralariga mumkin bo'lgan turli burchaklar ostida tushadi.

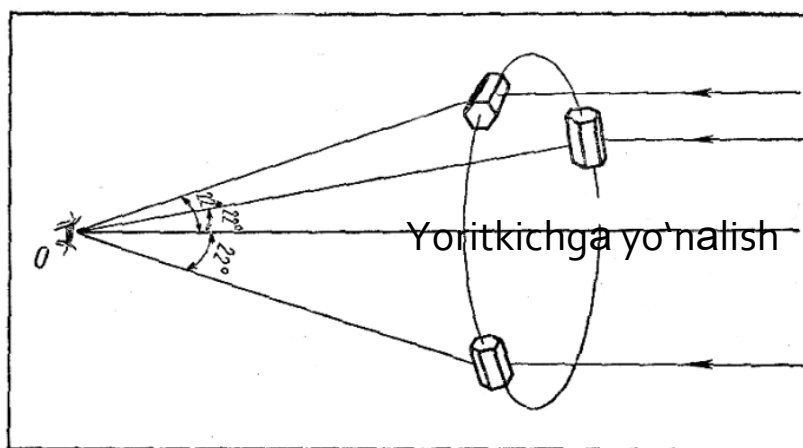


**11.11-rasm. Muz kristalida
nurning o'tish yo'li**

Ularning bir qismi shunday tushadiki, bunda yorug'lik prizmada singanidan keyin 22° yoki unga yaqin burchak ostida chiqadi. (11.12-rasm.)

U holda kuzatuvchi ko'ziga tushgan nurlar yoritkich atrofida 22° burchak ostida joylashgan xalqani tashkil qiluvchi ko'plagan manbalardan kelayotgandek taassurot yaratadi. Kristallarga tushgan nurlar sinishi va 22° dan farqli burchaklarda chiqishi mumkin.

Ammo boshqa burchaklar ostida chiqadigan nurlarning jadalligi ancha oz.



11.12-rasm. Kichik galoning tashkil topishi

Boshqa burchaklar ostida tushuvchi nurlar halqa atrofida tuman pardasi taassurotini beradi. Kristalldan o'tishda yorug'lik nurlari energiyasining birmuncha qismi yo'qolgani uchun galoning ravshanligi kamalaknikidan oz bo'ladi.

Odatda, halqa (aylana) ning ichki qismi yorqin qizil rangli, tashqi qismi asta-sekin osmon rangiga qo'shilib ketadi. Oraliq ranglar deyarlik ko'rinmaydi.

Galo yulduzsimon qor uchqunlaridan yoki nomuntazam kristallardan tashkil topgan bulutlardan hosil bo'lmaydi.

11.8. Tomchilar va kristallarda yorug'lik difraksiyasidan hosil bo'ladigan hodisalar

Shu'la-gardishlar. Quyosh (yoki Oy) dan kelayotgan yorug'lik nurlari atmosferadagi yupqa (Cs, Cc yoki Ac, As, Sc) bulutlar qatlamidan o'tishida paydo bo'ladigan va yoritkichlarni o'rab olgan yorug', kuchsiz bo'yalgan halqalarni gardishsimon-shu'lalar yoki shu'la-gardishlar deb yuritiladi. Odatda, Oy (yoki ravshan yulduzlar) ni o'rab olgan shu'la gardishlar kuzatiladi.

Kunduzi Quyoshni o'rab olgan shu'la – gardishni kuzatish uchun qora ko'zoynakdan foydalanish kerak. Yuqoridagi fikrimizdan ko'rinadiki, shu'la-gardishlar yupqa bulutlar qatlami mavjud bo'lgan hollardagina ro'yobga chiqadi, havo ochiq kunlari esa shu'la – gardishlar paydo bo'lmaydi. Xuddi shunday hodisalar cho'g'lanma elektr lampalari yonib turganida, ularga terlagan shisha orqali qarasak yoki tuman vaqtida kuzatiladi.

Yaxshi rivojlangan shu'la-gardish quyidagicha ko'rinishga: bevosita yoritkich yaqinida shu'la – gardishning asosiy qismi-ko'kimtir yoki ko'kimtir-oq doira ko'rinib, u sariq rang orqali tashqarisidan qizil halqaga aylanadi. Ko'ramizki, shu'la gardishlarda ranglarning joylashishi galoga teskari bo'ladi. Shu'la-gardishning bu qismini ruscha "oreol" deb yoki birlamchi tartibli shu'la-gardish deb yuritiladi. Birinchi tartibli shu'la-gardishni tashqarisidan rangli halqalar o'rab olib, ulardagi ranglar xuddi birlamchi tartibli shu'la-gardishdagiday joylashadi. Ularni birinchi, ikkinchi, uchinchi tartibli shu'la – gardishlar deb yuritiladi. Yuqori tartibli shu'la – gardishlar bir-biridan qora masofalar bilan ajralgan bo'ladi.

Shu'la-gardishni galo bilan yanglishtirmaslik kerak. Galoning burchak radiuslari 22° yoki 46° ga teng bo'lsa, shu'la-gardishning burchak radiusi $1-6^\circ$ ga teng.

Tabiatning bu hodisasini **yorug'lik difraksiyasi** asosida tushuntiriladi. Yorug'lik difraksiyasi deb, yorug'lik to'lqinlarining juda ingichki to'siqlarni aylanib o'tishida, noshaffof ekrandagi kichkina doiraviy teshikdan yoki tor tirqishlardan o'tishida to'g'ri chiziqli tarqalishidan chetlashish (og'ish) hodisasiga aytiladi. Yorug'lik to'lqinlarining difraksiyasi amalga oshishi uchun yorug'lik dastasi tarqalish yo'lidagi teshiklar, tirqishlar va to'siqlarning o'lchamlari tushayotgan yorug'lik to'lqin uzunligi tartibida bo'lishi kerak.

Shu'la-gardishlar yorug'lik nurlarining bulut qatlamidagi suv tomchilari yoki muz kristallari orasidagi juda kichik masofalardan o'tishda difraksiyalanishidan vujudga keladi. Bunda tomchilar doiraviy teshiklar, ignasimon kristallar esa tirqishlar rolini bajaradi.

Galodan farqli ravishda shu'la-gardish radiusi, o'zini vujudga keltirgan bulut elementlari (tomchilar va kristallar) ning o'lchamiga bog'liq ravishda o'zgaradi. Bulut elementlari qanchalik yirik bo'lsa, shu'la-gardish radiusi shuncha kichik bo'ladi yoki bulut elementlari qanchalik kichik bo'lsa, shu'la-gardish radiusi shunchalik katta bo'ladi.

Bulutdagi zarrachalarning o'lchamlari bir-biriga yaqin bo'lsa, aniq difraksion halqalar vujudga keladi. Bir xil o'lchamli tomchilardan tarkib topgan bulutlarda difraksion halqa yaxshi ifodalangan bo'lsa-da, birinchi tartibli halqa yaxshi rivojlangan bo'lmaydi. Muzli bulutlar (Cs, Cc) da toza rangli, aniq shu'la-gardishlar rivojlanadi.

Shu'la – gardishlar o'lchamining o'zgarishiga qarab bulutda qanday jarayonlar o'tayotganligini aytish mumkin. Masalan, shu'la-gardishning kichiklashib borishi, bulut elementlari tomchilar va kristallarning kattalashayotganligini bildiradi, demak, yog'in yog'ishini kutishga asos bor.

Agar shu'la-gardish kattalashayotgan va asta-sekin ravshanligini va bo'yalishini yo'qotayotgan bo'lsa, bu bug'lanish tufayli bulut elementlarining ozayib borayotganligini va yog'in bo'lishinining ehtimoli kamayayotganini bildiradi.

Gloriya. Gloriya hodisasi ham atmosferada yorug'lik difraktsiyasi tufayli ro'y beradi. Gloriya shu'la-gardishga o'xshash, ammo u Quyosh yoki Oy atrofida emas, balki quyoshga qarama-qarshi tomonda kuzatuvchi soyasi atrofida kuzatiladigan qator (beshtagacha) rangli halqalardan iborat bo'lib, ularning tashqi qismi qizil rangda bo'yaladi. Bu halqalarning markazi Quyosh bilan kuzatuvchini tutashtiruvchi to'g'ri chiziq davomida yotadi. Gloriya ko'pincha tog'larda quyoshning kichik balandliklarida quyoshga teskari qarab turgan kuzatuvchidan uncha uzoqda bo'lmagan tuman pardasi sirtida kuzatiladi. Gloriya, shuningdek, samolyotlar uchayotganda ularning bulutdagi soyasi atrofida ham vujudga keladi.

11- bob uchun savollar va masalalar

1. Atmosferaning optik bir jinsli emasligini tushuntiring.
2. Yorug'lik kuchi birligi kandelaning ta'rifini ayting.
3. Yorug'lik oqimi deb nimaga aytiladi? Yorug'lik oqimi qanday birlikda o'lchanadi?
4. Yoritilganlik deb nimaga aytiladi va u qanday birlikda o'lchanadi?
5. Ravshanlik deb nimaga aytiladi? Ravshanlik qanday birlikda o'lchanadi?
6. Kunduzgi yoritilganlik qanday hosil bo'ladi? Yer sirtining yoritilganligiga qanday omillar ta'sir qiladi?
7. Osmonni bulut to'la qoplaganida Yer sirtining yoritilganligi qanday radiatsiya hisobiga amalga oshadi?
8. Nima uchun osmon gumbazi havo rangda bo'ladi?

9. G'ira-shira payt deb nimaga aytiladi? Fuqaro va astronomik g'ira-shira paytlar oxirlarida quyosh ufqdan necha graduslarga pastga tushadi?

10. Oq tunlar deb nimaga aytiladi? Qanday shimoliy kengliklardan boshlab oq tunlar kuzatiladi?

11. Astronomik refraksiya deb nimaga aytiladi?

12. Sarob deb qanday optik hodisaga aytiladi? Yuqorigi va pastki saroblarning paydo bo'lishini tushuntiring.

13. Kamalakning hosil bo'lish sharoitlari va sabablarini tushuntiring.

14. Galo deb qanday optik hodisaga aytiladi? Galoning shakli nimalarga bog'liq? Kichik galoning hosil bo'lishini tushuntiring.

15. 1 iyun kuni quyosh og'ishi 22° ga teng bo'lsa, qaysi kengliklarda oq tunlar bo'lishi mumkin?

Javob: 1 iyun kuni 60° dan yuqori kengliklarda oq tunlar bo'lishi mumkin.

16. 15 iyun kuni quyosh og'ishi $23,3^\circ$ ga teng bo'lganda qaysi geografik kengliklarda oq tunlar bo'lishi mumkin?

Javob: 15 iyun kuni $58,7^\circ$ dan yuqori kengliklarda oq tunlar bo'lishi mumkin.

17. 47° geografik kenglikda 10 yanvar kuni fuqaro g'ira-shira payt davomiyligini hisoblang.

Javobi: 10 yanvar kuni fuqaro g'ira-shira payt davomiyligi 48 minutga teng.

18. 40° geografik kenglikda 1 aprel kuni kechki g'ira-shira payt davomiyligini hisoblang.

Javobi: kechki g'ira-shira payt 1 soat 33 minut davom etadi.

12-bob. ATMOSFERADA TOVUSH HODISALARI

Biz tovush deganda elastik muhit zarralari tebranishlarining muhit bo'ylab to'lqin sifatida tarqalishini tushunamiz.

Fizika fanining tovush hodisalarini hamda ularning boshqa fizik hodisalar bilan aloqasini o'rganadigan bo'limini **akustika** deb yuritiladi.

Atmosfera akustikasi deb meteorologiyaning atmosferada tovush to'lqinlarining tarqalish va eshitilish xususiyatlarini o'rganadigan bo'limini **atmosfera akustikasi** deb yuritiladi.

Elastik muhitda tarqalayotgan to'lqinlar chastotalari 16 dan 20000 Gs gacha bo'lsa, bunday to'lqinlarni inson eshitish organiqulog'i orqali sezadi. Shuning uchun chastotalari 16 dan 20000 Gs gacha to'lqinlarni **tovush to'lqinlari** deb ataladi.

16 Gs dan kichik chastotali tovushlarni **infratovushlar**, 20000 Gs dan katta chastotali tovushlarni esa **ultratovushlar** deb yuritiladi. Meteorologiyada tovushning havoda tarqalish xususiyatlari o'rganiladi. Havoda boshqa gazlardagi kabi faqat **bo'ylama** to'lqinlar tarqaladi. Tovush to'lqinlari havoning navbatlashib keladigan siqilishlari va kengayishlari jarayonlarining tarqalishidan iboratdir. Siqilganda havoning shu qismidagi bosimi va elastikligi ortadi, kengayganda esa havoning shu qismidagi bosimi va elastikligi kamayadi.

Havo zichligining davriy va oniy (impulsiv) o'zgarishini yuzaga chiqaradigan istalgan jarayon tovush to'lqinini hosil qiladi.

Tovush manbalarining turlarini quyidagi guruhlarga ajratishimiz mumkin:

1) elastik tovush tebranishlarini hosil qiladigan tebranuvchi qurilmalar. Ularga muzika asboblari, kishi ovozi, qo'ng'iroq, kamerton va boshqalar kiradi.

2) portlashlarda, qurollardan otishlarda, zilzilada, vulqonlarning otilishida vujudga keladigan havoning oniy va keskin zichlashishlari.

3) havo oqimining qattiq jismlarni aylanib o'tishida uyurmalarining davriy ravishda uzilishlari natijasida havo oqimida hosil bo'ladigan pulsatsiyali uyurmalar. Masalan, trubalarda shamol uvillashi, elektr simlarining guvillashi va boshqalar.

Tovush to'lqinlarining tarqalishi (tezligi va yo'nalishi), tovush tarqalayotgan muhitning xossalari va holati bilan aniqlanadi. Atmosfera akustik bir jinsli bo'lmagan muhitdan iborat, shuning uchun akustik to'lqinlar, ya'ni tovush muhitda kuchsizlanadi, qaytadi va sinadi, bunday jarayonlarning barchasi muhitning fizik holatlariga kuchli bog'liq. Shuning uchun atmosferada tovushning tarqalish xususiyatlarini o'rganish amaliy ahamiyatga ega.

12.1. Atmosferada tovush tezligi

Atmosferada tovushning tarqalish tezligini quyidagicha Laplas formulasi yordamida aniqlanadi:

$$c = \sqrt{k \cdot \frac{p}{\rho}} \quad (12.1)$$

bu yerda: c = tovush tezligi, p = atmosfera bosimi, ρ = havo zichligi, $k = c_p/c_v$ bosim o'zgarmas bo'lgandagi issiqlik sig'imning, hajm o'zgarmas bo'lgandagi issiqlik sig'imiga nisbatiga teng o'zgarmas kattalik. Quruq havo uchun $k = 1,40$ ga teng.

Yuqoridagi (12.1) formuladan tovush tezligi atmosfera bosimidan chiqarilgan kvadrat ildizga to'g'ri mutanosib ekanligini ko'ramiz. Ammo bosim oshsa ham tovushning havodagi tezligi o'zgarmaydi. Chunki p ortganda havo zichligi ρ ham ortadi, natijada p/ρ nisbat o'zgarmay qoladi. Ko'ramizki, bosimning ortishi tovush tezligiga ta'sir qilmaydi.

Endi (12.1) formula bo'yicha normal sharoit uchun tovushning havodagi tezligini hisoblaymiz:

$$c = \sqrt{k \cdot \frac{p}{\rho}} = \sqrt{1,40 \cdot \frac{1013,25 \text{ gPa}}{1,293 \text{ kg/m}^3}} = 331,2 \text{ m/s}$$

Bu natija tajriba ma'lumotlariga juda yaqin keladi.

Gaz holat tenglamasidan foydalanib (12.1) formulani quyidagicha yozamiz:

$$c = \sqrt{k \cdot \frac{p}{\rho}} = \sqrt{k \cdot \frac{R^1 \cdot T}{M}} \quad (12.2)$$

bu yerda R^1 -universal gaz doimiysi, T -termodinamik harorat, M -havoning molyar massasi.

Mazkur (12.1) formulani real atmosferaga tatbiq qilishda harorat va namlikning havo zichligiga ta'sirini hisobga olish kerak. Quruq havoning holat tenglamasiga asosan $p/\rho = R_q \cdot T$ deb yoza olamiz.

U holda bu ifodani (12.1) ga qo'yib quyidagini olamiz.

$$c = \sqrt{k \cdot \frac{p}{\rho}} = \sqrt{k \cdot R_k \cdot T} \quad (12.3)$$

bu yerda R_q .- quruq havoning solishtirma gaz doimiysini bildiradi. Yuqoridagi (12.3) formuladan ko'rinadiki, gaz muhitdagi tovush tezligi gaz tabiatiga va haroratiga bog'liq.

Istalgan T haroratli quruq havoda tovush tezligini aniqlash formulasi quyidagicha yoziladi:

$$C_{q,T} = \sqrt{k \cdot R_q \cdot T} = \sqrt{1,4 \cdot 287} \cdot \sqrt{T} = 20,04 \sqrt{T} \quad (12.4)$$

Mazkur (12.4) formuladan ko'rinadiki, quruq havodagi tovush tezligi havo absolyut haroratidan chiqarilgan kvadrat ildizga to'g'ri mutanosib ravishda ortadi. (12.4) dan hisoblash mumkinki, havo harorati 1°C ga oshganda tovush tezligi oldingi qiymatidan taxminan 0,6 m/s ga ortadi. Harorat 1°C ga pasayganda esa tovush tezligi oldingi qiymatidan 0,6 m/s ga kamayadi.

Yuqoridagi (12.1) formulani real atmosferaga qo'llashda havo namligi va haroratining tovush tezligiga ta'sirini hisobga olish kerak.

Havo namligi o'zgarganda, uning zichligi va k koeffitsiyentning qiymati o'zgaradi.

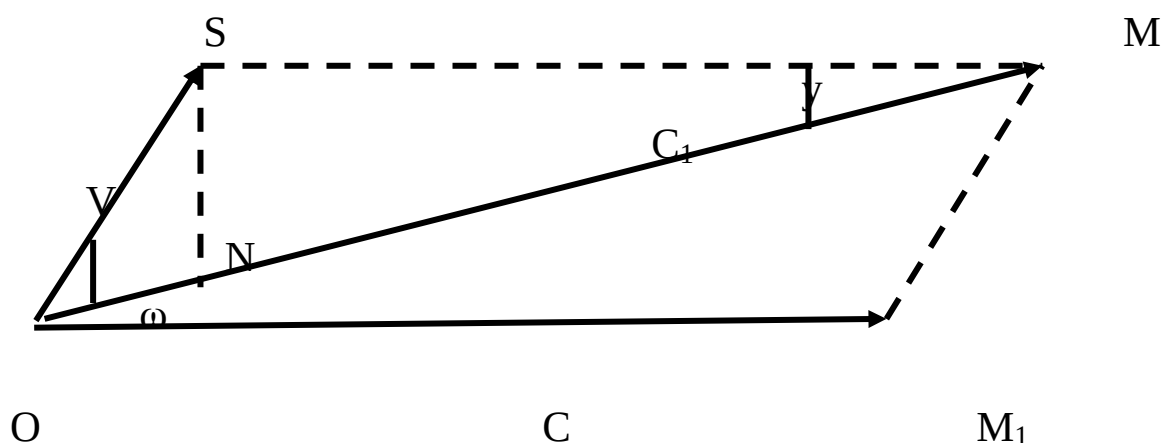
Laplas formulasini istalgan T haroratli va suv bug'ining parsial bosimi e bo'lgan nam havo uchun quyidagicha yoziladi:

$$C_{n,T} = 20,04 \sqrt{T(1 + 0,275 \frac{e}{p})} \quad (12.5)$$

Nam havodagi tovush tezligi e va p kattaliklarning o'zlariga emas, balki e/p nisbatga bog'liq.

Mazkur (12.5) formuladagi e/p nisbat juda kichik ($e < p$) bo'lgani uchun atmosferada tarqalayotgan tovush tezligini hisoblashda ko'pincha bu nisbatni e'tiborga olinmaydi.

Shamolning tovush tezligiga ta'siri. Yuqoridagi formulalarni atmosferada tovush tezligini hisob qilishlarda atmosferaning qo'zg'almas muhit emas, balki harakatchan muhit ekanligini eslatib o'tamiz. Shuning uchun unda tovush tezligini aniqlashda, unga shamol ta'sirini hisobga olish kerak. Biz o'zgarmas tezlik bilan harakatlanayotgan muhitda tovush tarqalish tezligini qaraylik. Tovush manbai O nuqtada va kuzatuvchi M nuqtada turgan bo'lsin (12.1-rasm).



12.1-rasm. Shamoldagi tovush tezligi

Havo massasi yerga nisbatan v tezlik bilan ko'chayotgan, tovush esa uning ichida c tezlik bilan tarqalayotgan bo'lsa, u holda tovushning Yerga (qo'zg'almas kuzatuvchiga) nisbatan tezligini v va c vektorlarning geometrik yig'indisidan aniqlaymiz.

Yuqoridagi 12.1-rasmda $OM_1=c$ qo'zg'almas havodagi tovush tezligi, $OS=v$ shamol tezligi bo'lsa, u holda $OM=c_1$, bu M nuqtadagi

qo'zg'almas kuzatuvchiga nisbatan tovushning umumiy tezligi bo'lsin.
12.1-rasmdagi uchburchak OMS dan quyidagini yozamiz:

$$OM = ON + NM = v \cdot \cos \omega + c \cdot \cos \gamma$$

Shamol tezligi tovush tezligidan juda ham kichik bo'lganidan (hattoki shamol tezligi katta bo'lganida ham) ω ning istalgan qiymatida γ burchak juda kichikligidan yetarlicha aniqlik bilan $\cos \gamma = 1$ deb olish mumkin. U holda ushbuni yozamiz:

$$c_1 = c + v \cdot \cos \omega \quad (12.6)$$

bu yerda: ω -kuzatish nuqtasidagi tovush tarqalish yo'nalishi bilan shamol yo'nalishi orasidagi burchak.

Shunday qilib, tovushning shamol vaqtidagi kuzatilgan tezligi c_1 ning qiymatlari, shamol yo'nalishiga nisbatan tovushning tarqalish yo'nalishiga bog'liq.

Agar tovush shamol yo'nalishida tarqalayotgan bo'lsa, c_1 ning qiymati maksimal bo'lib, $c_1 = c + v$ ga teng bo'ladi ($\omega = 0$; $\cos \omega = 1$). Agar tovush shamol yo'nalishiga qarama-qarshi yo'nalishda tarqalayotgan bo'lsa, c_1 ning qiymati minimal bo'lib, $c_1 = c - v$ ga teng bo'ladi ($\cos \omega = -1$).

Yuqorida tovush tezligi haqidagi aytilgan so'zlar nisbatan katta bo'lmagan jadallikdagi tovush to'lqinlariga tegishlidir.

Tovush to'lqinining juda katta jadalligida, tovush to'lqinidagi bosim o'zgarishi havo bosimi bilan solishtirarli darajada ortadi va **zarbali to'lqin** vujudga keladi.

Atmosferada zarbali to'lqin samolyotlar, snaryadlar, raketalar tovush tezligidan katta tezlikda uchganida hosil bo'ladi. Bunday holda tovush to'lqinlari tovush manbayidan orqada qoladi. Shuning uchun manba oldida tovush to'lqinlari bo'lmaydi, to'lqin faqat manba orqasida hosil bo'ladi. Zarbali to'lqin odatdagi tovush to'lqinidan tubdan farq qiladi. Ular muhitning kuchli siqilgan hamda fazoda tarqalayotgan sohasi bo'lib, tovush to'lqinidagi kabi davriy xususiyatga ega emas.

Zarbali to'liqlar portlashlarda, kuchli elektr razryadlarda, qurollardan otishlarda, zilzilada, vulqonlar otilganda ham vujudga keladi.

12.2. Tovushning atmosferada sinishi va qaytishi

Agar atmosferani bir jinsli deb qarasak, unda tovush to'liqlari to'g'ri chiziq bo'ylab tarqalishi kerak. Ammo real atmosfera akustik bir jinsli muhit emas, chunki haroratga, namlikka va shamolga bog'liq ravishda tovush tezligi atmosferaning ayrim qismlarida har xil bo'ladi, tovush tezligi o'zgarganda esa uning yo'nalishi ham o'zgaradi. Tovush to'liqini yo'nalishining o'zgarishi, fizik xossalari bilan bir-biridan farqlanadigan muhitlarning ajralish chegarasida tovush nurlarining sinishi va qaytishi sababli ro'yobga chiqadi.

Ikki muhitning ajralish chegarasida tovushning sinishi va qaytishi geometrik akustikaning quyidagi qonunlari bo'yicha amalga oshadi:

1) tushgan nur, singan nur va muhitlarning ajralish chegarasiga nurning tushish nuqtasida o'tkazilgan perpendikulyar bir tekislikda yotadi;

2) tushish burchagi qaytish burchagiga teng;

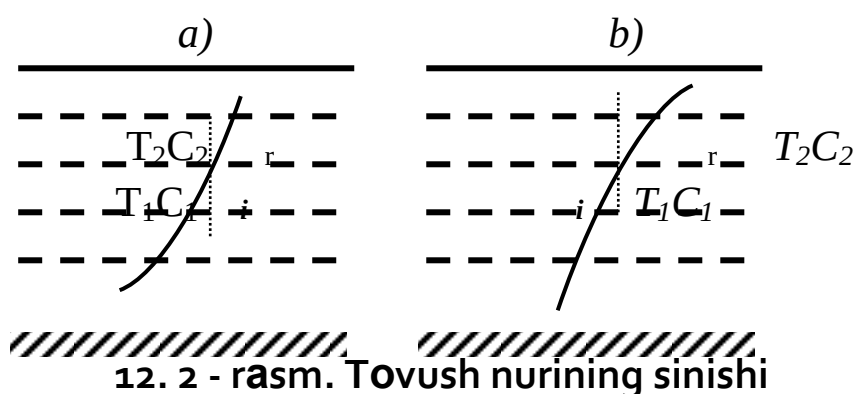
3) tushish burchagi sinusining, sinish burchagi sinusiga nisbati tovushning birinchi muhitdagi tezligining ikkinchi muhitdagi tezligiga nisbati kabidir, ya'ni:

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{c_1}{c_2} = n$$

bu yerda: i va r –tushish va sinish burchaklari, n -ikkinchi muhitning birinchi muhitga nisbatan sindirish ko'rsatkichi, c_1 va c_2 - tovushning birinchi va ikkinchi muhitdagi tezliklari. Biz oldingi mavzuda ko'rdikki, sokin (harakatsiz) havoda tovush tezligi asosan havoning harorati bilan aniqlanadi. Ikki muhitdan, harorati yuqori va tovush tarqalish tezligi katta bo'lgan muhit akustik zichligi kam muhit deb qaraladi.

Shunday qilib, sinish qonunidan kelib chiqadiki, agar tovush nuri akustik zichligi kam muhitdan akustik zichligi katta muhitga o'tsa, u holda sinish burchagi tushish burchagidan kichik bo'ladi ($i > r$) yoki singan nur ikki muhit chegarasiga, nurning tushish nuqtasidan o'tkazilgan perpendikulyarga yaqinlashadi (12.2- a rasm).

Agar tovush nuri akustik zichroq muhitdan akustik zichligi kamroq muhitga o'tsa, sinish burchagi tushish burchagidan katta bo'ladi ($i < r$) yoki singan nur ikki muhit chegarasiga, nurning tushish nuqtasidan o'tkazilgan perpendikulyardan uzoqlashadi (12.2- b rasm). Bu holda tushish burchagi i ortgan sari sinish burchagi r ham orta boradi.



Nihoyat, tushish burchagining biror aniq (chegaraviy) qiymatidan boshlab sinish burchagi 90° ga yaqinlashadi va singan nur deyarli ikki muhit chegara chizig'i bo'ylab yo'naladi. Eng katta sinish burchagi $r = 90^\circ$ bo'lib, bu burchakka i -chegaraviy tushish burchagi mos keladi, $i > i_0$ da tovush ikkinchi muhitga o'tmaydi. Bu holda nur **to'la qaytishi** kerak. Demak, $i > i_0$ shartda tovush nuri ikki muhit chegarasidan to'la qaytadi. Tovush nurlarining to'la qaytish hodisasidan tovush to'lqinlari yordamida atmosferaning yuqori qatlamlarini tadqiq qilishda foydalaniladi.

Endi atmosferada balandlik ortishi bilan havo harorati pasayib boradigan va balandlik ortishi bilan havo harorati ortib boradigan hollarda tovush nurining atmosferada tarqalish trayektoriyasining qanday bo'lishini qaraymiz. Dastlab shamol esmayotgan va haroratning vertikal gradiyentini yo'q deb olaylik. Qaralayotgan hol

uchun atmosferaning vertikal kesimini bir necha qatlamlardan iborat deb tasavvur qilaylik. Ularning har birining ichida tovush tezligi va harorat o'zgarmas bo'lib, balandlik bo'ylab bir qatlamdan boshqa qatlamga o'tganda sakrab o'zgarsin.

Atmosferada, uning xossalari balandlik bo'yicha o'zgarishi sakrash yo'li bilan emas, balki asta-sekin ro'y beradi, u holda nurning egilishi ham juda sekin boradi. Shuning uchun nur trayektoriyasi siniq chiziqlardan tashkil topmay, balki egri chiziqdan iborat bo'ladi.

Agar havo harorati balandlik bo'yicha pasaysa, tovush nurlari perpendikulyarga yaqinlashib, yuqoriga ketishga intiladi (12.3- a rasm). Agar havo harorati balandlik bo'yicha oshsa, tovush nurlari perpendikulyardan uzoqlashadi (12.3- b rasm). Ikkala holda ham nur trayektoriyasi o'zining qavariq tomoni bilan akustik zichligi kam, ya'ni iliq qatlamga qaragan bo'ladi.

Ushbu 12.3- a rasm da balandlik bo'ylab harorat pasayayotgan hol uchun S manbadan chiquvchi tovush nurlarining trayektoriyalari tasvirlangan.

Mazkur 12.3- a rasm dan ko'rinadiki, tovush manbayidan yer sirtiga yetib kelgan tovush nurlari, uning sirti bo'ylab biror *l* masofagacha tarqaladi, undan narida tovush eshitilmaydigan soha yoki sukunat sohasi boshlanadi (rasmda tutash chiziqlar bilan chizilgan soha).

Yuqorida aytganimizdek, tovush iliq havoda sovuq havodagidan kattaroq tezlik bilan tarqaladi. Shuning uchun tovush nurlari yuqoriga qarab egiladi.

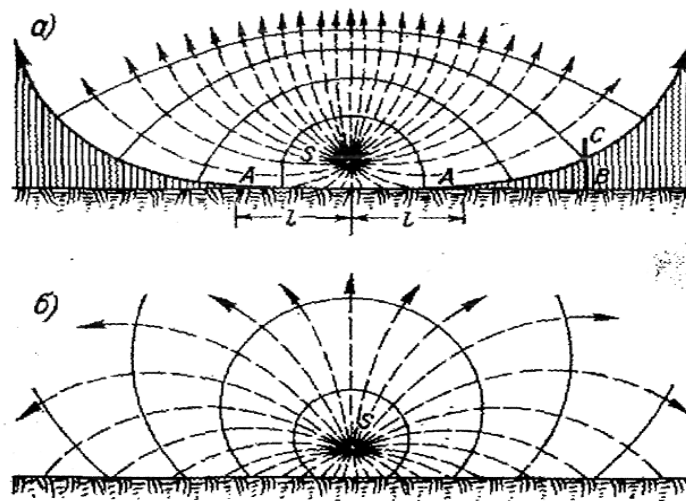
Mazkur 12.3- a rasm dan ko'rinadiki, Yer sirtiga yetib kelgan tovush nurlari, Yer sirti bo'ylab ma'lum masofagacha tarqaladi, so'ngra yuqoriga tomon egilish boshlanadi. Tovush nurlari tushmayligan sohada tovush eshitilmaydi. Agar sukunat sohasida B nuqtada turgan kuzatuvchi C nuqtaga ko'tarilsa, u eshitish sohasiga o'tadi. Bunday holni tushish burchagining biror chegaraviy

qiymatidan boshlab tovush nurlarining Yer sirtidan to'la qaytishi bilan tushuntiriladi.

Tovush manbayidan tovush eshitilmaydigan sohagacha masofa (eshitilish sohasining radiusi) l ni quyidagi formula bilan aniqlanadi:

$$l = 2 \cdot \sqrt{\frac{h \cdot T_0}{\gamma}} \quad (12.7)$$

bu yerda: h - tovush manbayining Yer sirtidan metrlarda ifodalangan balandligi, T_0 —Yer sirtidagi havoning absolyut harorati, γ - haroratning vertikal gradiyenti ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$ larda ifodalangan).



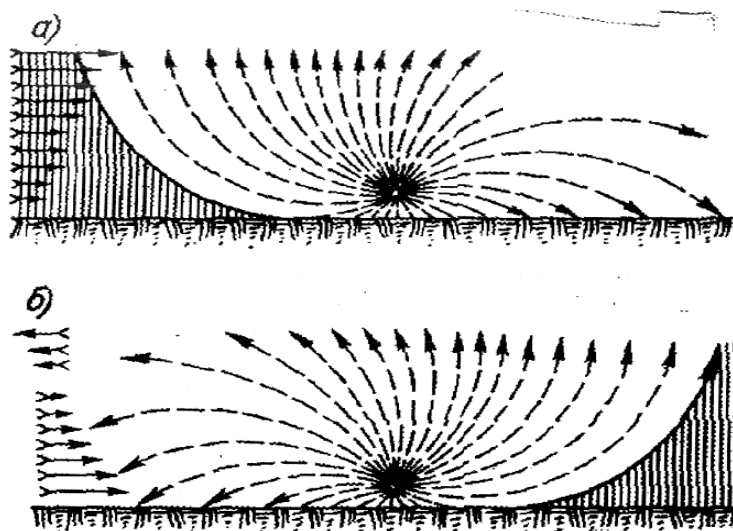
12.3-rasm. Atmosferada balandlik bo'yicha harorat pasayganda tovush nurlarining trayektoriyasi (a), balandlik bo'yicha harorat ortganda tovush nurlarining trayektoriyasi (b)

Balandlik bo'yicha harorat oshgan holda tovush manbayining atrofida tovush eshitilmaydigan soha bo'lmaydi. Bu holda tovush signallarining eshitilish masofasi avvalgi holdagiga nisbatan ancha katta bo'lib, u faqat tovush to'lqinining kuchsizlanishi bilan aniqlanadi.

Atmosferadagi tovush nurining trayektoriyasi shamol tezligining o'zgarishiga va yo'nalishiga ham bog'liq.

Shamol tezligi yer yuzidan yuqoriga chiqqan sari ortib borayotgan holni olaylik (12.4-a rasm). Bu rasmning chap tomanidagi

strelkalar turli balandliklardagi shamol tezligining kattaligini va yo'nalishini ko'rsatadi.



12.4-rasm. Shamol tezligi balandlik bo'yicha o'zgarganida tovush nurlarining atmosferadagi trayektoriyalari

Shamol tezligi tovush tarqalish tezligi bilan geometrik qo'shiladi, shu sababli balandlik ortgan sari tovush to'lqinining tarqalishi shuncha egrilanib boradi. Bunda to'lqin frontining turli qismlari har xil tezlik bilan ko'chadi va tovush to'lqinlarining atmosferada sinishi ro'y beradi.

Shamol kelayotgan tomonga ma'lum burchak ostida tarqalayotgan tovush nurlari yuqori tomonga qarab og'adi, shamol bilan bir xil yo'nalishda tarqalayotgan tovush nurlari esa yerga tomon og'adi. Tovush nurlarining tarqalish yo'nalishi bilan shamol tarqalish yo'nalishi qarama-qarshi bo'lgan tomonda turgan kuzatuvchi tovushni yaqin masofada turib ham eshitmasligi mumkin (12.4-a rasmda eshitmaslik sohasi-tutash chiziqlar).

Shamol yo'nalishi va tovush nurlarining tarqalish yo'nalishi bir xil bo'lgan tomonda turgan kuzatuvchi tovushni uzoq masofada turib ham eshitish mumkin. Ko'pincha shamol tezligi balandlik bo'yicha ortadi, shuning uchun odatda shamol yo'nalishi bo'yicha tovush ancha uzoq masofalarga tarqaladi.

Tovushning qaytishi. Tovush nurlari ikkita havo massasining ajralish sirtiga yoki zichliklari har xil bo'lgan qatlamlar chegarasiga tushganida sinishi bilan ayni bir vaqtda qaytishi ham ro'y beradi.

Bunday sirtlar bulutlar sirtidan, yomg'ir zonasi sirtidan, termik bir jinsli bo'lmagan sirtlar bo'lishi mumkin. Ajralish sirti qanchalik keskin ifodalangan va tovush nuri ajralish sirtiga qanchalik kam qiyalik bilan tushsa qaytish shuncha kuchli bo'ladi.

Tovush nurlari haroratlari har xil ikki muhit chegarasiga to'la qaytishning chegaraviy burchagidan katta burchaklarda tushsa ikkinchi muhitga o'tmasligi ham mumkin. Masalan, tovush nurlari haroratlari 0°C va 10°C ikki havo massalarining ajralish sirtiga $79^{\circ}10^1$ burchak ostida tushsa tovush nurlari bu sirtlar chegarasida to'la qaytadi. Tovush tuman yoki yog'in devoridan, shuningdek, bulutlardan qaytishi mumkin. Qattiq sirtlar (qoyalar, devorlar) dan tovush ancha kuchli qaytadi.

Agar tovush to'lqinlarini qaytaruvchi sirt, tovush to'lqinlarining tarqalish yo'nalishiga perpendikulyar joylashgan bo'lsa, u holda tovush to'lqini bu sirtdan qaytganidan keyin o'zining manbayiga qaytib kelishi mumkin.

Tovush to'lqinining biror sirtdan qaytganidan keyin o'zining tarqala boshlagan joyiga qaytib kelishiga **aks-sado** deb yuritiladi. Agar qaytaruvchi sirt tovush manbaiga yaqin joylashgan bo'lsa, u holda aks sado asosiy tovush bilan qo'shilib ketadi va asosiy tovush balandligini birmuncha kuchaytiradi.

Aks-sado hodisasidan foydalanib tovush manbayidan tovushni qaytaruvchi sirt orasidagi masofani aniqlashda foydalanish mumkin.

12.3. Tovushning atmosferada kuchsizlanishi

Tovush signalining eshitilish uzoqligi tovush nuri trayektoriyasining o'zgarishigagina emas, balki tovushning atmosferada kuchsizlanishiga ham bog'liq.

Tovushning atmosferada kuchsizlanishini quyidagi ikki sabab bilan tushuntirish mumkin:

1. Tovush manbai tomonidan nurlangan energiya borgan sari kattalashadigan sferik sirtlar bo'ylab tarqaladi va tovush jadalligi, tovush manbayigacha bo'lgan masofaning kvadratiga teskari mutanosib ravishda kamayib boradi.

2. Tovush to'lqinlari biror muhitda tarqalganda uning energiyasi shu muhitda yutiladi. Demak, tovush to'lqinlari energiyasining muhit tomonidan yutilishi natijasida tovush manbayidan uzoqlashib borgan sari to'lqin amplitudasi va tovush jadalligi kamayib boradi.

Muhitda koordinatasi x bo'lgan nuqtada amplitudasi A_0 bo'lgan yassi tovush to'lqini tarqalayotgan bo'lsin. Amplitudaning dx masofadagi dA kamayishi dx ga va A_0 ga to'g'ri mutanosib deb faraz qilaylik, ya'ni - $dA = \beta \cdot A_0 \cdot dx$ bo'lsin, bu yerda: β -berilgan muhit uchun to'lqin amplitudasining so'nish koeffitsiyenti. Yuqoridagi tenglamani integrallab quyidagi ifodani hosil qilamiz:

$$A = A_0 \cdot e^{-\beta x} \quad (12.8)$$

Mazkur (12.8) formulaga binoan yassi tovush to'lqini amplitudasi muhitda eksponensial qonun bo'yicha so'nadi.

Ma'lumki, tovush tarqalish yo'nalishiga tik yuza birligidan 1s da o'tayotgan energiya oqimi bilan tavsiflanadigan kattalik **tovush jadalligi** deyiladi va uni quyidagi formula bilan aniqlanadi:

$$J = \frac{1}{2} \cdot \rho \cdot A^2 \omega^2 \cdot c \quad (12.9)$$

bu yerda: J -tovush jadalligi, ρ - muhit zichligi, ω - tebranish (to'lqin) chastotasi, A -to'lqin amplitudasi, c - tovush tezligi.

Agar (12.8) formulani hisobga olsak:

$$J = \frac{1}{2} \rho \cdot A_0^2 \cdot e^{-2\beta x} \omega^2 \cdot c = J_0 \cdot e^{-2\beta x} \quad (12.10)$$

ifodani hosil qilamiz. So'nish koeffitsiyenti chastotaga bog'liq va u tovush chastotasining kvadratiga mutanosib ravishda ortadi.

Atmosferaning bir jinsli emasligi, unda tarqalayotgan tovushning kuchsizlanishiga qulaylik yaratadigan asosiy omildir.

Tovush to'lqini o'zining tarqalish yo'nalishida har xil haroratli sohalarning ajralish sirti yoki shamol kabi "to'siqlarga" uchrab sinadi va ulardan qisman orqasiga qaytadi. Ingichka oqimlar, uyurmalar tovush energiyasini turli yo'nalishlarda sochadi.

Havodagi mavjud qattiq va suyuq aralashmalar ham xuddi shunday ta'sir qiladi.

Molekulalar erkin yugurish yo'lining uzunligi tovush to'lqini uzunligi bilan solishtirarli darajada bo'lgan siyraklashgan muhitda tovush energiyasini yo'qotish ancha kuchli bo'ladi. Tovushning atmosferada katta balandliklarga yetib tarqalmasligini ham shu asosda tushuntiriladi.

Yuqorida aytilganlardan kelib chiqadiki, tovushning atmosferada tarqalishiga meteorologik sharoitlar jiddiy ta'sir ko'rsatadi.

Tovush manbayidan u yoki bu yo'nalishda tovush signallarining har xil eshitilishi va sukunat sohasining paydo bo'lishi tovush nurining kuchsizlanishi va trayektoriyasining o'zgarishi sababli ro'y beradi.

Eshitilish zonasining uzoqligiga va unda tovushning kuchsizlanishiga ta'sir qiluvchi meteorologik sharoitlarni ikki guruhga ajratish mumkin:

1. Uzoqdan va yaxshi eshitishga qulaylik yaratadigan sharoitlarga tovush tarqalishi bilan bir xil yo'nalishdagi balandlik bo'yicha kuchayadigan shamollar, tovush yo'nalishiga qarama-qarshi yo'nalishdagi balandlik bo'yicha kuchsizlanadigan shamollar, atmosferaning quyi qatlamlarida mavjud bo'ladigan harorat inversiyalari va boshqalar kiradi.

2. Yaxshi eshitishga noqulay sharoitlarga tovush tarqalishi bilan bir xil yoʻnalishdagi balandlik boʻyicha kuchsizlanadigan shamollar, tovush tarqalishi yoʻnalishiga qarama-qarshi yoʻnalishdagi balandlik boʻyicha kuchayadigan shamollar, yozda issiq kunlarda balandlik boʻyicha haroratning keskin pasayishlari kiradi.

12.4. Meteorologik jarayonlardan kelib chiqadigan tovushlar

Tabiatda momaqaldiroq guldirashi, shamolning uvillashi, elektr uzatish simlarining guvillashi, qorning gʻichirlashi kabi tovush hodisalari borki, ularning kelib chiqishi meteorologik va geofizik jarayonlar bilan bogʻliq. Ular orasidan eng koʻp oʻrganilgani **momaqaldiroq** hodisasidir. Momaqaldiroq yashin chaqnaganidan keyin eshitiladi.

Yashin razryadi boʻylab havo birdan kuchli isiydi va bu isigan havoning kuchli portlashlardagiga oʻxshab kengayishini yuzaga chiqaradi. Bu kengayish atmosferada koʻchadigan va Yer sirtigacha yetib keladigan zarbali toʻlqinni hosil qiladi. Tovush yashin yoʻlining har xil nuqtalaridan kuzatuvchiga bir vaqtda yetib kelmaydi, balki bulut bilan Yer sirtidan bir necha marta qaytib turli vaqtda yetib kelgani uchun **guldurash** davomli boʻladi. Momaqaldiroq guldurashi odatda 15-20 km masofagacha eshitiladi. Buning sababini quyidagicha tushuntiriladi:

1. Momaqaldiroq yashinning butun egri-bugri yoʻli boʻylab paydo boʻladi va uning energiyasi shu yoʻl boʻylab sochiladi.

2. Momaqaldiroq har doim eshitishga noqulay boʻlgan meteorologik sharoitlarda vujudga keladi.

Yashin chaqnashidan momaqaldiroqgacha oʻtgan vaqt oraligʻiga qarab kuzatuvchi turgan joydan yashin urilgan joygacha masofani aniqlash mumkin. Buning uchun yashin chaqnashidan

momaqalldiroqqacha o'tgan vaqt oralig'ini o'rtacha tovush tezligi 332 m/s ga ko'paytirish kerak.

Elektr simlarining guvillashi, shamol uvillashi, o'rmon shovqini va boshqa shu kabi tovush hodisalarini quyidagicha tushuntiriladi.

Havo oqimi qattiq jismlarni aylanib oqib o'tganida, ularning har birining yaqinida havoning uyurmalanishi paydo bo'ladi. Agar to'siqlardan uyurmalarining uzilishi inson qulog'i qabul qiladigan chastotalar bilan ro'y bersa, u holda tovush to'lqinlari hosil bo'ladi. Bunda shamol tezligi qanchalik katta bo'lsa, hosil bo'lgan tovush toni shunchalik yuqori bo'ladi. Shamol odatda kuchayib-pasayib esganidan ko'plab har xil tovushlar vujudga keladi.

Havo elektr simini aylanib o'tganida tovush toni shamol tezligidan tashqari tebranayotgan simning diametriga, tovush kuchi esa simning tarangligiga bog'liq. Qishda kuchli sovuqlarda simlar ayniqsa kuchli guvillaydi, chunki qishda simlar juda sovib tarangligi kuchaygan bo'ladi. Demak, simning tebranish chastotasining o'zgarishiga bog'liq ravishda guvillash chastotasi ham o'zgaradi.

Kuchli sovuqlar vaqtida qor qoplamining g'ichirlashini bilamiz. Bunday tovushning paydo bo'lishini quyidagicha tushuntiriladi. Inson oyog'ining, mashinalar g'ildiraklarining bosimi ostida qor uchqunlari harorat yuqori bo'lganda erib ketadi, harorat past bo'lganida esa qor uchqunlari sinib (parchalanib) aralashib ketishda g'ichirlash turidagi tovush chiqaradi. Harorat qanchalik past bo'lsa, g'ichirlash shunchalik kuchli bo'ladi.

Ma'lumki, chastotalari 16 Gs dan kam bo'lgan tovushlarni infratovushlar deb yuritiladi. Infratovush yuksak o'tish qobiliyatiga ega. Xususan, infratovush atmosferada bir necha o'n ming kilometr masofaga tarqalishi mumkin. Chunki infratovush atmosferada juda kam yutiladi va sochiladi.

Dengiz sirti to'lqinlanib turgan (shtorm vaqti) da suv sirti bo'ylab esgan shamol havoda suv sirtidagi to'lqin uzunligiga teng uzunlikdagi

tebranishlarni hosil qiladi. Bu tebranishlar aynan infratovushlarni paydo qilib, shamol tezligidan katta tezlik bilan tarqalib qirg'oqqa yetib keladi va shtorm yaqinlashayotganidan darak beradi. Infratovushning to'lqin uzunligi juda katta bo'lganligidan mazkur to'lqinlar uchun muhit bir jinsliroqday bo'lib qolganidan infratovush to'lqinlari atmosferada juda kam sochiladi.

Ma'lumki, vulqon otilganda, zilzila paytida infratovush paydo bo'ladi. Shu sababli vulqon otilishi yoki zilzila bo'lishi oldidan hayvonlar tahlikaga tushadi. Masalan, ilonlar to'dasi zilziladan oldin o'zlarining yashash joylaridan boshqa hududlarga ko'chib o'tganligi haqida ma'lumotlar mavjud.

Infratovush havoda yuqori chastotali tovushlarga nisbatan ancha kuchsiz yutiladi. Shuning uchun portlash va og'ir qurollardan otish paytida paydo bo'lgan infratovushlar yordamida uzoq masofalardagi portlash yoki otish joyining yo'nalishini aniqlash mumkin.

12-bob uchun savollar va masalalar

1. Atmosfera akustikasi nimalarni o'rganadi?
2. Inson qulog'i chastotalari qanday oraliqda bo'lgan tebranishlarni qabul qiladi?
3. Tovush manbalariga misollar keltiring.
4. Tovush to'lqinlari havoda qanday to'lqinlar tarzida tarqaladi? Vakuumda tovush tarqaladimi?
5. Atmosferada tovush tezligi qanday omillarga bog'liq?
6. Haroratning vertikal gradiyenti tovush nurlarining sinishiga qanday ta'sir ko'rsatadi?
7. Nima uchun havoda inversiya bo'lganida tovush to'lqinlarining tarqalish masofasi katta bo'ladi?

8. Nima uchun atmosferada tovush to'lqinlarining kuchsizlanishi ro'y beradi?
9. Aks-sado deb nimaga aytiladi?
10. Uzoqdan va yaxshi eshitilishga qulay meteorologik sharoitlarni tushuntiring.
11. Yaxshi eshitilishga noqulay meteorologik sharoitlarni ayting.
12. Kelib chiqishi meteorologik jarayonlarga bog'liq tovushlarga misollar keltiring.
13. Havo harorati 30°C ga teng bo'lganda tovush tezligini hisoblang.
Javobi: 348,4 m/s.
14. Havo harorati 20°C ga teng bo'lganda tovush tezligini hisoblang.
Javobi: 343,1 m/s.
15. Havo harorati 15°C ga, bosimi 1000 gPa ga teng. Shu sharoitda quruq havodagi va suv bug'iga to'yingan havodagi tovush tezliklarini hisoblang.
Javobi: 341,7 m/s; 341,9 m/s.
16. Quroldan otilganda uning aks-sadosi 10 s o'tgach eshitilgan. Agar havo harorati 20°C bo'lsa, tovush quroldan qancha uzoqlikdan qaytgan?
Javobi: 1720 m.
17. Tezligi $v = 16 \text{ m/s}$ janubiy shamolda tovush, shimoliy va shimoli-sharqiy yo'nalishlarda qanday tezlik bilan tarqaladi? Havo harorati 30°C ga teng.
Javobi: 365,9 m/s; 363,2 m/s.
18. Tovush manbayi 25 m balandlikda joylashgan. Havo harorati 18°C , haroratning vertikal gradiyenti $0,6^{\circ}/100 \text{ m}$; Tovush manbayidan qanday masofada sukunat zonasi (tovush soyasi) boshlanadi?
Javobi: 2,2 km.

19. Tovush signali eng kamida 3 km masofadan eshitilishi uchun tovush manbayi yer sirtidan qanday balandlikda bo'lishi kerak? Haroratning o'rtacha vertikal gradiyenti $0,6^{\circ}/100\text{ m}$ va havo harorati 20°C ga teng.

Javobi: $\approx 46\text{ m}$.

13-bob. ATMOSFERADAGI ELEKTR HODISALAR (ATMOSFERA ELEKTRI)

Meteorologiyaning atmosfera elektr xossalarini va atmosferada o'tadigan elektr hodisalarni o'rganadigan bo'limiga atmosfera elektr deb yuritiladi.

Bu bo'limda atmosferaning ionlashish holati va elektr o'tkazuvchanligi, atmosferaning elektr maydoni, atmosferadagi elektr toklari, atmosferaning hajmiy zaryadlari, bulutlarning va yog'inlarning elektrlanishi, chaqmoq razryadlar va boshqalarni o'rganiladi. Atmosferada elektr hodisalarining rivojlanishiga har xil meteorologik sharoitlar ta'sir qiladi. Atmosfera holatining elektr xususiyatlari esa o'z navbatida ba'zi meteorologik jarayonlarning rivojlanishiga ta'sir qiladi. Shuning uchun ularni amaliy faoliyatda e'tiborga olishimiz kerak.

Atmosfera elektr haqidagi ta'limot XVIII asr o'rtalaridan boshlab rivojlana boshlagan. Amerikalik olim V. Franklin taklifi bilan tajribalar o'tkazilib, ular asosida yashin bilan elektr mashinasi sharlari orasida hosil bo'ladigan uchqunning bir xil tabiatli ekanligini, yashin uchqundan o'zining katta o'lchamlari bilangina farq qilishini isbotlangan.

Rossiyada bunday tajribalarni 1752-1753 yillarda M.V. Lomonosov va G.V. Rixmanlar bajarganlar. Ular yashindan muhofaza qilish uchun yashin qaytargichni qo'llash usuliga asos soldilar.

Keyinchalik atmosferada elektr hodisalar faqat momaqaldirimli bulutlardagina emas, balki momaqaldirimlessiz bulutlikda va havo ochiq ob-havoda ham kuzatilishini, ya'ni atmosferada elektr maydon har doim mavjud bo'lishini isbot qilindi.

XIX asr oxirlarida atmosfera havosining o'tkazuvchanlik xossalari, atmosferada musbat va manfiy ionlarning mavjudligini aniqlandi.

XX asrda atmosfera elektri haqidagi ta'limot katta yutuqlarga erishdi. Bu davrga kelib atmosfera elektri haqidagi kuzatishlar Yer yuzasida, erkin atmosferada va okeanlarda keng dasturlar asosida olib borish amalga oshirildi. 1971 yildan boshlab esa kuzatishlar boshqariladigan kosmik kemalar, orbital stansiyalar yordamida olib borilmoqda.

Atmosfera elektri haqidagi ma'lumotlar fan va texnikaning turli sohalarida: aviatsiyada, tibbiyotda, geofizikada, elektr uzatish liniyalarini loyihalash va ishlatishda, bulutlardagi elektr razryadlarni o'rganishda va boshqalarda foydalaniladi.

13.1. Atmosferaning ionlashishi

Atmosfera gazlarining ionlashishi. Barcha gazlar normal sharoitda yaxshi izolyator hisoblanadi, chunki ularda normal sharoitda tok tashuvchi erkin zaryadlar bo'lmaydi. Bu fikrimizni isbotlash uchun bir-biridan havo oralig'i bilan ajratilgan kondensator plastinkalari (qoplamlari), o'zgarmas tok manbayi, galvanometrlardan iborat elektr zanjiri tuzaylik. Zanjir berk bo'lganda galvanometr strelkasi og'maydi, ya'ni zanjirdan tok o'tmayotgan bo'ladi. Kondensator qoplamlari orasiga yonib turgan shag'amni kiritib, havoni isitsak galvanometr strelkasi tezlik bilan og'adi, bu esa zanjirdan elektr toki o'tayotganini bildiradi. Bundan chiqadiki, gazni tok o'tkazuvchan qilish uchun unga u yoki bu usul bilan erkin zaryadlar kiritish yoki uning o'zida zaryadning erkin tashuvchilari-erkin zaryadlarni hosil qilish kerak. Erkin zaryadlarni qandaydir tashqi omil ta'siri bilan kiritish yoki gazda elektr maydon ta'siri yordamida hosil qilish zarur.

Yuqorida aytilgan tajribada ionlarni kondensator qoplamlari orasidagi havoni isitish yo'li bilan hosil qildik. Odatda gaz molekulalari elektr jihatdan neytral bo'ladi. Ammo tashqi ta'sir neytral molekuladan elektronni ajratib chiqarib, molekulani **musbat zaryadlangan ionga** aylantiradi. Ajralib chiqqan elektron esa erkin

holda qolishi yoki boshqa neytral molekulalar bilan birikib, uni **manfiy zaryadlangan ion**ga aylantiradi.

Gazning ionlashishi deganda neytral molekulalardan elektronlarning ajralishi va qisman elektronlarning neytral molekulalar bilan birikishini tushuniladi. Demak, gazlarni, shu jumladan, havoni turli xil ionizatorlar yordamida ionlashtirish mumkin. Ionizatorlar bo'lib yuqori harorat, radioaktiv moddalardan chiqadigan nurlar, ultrabinafsha, rentgen va kosmik nurlar xizmat qilishi mumkin.

Endi shu fikrlarni havoga nisbatan aniqlashtiraylik. Ionizator ta'sirida neytral molekulalar (yoki atom) dan elektron ajralib chiqqach, bu molekulada musbat zaryadlar soni, manfiy zaryadlar sonidan ortiqcha bo'lib qoladi, natijada elektronini yo'qotgan molekulalar musbat ionga aylanadi. Atmosferaning quyi qatlamlarida zichlik katta bo'lgani uchun ajralib chiqqan elektron juda qisqa vaqt ichida boshqa neytral molekulalar bilan birikib manfiy ionni hosil qiladi. Shu usulda atmosferada har biri elementar zaryad $e = 1,6 \cdot 10^{-19}$ Kl tashuvchi molekulyar o'lchamdagi musbat va manfiy ionlar jufti yuzaga keladi. Bunday ionlar juftlari, shuningdek, elektronlar faqat atmosferaning yuqori siyrak qatlamlarida mavjud.

Atmosferaning ancha zich quyi qatlamlarida esa ularga neytral molekulalar guruhlarida juda tez qo'shib ketadi. Odatda elementar zaryadga ega bir necha molekulalar (yoki atom) lar (10-20) birikishidan iborat musbat va manfiy ionlar kuzatiladi.

Bu ionlarning o'lchamlari 10^{-8} - 10^{-7} sm tartibida bo'lib, baribir molekulyar o'lchamli ionlar tarzida qoladi. Ularni **yengil ionlar** deb ataladi.

Ammo atmosferada har doim qattiq va suyuq holatdagi aerosol zarralar bor. Yengil ionlar havodagi mavjud kichik o'lchamli aerosol zarrachalarga o'tirib qolib, ularga o'z zaryadini beradi.

Og'ir ionlar deb ataladigan (o'lchami 10^{-5} sm tartibidagi) ionlar shunday usulda vujudga keladi. Ba'zan atmosferada **o'rta ionlar** deb ataladigan o'rta o'lchamli (10^{-6} sm) ionlar uchraydi. Ammo ularning tabiati hanuzgacha yetarli darajada o'rganilgan emas.

Yengil ionlarning soni balandlik bo'yicha ortib boradi, og'ir ionlarniki esa aksincha balandlik oshgan sari kamayib boradi. Yengil ionlar soni har km balandlikda o'rtacha 1000 tagacha oshib boradi.

Ionlarning harakatchanligi. Yerda va atmosferada zaryadlar har doim bor bo'lganligi uchun elektr maydon mavjud. Ionlar atmosferaning elektr maydonida kuch chiziqlari bo'ylab maydon kuchlanganligi E ga to'g'ri mutanosib tezlik bilan harakatlanadi va ularning tezligi ionning erkin yugurish yo'lining uzunligiga, massasiga va zaryadiga bog'liq. Bunda musbat ionlar elektr maydon kuch chiziqlari yo'nalishi bo'ylab, manfiy ionlar esa kuch chiziqlari yo'nalishiga qarama-qarshi yo'nalish bo'ylab harakatlanadi.

Ionlarning harakatchanligi deb ularning kuchlanganligi bir birlikka teng elektr maydon ta'sirida harakat tezligiga aytiladi. Ionlarning harakat tezligi V ni quyidagicha ifodalanadi:

$$V = u \cdot E \quad (13.1)$$

bu yerda: u - ion harakatchanligi, E - elektr maydon kuchlanganligi (13.1) formuladan

$$u = \frac{V}{E} \quad (13.2)$$

deb yoza olamiz.

(13.2) formuladan $E = 1$ bo'lganda $V = u$ ekanligi, ya'ni kuchlanganlik bir birlikka teng bo'lganda V son jihatdan u ga teng bo'ladi. Ion harakatchanligi $\text{sm}^2/(\text{V} \cdot \text{s})$ birlikda o'lchanadi.

Ionlarning harakatchanligi ionlashuvchi gazning tabiatiga, uning harorati va bosimiga, ion zaryadi ishorasiga va o'lchamiga bog'liq. Molekula qanchalik murakkab va og'ir bo'lsa, ularning

harakatchanligi shunchalik kichik bo'ladi. Manfiy ionlar harakatchanligi musbat ionlarnikidan katta.

Tabiiy sharoitlarda atmosferaning quyi qatlamlarida yengil ionlar harakatchanligi $(1 \div 2) \text{ sm}^2 / (\text{V} \cdot \text{s})$ tartibida bo'ladi.

Dengiz sathidan ko'tarilgan sari yengil ionlar harakatchanligi ortadi, og'ir ionlarning harakatchanligi esa yengil ionlarnikidan 1000-10000 martacha kam bo'ladi. Yengil ionlarning harakatchanligi bosim kamayganda va harorat oshganida kuchayadi. Chunki bunda ionlarning erkin yugurish yo'li uzunligi ortadi.

Og'ir ionlarning harakatchanligi yengil ionlar harakatchanligidan ming martalar (yuqorida aytganimizdek) kam bo'lib, 10^{-3} dan $25 \cdot 10^{-5} \text{ sm}^2 / (\text{V} \cdot \text{s})$ chegarada o'zgaradi.

Atmosferada ionlarning hosil bo'lish jarayonidan tashqari, ionlarning neytral molekulalarga aylanish jarayoni ham mavjud.

Ionlar va elektronlardan neytral molekulalarning hosil bo'lish jarayoniga rekombinatsiya deb yuritiladi. Demak, atmosferada ionlashish jarayoniga qarama-qarshi yoki ionlarning neytral molekulalarga aylanish jarayoni ham mavjud.

Yengil ionlar quyidagi jarayonlarda zaryadlarini yo'qotadi:

1. Bir-biri bilan rekombinatsiya jarayonida;
2. Ularning qarama-qarshi ishorali og'ir ionlar bilan birikishida;
3. Yengil ionlarning neytral zarrachalarga yopishib qolishida

Shuning uchun atmosfera aralashmalar bilan qanchalik ko'p ifloslansa, yengil ionlarning yo'q bo'lish jarayoni ham shunchalik jadal bo'ladi.

Ionlar konsentratsiyasi

Havoning birlik hajmi (1 sm^3) da mavjud bo'lgan ionlar soniga ionlar konsentratsiyasi n deb yuritiladi. Ionlar konsentratsiyasi 1 sm^3 da vaqt birligida hosil bo'ladigan ionlar soniga va turli xil omillar (rekombinatsiya, yopishish) ta'sirida, xuddi o'sha vaqtda yo'q bo'lgan

ionlar soniga bog'liq. Shuning uchun atmosferadagi ionlar konsentratsiyasi keng chegaralarda o'zgarishi mumkin.

Yer sirtida ionlarning tashkil topishiga atmosfera bosimining keskin o'zgarishi, tuproq va havoning kuchli isishi, qor qoplaminin tashkil topishi va parchalanishi, yog'inlarning yog'ishi ta'sir qiladi.

Kuchli shamol esa ionlarning bir joydan boshqa joyga ko'chishiga qulaylik yaratadi.

Havoning xiralanishi, kondensatsiya yadrolarining borligi, kondensatsiya mahsulotlarining (bulut, tuman, siyrak tuman) mavjudligi, yengil ionlarning kamayishi va og'ir ionlarning ko'payishi bilan sodir bo'ladi. Berilgan joydagi ionlar konsentratsiyasi ularni elektr kuchlarining ko'chirishi, diffuziya, havo massalari bilan ko'chishi natijasida o'zgaradi.

Yer sirtida og'ir ionlarning konsentratsiyasi, yengil ionlarning konsentratsiyasidan o'nlar marta katta. Balandlik oshgan sari yengil ionlar konsentratsiyasi ortadi, og'ir ionlarniki esa kamayadi. Og'ir ionlarning soni balandlik bo'yicha juda tez kamayadi, ishqalanish qatlamidan yuqorida esa og'ir ionlar deyarli uchramaydi.

13.2. Atmosferaning asosiy ionizatorlari

Havo normal sharoitda neytral molekulalardan tarkib topadi va shuning uchun izolyator hisoblanadi. Havoning elektr tokini o'tkazishi uchun, hech bo'lmaganda tashqi ionizator ta'sirida uning molekulalarining bir qismi ionlashishi (ionga aylanishi) kerak. Ionizator ta'sirida molekulalar (yoki atomlar) ning elektron qobig'idan bir yoki bir necha elektron uzilib chiqishi zarur.

Natijada gazda erkin elektronlar va musbat ionlar hosil bo'ladi. Elektronlarning bir qismi erkin holda qolsa, qolganlari neytral molekulalar bilan birikib manfiy ionlarni vujudga keltiradi.

Gazning ionlashishi uchun ionizatorning energiyasi biror **ionlashish ishidan** katta bo'lishi kerak. Ko'pchilik gazlar uchun ionlashish ishi $5 \div 25$ eV orasida bo'ladi.

Atmosferaning asosiy ionizatorlari bo'lib quyidagilar qaraladi:

1. Yer qobig'ida va atmosferada mavjud radioaktiv moddalarning nurlanishi, ularning ta'siri Yer sirtidan 5-6 km balandlikkacha tarqaladi;

2. Kosmik nurlar, ular butun atmosfera qalinligi bo'ylab ta'sir qiladi;

3. Quyoshning ultrabinafsha, rentgen va korpuskulyar nurlanishi. Ularning ta'siri atmosferaning yuqori qatlamlari (50-60 km dan yuqori) da yuzaga chiqadi.

Atmosferada mahalliy xususiyatga ega ikkinchi darajali ionizatorlar ham ta'sir qiladi:

4. Bulutlardagi chaqmoqli razryadlar va uchliklardagi tinch razryadlar. Ular atmosferaning elektr maydon kuchlanganligi katta bo'lganida paydo bo'ladi. Bu holda ionlashish tez elektronlarning neytral molekulalar bilan to'qnashuvda vujudga keladi.

5. Yonish jarayonida ta'sir qiladigan termik ionizatorlar (vulqonlar otilganda, o'rmon yong'inlarida). Tabiiy sharoitda havoda unchalik ko'p bo'lmagan erkin elektronlar va ionlar mavjud bo'ladi. Ular turli xil tabiiy ionizatorlar ta'sirida vujudga keladi. Yetarlicha kuchli maydon bu zarrachalarni shunday tezlashtirishi mumkinki, ularning kinetik energiyasi gazni ionlashtirish ishidan katta bo'lib qoladi. U holda elektronlar va ionlar neytral molekulalar bilan to'qnashib (elektrodlarga borish yo'lidagi), ularni ionlashtiradi. Natijada, yana bir musbat ion va elektron hosil bo'ladi. Elektr maydon kuchlanganligi katta bo'lganligi sababli o'z energiyasini yo'qotgan oldingi elektron va yangi hosil bo'lgan elektron ionlashish uchun zarur bo'lgan energiyani to'playdi. Keyingi to'qnashuvda esa endi to'rtta elektron va ikkita musbat ion hosil bo'ladi. Keyingi to'qnashuvlarda erkin elektronlar soni yana ham ortadi. Gazning yuqoridagiga o'xshash o'z-o'zidan ionlashishga **zarbali ionlashish** deb yuritiladi.

Radioaktiv ionizatorlar. Ma'lumki, ba'zi kimyoviy elementlarning barqaror izotoplari elementar zarralar va yadrolar chiqarib boshqa element izotoplariga aylanishiga **radioaktivlik** deyiladi.

Ko'pincha, ba'zi kimyoviy elementlar atomlari yadrolarining o'z-o'zidan yemirilib tashqariga elementar zarralar yoki elektromagnit nurlanish chiqarib boshqa elementlar yadrolarining aylanishiga radioaktivlik deb yuritiladi degan ta'riflar ham mavjud. Bunda «radioaktiv yemirilish» deganda yadroning parchalanishini emas, balki bir element atomi yadrosining yadro reaksiyasida elementar zarra chiqarib boshqa element yadrosiga aylanishini tushuniladi.

Tabiiy sharoitlarda mavjud bo'lgan radioaktiv izotoplarda kuzatiladigan radioaktivlikni **tabiiy radioaktivlik** deyiladi.

Radioaktiv nurlanish havodagi va tuproqdagi radioaktiv moddalarning yemirilish mahsulotidir. Atmosferaning tabiiy radioaktivligini, tuproqdan atmosferaga ko'tarilgan radioaktiv aerozollar va gazlar vujudga keltiradi. Yer qobig'i jinslarida radioaktiv moddalar (uran, toriy, radiy va boshqalar) bor. Radioaktivlik vaqtida moddalardan tashqariga α , β va γ nurlar chiqadi. α - nurlar aslida ${}_2\text{He}^4$ (geliy) atomlari yadrolari oqimidan iboratdir, uning moddada o'tgan yo'lini (to'xtashgacha) uning odimi (yugurishi), ya'ni **o'tuvchanlik qobiliyati** deyiladi.

Normal atmosfera bosimida α - zarralar havoda 3-9 sm yo'l o'tadi, ionlashtirish qobiliyati esa 100000-250000 juft ionga teng.

Shunday qilib, radioaktiv α - nurlanish tuproq sirtidan bir necha sm.ga cho'zilgan havo qatlamigina ionlashtiradi. β - nurlar (elektronlar oqimi) atmosfera quyi qatlamlarining ionlashishida muhim rol o'ynaydi.

Atmosferaning ionlashishida bosh rolni atmosferaning o'zida bor bo'lgan radioaktiv moddalarning nurlanishi o'taydi.

Bunday moddalarga radioaktiv gazlar va emanatsiyalar (radon, toron, aktinon) va ularning yemirilish mahsulotlari kiradi. Ular tuproq havosi bilan atmosferaga ko'tariladi va atmosferada vertikal va gorizontal havo oqimlari bilan turli tomonlarga tarqaladi.

Shunday qilib, havoning ionizatorlar tomonidan ionlashishi havo oqimlariga, atmosferaning termik stratifikatsiyasi va atmosfera bosimiga, shuningdek, Yer qobig'ida radioaktiv jinslarning borligiga va tuproq sirtidagi sharoitga bog'liq (masalan, qor qoplaminig borligi).

Yer sathida radioaktiv ionizatorlar har 1 s da 1sm^3 havoda 8 juft ion hosil qiladi, 4-5 km balandlikda esa ularning ionlashtirish ta'siri qariyb nolga tushadi.

Dengiz ustida radioaktiv ionizatorlarning ionlarni hosil qilishda roli kamayib ketadi.

Kosmik nurlar. Atmosfera qatlamlarining ionlashishida ahamiyatga ega bo'lgan ikkinchi ionizator bo'lib, kosmik fazodan keladigan yuqori energiyali kosmik nurlar hisoblanadi.

Olam fazodan Yer atmosferasiga katta tezlik bilan kelib kiradigan **birlamchi kosmik nurlar** atom yadrolari (protonlar va α -zarrachalar) oqimidan iboratdir. Bu yadrolarning havo tarkibiga kiradigan atomlar yadrolari bilan to'qnashuvida yangi yadrolar va har xil elementar zarralar paydo bo'ladi, ularning oqimlarini **ikkilamchi kosmik nurlar** deb yuritiladi. Birlamchi kosmik nurlar atmosferada kuchli yutiladi, shuning uchun Yer sirtiga ular hosil qilgan ikkilamchi kosmik nurlar yetib keladi. Birlamchi kosmik nurlar energiyasi 10^4 MeV ga, ikkilamchi kosmik nurlarniki esa 10^{14} MeV ga teng. Kosmik nurlar jadalligi dengiz sathidan 20 km balandlikda maksimal bo'ladi. Balandlik pasaygan sari (nurlarning yutilishi hisobiga) kosmik nurlarning jadalligi ham ozaya boradi va dengiz sathida minimal qiymatga erishadi (dengiz sathida kosmik nurlar 1sm^3 hajmda 1 s da 1,8 juft ion hosil qiladi).

Ion hosil bo'lishi jarayoni balandlik oshgan sari kuchayadi va 12 km balandlikda maksimumga erishib, kosmik nurlar bu balandlikda har 1sm^3 havoda o'rtacha 50 juft ion hosil qiladi. Bundan yuqorida balandlik oshgan sari havoning zichligi kamayganligi uchun ion hosil bo'lishi ham ozayadi.

Quyoshning ultrabinafsha, rentgen va korpuskulyar nurlanishi. Molekulalar yoki atomlar holatidagi ionlar hamda erkin elektronlar konsentratsiyasi yuqori bo'lgan, Yer sirtidan 50÷80 km balandliklardan boshlanib taxminan 400 km balandlikkacha cho'zilgan atmosfera qatlamiga ***ionosfera*** deb yuritiladi.

Ionosferada ionlar ultrabinafsha va rentgen nurlanishining yutilishidan va korpuskulyar nurlanish oqimi ta'siridan paydo bo'ladi. Ionosferadan yuqorida atmosferaning tashqi qatlami ***ekzosfera*** boshlanadi. Ionosferada havo zichligi haddan tashqari kam bo'lgani uchun kislorod yoki azot atomlari yoki molekulalaridan uzilib chiqqan elektronlar birmuncha vaqt mobaynida erkin qoladi, shuning uchun ionosferada elektronlar konsentratsiyasi ancha katta, ayniqsa, kunduz vaqtida o'ta yuqori bo'ladi (1sm^3 da 10^6 tagacha).

Bosh ionizatorlarning ta'sirini solishtirish ko'rsatadiki, quruqlikda Yer sirtidagi ionlashishning 80 foizi, 500 m balandlikkacha bo'lgan qatlamda 75 foizi radioaktiv nurlanish ta'sirida yuzaga chiqadi. Balandlik oshgan sari ionlashishda radioaktiv nurlanishning roli kamaya boradi, 5-6 km balandliklardan boshlab esa yetakchi rol kosmik nurlarga o'tadi, kosmik nurlar 12-15 km balandlikda eng ko'p ionlar sonini yaratadi. Katta balandliklarda ionlashish to'lig'icha quyoshning ultrabinafsha, rentgen va korpuskulyar nurlanishi hisobiga to'g'ri keladi.

13.3. Atmosferaning elektr o'tkazuvchanligi

Atmosfera havosining elektr o'tkazuvchanligi uning tarkibida musbat, manfiy ionlar va erkin elektronlarning mavjudligi bilan yuzaga chiqadi. Atmosfera havosining elektr o'tkazuvchanligi unda

mavjud bo'lgan ionlarning konsentratsiyasi va harakatchanligi bilan aniqlanadi.

Elektr maydon kuch chiziqlariga perpendikulyar joylashgan birlik yuzadan vaqt birligida o'tadigan elektr miqdori ionlar konsentratsiyasiga to'g'ri mutanosib ravishda o'zgaradi.

Atmosferada o'tkazuvchanlik toki zichligi i , solishtirma elektr o'tkazuvchanlik λ ga va elektr maydon kuchlanganligi E ga to'g'ri mutanosib bo'ladi:

$$i = \lambda \cdot E \quad (13.3)$$

Havoning elektr o'tkazuvchanligini atmosferada mavjud bo'lgan barcha ionlar vujudga keltiradi. Ammo og'ir ionlarning harakatchanligi yengil ionlar harakatchanligidan o'nlar marta kam, shuning uchun havoning elektr o'tkazuvchanligida og'ir ionlarning roli kam.

Umumiy elektr o'tkazuvchanlik λ ning qiymati quyidagi formula bo'yicha hisoblanadi:

$$\lambda = e \cdot n \cdot u \quad (13.4)$$

bu yerda: e - bitta ion (elektron) zaryadi, n - ionlar konsentratsiyasi, u - ionlar harakatchanligi.

Havoning elektr o'tkazuvchanligi maydon kuchlanganligi E o'zgarmas bo'lganda, faqat ionlar konsentratsiyasiga va harakatchanligiga bog'liq. Shuning uchun ionlar konsentratsiyasi va harakatchanligi o'zgarganda havoning elektr o'tkazuvchanligi ham o'zgaradi.

Dengiz sathidan balandlik oshgan sari elektr o'tkazuvchanlik ortadi, chunki balandlik oshgan sari ultrabinafsha va kosmik nurlar ta'sirida atmosfera havosining ionlashishi kuchayadi.

Yer sirtida havoning solishtirma elektr o'tkazuvchanligining o'rtacha qiymati $2 \cdot 10^{-14}$ sm/m ga teng. Ammo Yer sathida elektr o'tkazuvchanlikning keng chegarada o'zgarishini qayd qilishimiz

kerak. Tuman va tuman pardasi (siyrak tuman) da elektr o'tkazuvchanlik ancha, ba'zan esa bir necha o'n marta ozayadi.

Atmosferaning sanoat chiqindilari bilan ifloslanishi, uning elektr o'tkazuvchanligining kuchsizlanishiga olib keladi. Atmosferaning umumiy ifloslanishi hattoki Atlantika okeani ustidagi havoning elektr o'tkazuvchanligining kamayishiga olib kelgan.

Radioaktiv nurlanish manbayi yaqinida atmosferaning elektr o'tkazuvchanligi kuchayadi.

13.4. Ionosfera

Yer sirtidan birmuncha balandlikda quyoshning ultrabinafsha va rentgen nurlarining ionlovchi ta'siri natijasida vujudga kelgan molekula va atom holatidagi ionlar hamda elektronlar konsentratsiyasi juda yuqori bo'lgan atmosfera qatlamini **ionosfera** deb yuritilishini bilamiz. Ionosfera Yer sirtidan 50-80 km balandliklardan boshlanib, bir necha yuz (taxminan 400) km.gacha cho'zilgan. Ionosferada ionlar va elektronlar konsentratsiyasi juda katta bo'lganligidan elektr o'tkazuvchanligi juda yaxshi bo'ladi. Troposfera havosini ionosferaga nisbatan izolyator deb qarashimiz mumkin.

Ionosferaning turli balandliklarda joylashgan qatlamlarida ionlar konsentratsiyasi ham har xil taqsimlangan. Ionosferaning elektr o'tkazuvchanligi turli yo'nalishlarda bir xil emas. Ionosferaning elektr o'tkazuvchanligi eng katta qiymatga Yerning magnit maydon kuch chiziqlari yo'nalishi bo'yicha erishadi. Masalan, 100 km balandlikda solishtirma elektr o'tkazuvchanlik qiymati taxminan 10^{-2} sm/m ga, 400 km balandlikda kuch chiziqlari bo'ylab taxminan 10^2 sm/m ga, kuch chiziqlariga ko'ndalang yo'nalishda esa 10^{-8} sm/m ga teng.

Ionosferada ionlashishning asosiy manbayi to'lqin uzunliklari $\lambda < 0,1 \text{ m}$ dan kichik quyoshning ultrabinafsha nurlari, quyoshdan keladigan korpuskulyar zarrachalar oqimi va kosmik nurlardan

iboratdir. Ionlar rekombinatsiyasi va neytral molekulalarning hosil bo'lishi asosan elektronlarning musbat ionlar bilan birikishidan kelib chiqadi. Ionosferada radioto'lqinlarning qaytishi, sinishi va yutilishi ro'y beradi.

Ma'lumki, radiotexnikada foydalaniladigan elektromagnit to'lqinlarni **radioto'lqinlar** deb yuritiladi. Radioto'lqinlarning to'lqin uzunliklari 10000 dan 10 m gacha o'zgaradi.

Ionosferaning xususiyatlari har doim o'zgarib turadi.

Endi ionosferada radioto'lqinlarning tarqalishini qaraylik. Ionosfera radioto'lqinlar uchun sindirish koeffitsiyenti 1 dan ortiq bo'lmagan va u balandlik bo'yicha kamayib boradigan muhitdir. Shuning uchun ionosferaning quyi qatlamlarining optik zichligi, yuqori qatlamlarning optik zichligidan katta bo'ladi.

Radioto'lqin biror burchak ostida optik zichligi katta muhitdan optik zichligi kichik muhitga o'tganida tarqalish yo'nalishi o'zgaradi, ya'ni radioto'lqin optik zichliklari turlicha muhitlarning bo'linish chegarasida sinadi, uning trayektoriyasi qavariq tomoni optik zichligi kam muhitga qarab egrilanadi. Bunda radioto'lqinlarning sinishi ro'y bergan qatlamda elektronlar konsentratsiyasi qanchalik katta bo'lsa, shu qatlamda radioto'lqinlarning sinishi ham shunchalik kuchli bo'ladi.

Agar ionlashgan qatlamda elektronlar konsentratsiyasi balandlik bo'yicha uzluksiz ortsa, u holda radioto'lqinlar undan o'tishda botiq tomoni bilan yer sirtiga qaragan egri chiziq bo'ylab tarqaladi. Agar biror balandlikda elektronlar konsentratsiyasi yetarlicha katta bo'lsa radioto'lqinlarning to'la qaytishi ro'y beradi va radioto'lqinlar yer sirtiga tomon buriladi.

Agar radioto'lqinlarning to'lqin uzunligi qanchalik qisqa bo'lsa, ular ionosferaga shunchalik ko'p kirib (singib) boradi. Bu esa balandlik bo'yicha elektronlar konsentratsiyasining ortib borishidan yuzaga chiqadi.

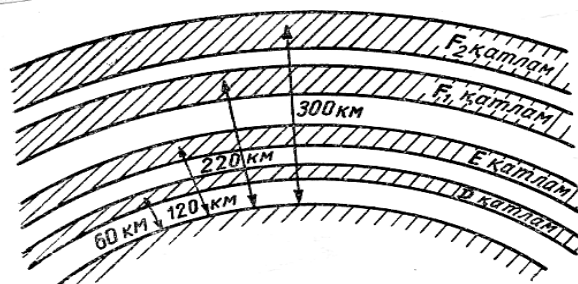
Hozirgi vaqtda radioto'lqinlar yordamida atmosferani tadqiq qilish keng dasturlar bo'yicha olib borilmoqda.

Ionosferani turli usullar bo'yicha o'tkazilgan ko'p sonli tadqiqotlar, ionlar va elektronlar konsentratsiyasining balandlik bo'yicha notekis taqsimlanganini ko'rsatadi. Konsentratsiyaning, turli balandliklarda joylashgan bir necha nisbiy maksimumlari mavjud. Bu maksimumlarni qamrab olgan ionosfera sohalarini shartli ravishda qatlamlar deb atalgan, ammo qatlamlarning bir-biridan keskin chegarasi yo'q.

Turli qatlamlardagi konsentratsiya maksimumiga mos kelgan balandliklar sutka va mavsum davomida o'zgarib turadi. Ionosfera kunduzi 50-60 km.dan, kechasi esa 80-85 km balandliklardan boshlanadi, chunki shu balandliklarda zaryadlangan zarrachalar ko'plab paydo bo'ladi.

Ionosferaning eng quyi D qatlami faqat kunduzi 50-60 km dan 80-85 km balandliklar orasida mavjud bo'ladi. Ushbu 13.1-rasmda atmosfera ionlashgan qatlamlarining taqsimlanishi taxminiy ko'rsatilgan.

D qatlam kechasi g'oyib bo'ladi. Bu qatlamda maksimal konsentratsiya $N_m=(2\div3)\cdot10^5 \text{ el / sm}^3$ orasida o'zgaradi. Bu qatlam o'rta va qisqa radioto'lqinlarni kuchli yutadi va uzun radioto'lqinlarni esa qaytaradi. Mazkur qatlamda manfiy ionlar soni elektronlar sonidan ortiq bo'ladi. D qatlamdan yuqorida 90-100 km balandliklarda turg'un E qatlam joylashgan. Bu qatlamda 100-110 km balandliklarda zaryadlangan zarrachalarning maksimal konsentratsiyasi $(1\div3)\cdot10^5 \text{ el / sm}^3$ gacha yetadi.



13.1-rasm. Atmosferada maksimal ionlashgan qatlamlarning taqsimlanishi

E qatlam asosan O_2^+ va N_2^+ hamda O^+ (ionlashgan kislorod atomi) dan tashkil topgan. O'rta radioto'lqinlar E qatlamdan qaytadi. E qatlamdan yuqorida G' qatlam boshlanadi. Yoz vaqtida bu qatlam G'_1 va G'_2 qatlamlarga bo'linadi. G'_1 qatlamda konsentratsiya maksimumi $(2 \div 6) \cdot 10^5$ el/sm³ ga teng bo'lib, bunday konsentratsiya miqdori 180-200 km balandliklarda mavjud bo'ladi. G'_2 qatlam qisqa radioto'lqinlarni qaytaradi. G' qatlam asosan ionlashgan kislorod (O^+) atomlari va kislorod molekulalari ionlari (O_2^+) dan tashkil topgan. G'_2 qatlam har doim mavjud bo'ladi.

G'_2 qatlamda konsentratsiya maksimumi 250-400 km balandliklarda uchrab, $2 \cdot 10^5$ dan $5 \cdot 10^6$ el/sm³ gacha yetadi.

Demak, ionlashgan yuqori qatlamlarga ko'tarilgan sari birlik hajmga to'g'ri kelgan zaryadlangan zarrachalar soni ortib boradi.

Ionosferaning yuqori qismida elektronlar konsentratsiyasi balandlik oshgan sari sekin kamayib boradi. Masalan, 1000 km da $n = (5 \div 10) \cdot 10^5$ el/sm³ bo'lsa, 15-20 ming km balandliklarda esa bir necha yuzdan 10 el / sm³ gacha kamayadi. Ionosferaning tashqi qismida ionlashgan kislorod atomlari (O^+) va azot (N^+) atomlari afzal tarqalgan. 400 km balandlikdan boshlab esa ionlashgan geliy (He^+) va vodorod (H^+) atomlari (protonlar) mavjud. Balandlik oshgan sari kislorodning nisbiy miqdori kamayadi, geliy miqdori o'zgarmaydi, protonlar miqdori esa tez ortadi. 1200-1400 km.dan yuqorida esa ionosfera asosan protonlardan tashkil topgan.

Ionosferani tizimli o'rganish ilmiy va amaliy ahamiyatga ega. Qayd qilamizki, ionosferani tadqiq qilish asosida katta balandliklardagi atmosfera tuzilishi va fizik xossalari haqida ko'plab ma'lumotlar olingan. Bundan tashqari, ionosferani o'rganish radioaloqani yaxshilash yo'llarini topishda ham ahamiyatga ega.

13.5. Atmosferaning elektr maydoni

Ma'lumki, zaryadlangan zarralar yoki elektrlangan jismlar atrofida elektr maydon mavjud. Zaryadlarning o'zaro ta'siri elektr maydon yordamida amalga oshadi.

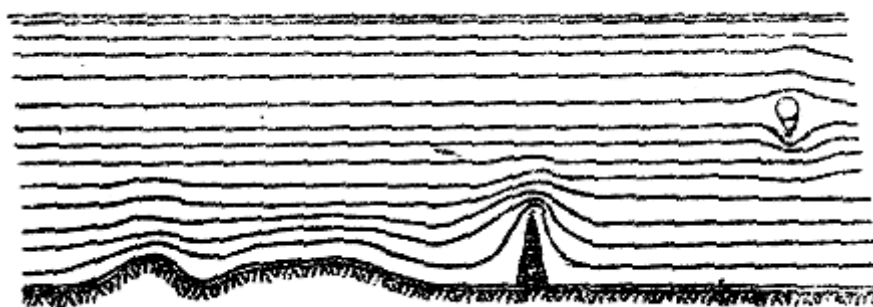
Atmosferada va Yerda har doim mavjud bo'lgan elektr zaryadlari elektr maydonni vujudga keltiradi. Yer butunligicha manfiy, atmosfera esa musbat zaryadlangan. Natijada, atmosfera bilan Yer orasida elektr maydon har doim mavjud bo'ladi. Bu elektr maydon kuch chiziqlari Yer sirtiga perpendikulyar ravishda atmosferadan yerga tomon yo'nalgan. Elektr maydon kuchlanganligining eng katta qiymatlari yer sirtida va atmosferaning quyi qatlamlarida qayd etilgan.

Atmosferaning elektr maydoni uning har bir nuqtasidagi *potensial* V bilan tavsiflanadi (odatda Yerga nisbatan).

Elektr maydon potensialini **izopotensial sirtlar**, ya'ni barcha nuqtalarida potenciallari bir xil bo'lgan sirtlar yordamida tasavvur qilinadi.

Quyidagi 13.2-rasmda atmosferaning yerga yaqin qatlamining vertikal kesimidagi izopotensial sirtlar ko'rsatilgan. Izopotensial sirtlar hech qachon bir-biri bilan kesishmaydi. Chunki elektr maydon potensial har bir nuqtada son jihatidan bir-biridan farq qiladi. Agar atmosferada biror g'alayonlashish bo'lmasa, izopotensial sirtlar Yer sirtining tekis qismi ustida unga parallel joylashgan parallel tekisliklardan iborat bo'ladi. Izopotensial sirtlar Yer sirtidagi turli

notekisliklar (tepaliklar, tog'lar, imoratlar va boshqalar) ni aylanib o'tadi. Izopotensial sirtlar yer relyefining pastqam joylari ustida bir-biridan uzoqlashadi, har qanday do'ngliklar ustida esa bir-biriga yaqinlashadi. Havo elektr xossalari o'zgarishi sababli hosil bo'lgan bir jinsli emasliklar ham izopotensial sirtlarning egilishiga sabab bo'ladi. Elektr maydon kuch chiziqlari izopotensial sirtlarga perpendikulyar ravishda musbat zaryadlardan manfiy zaryadlar tomon yo'naladi.



13.2-rasm. Atmosferaning yerga yaqin qatlamining vertikal kesimidagi izopotensial sirtlar

Elektr maydonni odatda elektr maydon kuchlanganligi E va potensial gradiyenti $\Delta V/\Delta n$ bilan tavsiflanadi va bu ikki kattalik orasida quyidagicha munosabat mavjud:

$$E = - \frac{\Delta V}{\Delta n} \quad (13.5)$$

bu yerda: Δn - potenciallari bir-biridan ΔV ga farq qiladigan ikkita izopotensial sirtlar orasidagi masofa.

Yuqoridagi (13.5) formuladan ko'rinadiki, elektr maydon kuchlanganligi son jihatdan birlik masofadagi potensial o'zgarishiga teng va potensialning kamayishi tomon yo'nalgan, (13.5) formuladagi «-» ishorasi xuddi shu ma'noni bildiradi. Shuningdek, (13.5) formuladan Δn qanchalik kichik bo'lsa, ya'ni izopotensial sirtlar bir-biriga qanchalik yaqin joylashgan bo'lsa, shu joyda maydon kuchlanganligi shunchalik katta bo'ladi. 13.2-rasmdan ko'rinadiki, maydon kuchlanganligi qavariq joylar, ayniqsa, uchlik buyumlar

yaqinida katta bo'ladi. Havo ochiq kunlari atmosferadagi tabiiy sharoitlarda kuch chiziqlari vertikal yoki shunga juda yaqin yo'nalgan. Shuning uchun (13.5) formuladagi Δn o'rniga Δh balandlikni qo'yamiz:

$$E = -\frac{\Delta V}{\Delta n} = -\frac{\Delta V}{\Delta h} ; \quad E = -gradV \quad (13.6)$$

Maydon kuchlanganligi va potensial gradiyenti V/m yoki V/sm birliklarda o'lchanadi. Yer sirtida potensial gradiyentning o'rtacha qiymati 130 V/m ga teng.

Ayrim punktlarda potensial gradiyentining o'rtacha qiymatlari 130 V/m dan sezilarli farq qilishi mumkin. Masalan, Pavlovsk (Sankt-Peterburg) da $\frac{\Delta V}{\Delta n} = 171 \frac{V}{m}$, Potsdamda 203 V/m, Yekaterinburgda 161 V/m, Toshkentda 128 V/m, Antarktikada 140 V/m, okeanlarda 134 V/m ga teng. Bu misollardan ko'ramizki, potensial gradienti mo'tadil kengliklarda nisbatan katta qiymatlarga ega, ekvatorga va qutbga tomon borgan sari kamaya boradi. Yuqoriga ko'tarilgan sari atmosferada potensial ortadi, ammo potensial gradiyenti juda tez kamayadi.

Masalan, $\Delta h = 0$ da $\Delta V/\Delta h = 130$ V/m, 500 m balandlikda $\Delta V/\Delta h = 50$ V/m,, 3000 m balandlikda 20 V/m, 9000 m balandlikda 5 V/m ga teng bo'ladi. Potensial gradiyentning bunday kamayishi atmosferada hajmiy zaryadlarning borligi bilan tushuntiriladi.

Yer sirtidagi va erkin atmosferadagi potensial gradiyenti ob-havo sharoitlariga bog'liq. Elektr o'tkazuvchanlik bilan potensial gradiyenti orasida uzviy bog'lanish bor, aniqrog'i o'tkazuvchanlik bilan potensial gradiyenti bir-biriga qarama-qarshi yo'nalishda o'zgaradi. O'tkazuvchanlikka ta'sir qiladigan barcha meteorologik sharoitlar potensial gradiyenti qiymatlariga ham ta'sir qiladi. Havo changlanishi kuchayganda o'tkazuvchanlik kamayadi, kuchlanganlik esa ortadi. Elektr maydon kuchlanganligi tuman tushganida, bulutlar paydo bo'lganida, ayniqsa yog'inlar yog'ayotgan vaqtda kuchli o'zgaradi.

Yuqori qavat bulutlari Yer sirtidagi elektr maydon kuchlanganligiga deyarli ta'sir qilmaydi. Quyi qavat bulutlarining E ga ta'siri, ularda yirik zarrachalar paydo bo'lganida va yog'in yoqqanida ancha kuchayadi. Chaqmoqli bulutlarda potensial gradiyentining qiymatlari o'n minglarcha V/m ga yetadi, havo ochiq ob-havoda potensial gradiyentining qiymati ancha turg'un bo'ladi.

Atmosferadagi hajmiy zaryadlar. Atmosferadagi biror hajmda ortiqcha to'plangan bir xil ishorali zaryadlarga **hajmiy zaryadlar** deb yuritiladi. Hajmiy zaryad ρ harfi bilan belgilanadi va Kl/m^3 birlikda o'lchanadi. Bu kattalik zaryadning hajmiy zichligini bildiradi.

Atmosferada ρ ning o'rtacha qiymatlari $10^{-13} Kl/m^3$ tartibida bo'ladi. Hajmiy zaryadlar chaqmoq (yashin) paytida ko'plab vujudga keladi. Ular yomg'irli qor va qum bo'ronlarida, dengiz suvlarining kuchli to'lqinlanishida, o'rmonlar yong'inida va boshqalarda hosil bo'ladi.

Atmosferadagi hajmiy zaryadlar asosan musbat ishorali bo'ladi. Ammo bulutlarda va tumanlarda manfiy zaryadlangan hajmiy zaryadlar ham ro'yobga chiqishi mumkin.

13-bob uchun savollar va masalalar

1. Meteorologiyaning atmosfera elektri bo'limida nimalarni o'rganiladi?
2. Atmosferaning ionlashishi deb qanday jarayonga aytiladi?
3. Atmosferada qanday ishorali ionlar hosil bo'ladi va ular qanday tavsiflanadi?
4. Atmosfera ionizatorlarining asosiy turlarini tushuntiring.
5. Atmosfera o'tkazuvchanligi deb nimaga aytiladi?
6. Elektr o'tkazuvchanlik balandlik bo'yicha qanday o'zgaradi?
7. Ionosfera deb atmosferaning qanday qatlamiga aytiladi?
8. Elektr o'tkazuvchanlik balandlik bo'yicha qanday o'zgaradi?
9. Radioto'lqinlar atmosferada qanday tarqaladi?

10. Ionosferani o'rganishning amaliy ahamiyatini tushuntiring.
11. Atmosfera elektr maydonining potensial gradiyenti deb nimaga aytiladi?
12. Izopotensial sirtlar va elektr maydonning kuch chiziqlari qanday joylashgan?
13. Yer sirtidan balandlik oshgan sari elektr maydon kuchlanganligi qanday o'zgaradi?
14. Atmosferadagi hajmiy zaryadlar deb nimaga aytiladi?
15. Yer sirtidan elektr maydon kuchlanganligining o'rtacha qiymati 130 V/m bo'lganda musbat yengil ionlarning tezligini hisoblang.

Javob: $1,78 \cdot 10^{-2} \text{ m/s}$.

16. Kuchlanganligi 180 V/m bo'lgan elektr maydonda, harakatchanligi $10^{-8} \text{ m}^2/(\text{V} \cdot \text{s})$ bo'lgan og'ir ionlarning tezligini hisoblang.

Javob: $1,8 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$.

17. Yer sirtidagi elektr maydon kuchlanganligi $E_0 = 130 \text{ V/m}$, Yer sirtidan 500 m balandlikdagi elektr maydon kuchlanganligi $E_h = 50 \text{ V/m}$. Shu qatlamdagi hajmiy zaryadning zichligini hisoblang.

Javobi: $14,2 \cdot 10^{-13} \text{ Kl/m}^3$.

18. Yer sirtidagi elektr maydon kuchlanganligi $E_0 = 130 \text{ V/m}$, Yer sirtidan 3000 m balandlikda elektr maydon kuchlanganligi 20 V/m . Shu qatlamdagi zaryadning hajmiy zichligini hisoblang.

Javobi: $3,24 \cdot 10^{-13} \text{ Kl/m}^3$.

14-bob. IQLIM

14.1. Ob-havo va iqlim haqida

Ob-havo tushunchasi bilan iqlim tushunchasi o'zaro chambarchas bog'langan. Biz ob-havo deganda biror joy yoki hudud ustidagi atmosferaning biror aniq vaqtdagi yoki vaqt oralig'idagi meteorologik kattaliklar majmuasi bilan aniqlanadigan holatini tushunamiz. Ob-havoni tavsiflash uchun havo bosimi, havo harorati va namligi, bulutlik, shamol tezligi va yo'nalishi, yog'inlar kabi asosiy meteorologik kattaliklarning biror vaqt paytidagi yoki vaqt oralig'idagi qiymatlarini bilish kerak. Ob-havo meteorologik kattaliklarning birgalikda olingan miqdorlari bilan belgilanadi. Odatda ob-havo deganimizda yer yuzasiga yaqin havo qatlamidagi ob-havoni tushunamiz. Hozirgi vaqtda aviasiyaning taraqqiyoti munosabati bilan erkin atmosfera ob-havosini ham muntazam o'rganiladi. Ko'pincha biror muddatdagi (sutkalik, haftalik va oylik) ob-havo haqida so'z boradi, bunday hollarda ob-havoni meteorologik kattaliklarning shu davrdagi o'rtacha qiymatlari yordamida tavsiflaymiz.

Ob-havo kamdan-kam va qisqa vaqt davomidagina barqaror turadi, u odatda juda tez o'zgaruvchanlik xususiyatiga ega. Meteorologik kattaliklar qiymatlarining o'zgarishi bilan ob-havo ham o'zgarib ketadi. Ob-havo o'zgaruvchan bo'lganligi uchun meteorologik stansiyalarda o'lchashlarni uzluksiz ravishda sutkasiga 8 martadan o'tkazilib boriladi.

Ma'lumki, jarayon va hodisalarning vaqt o'tishi bilan qonuniy ravishda takrorlanib turishiga **rejim** deyiladi.

Ob-havo rejimi esa atmosferada ro'y beradigan jarayon va hodisalarning yil davomida qonuniy ravishda oldinma-keyin tartib bilan almashinib turishini bildiradi. Bu fikrimizni tushunish uchun fasllarning almashinuviga doir ushbu misolni keltiramiz.

O'zbekistonda har yili yozda havo juda isib ketadi, so'ngra kuzda havo salqinlashadi, qishda esa uzoq vaqt sovuq bo'lib turadi, bahor kelishi bilan havo yana isiy boshlaydi.

Ob-havoning tartib bilan almashinishi har yili takrorlanib turadi, ammo har yilgi ob-havo takrorlanishlari bir xil tarzda ro'y bermaydi. Ba'zi yillari yoz issiqroq, qish esa sovuqroq kelsa, boshqa bir yillari yoz salqinroq, qish esa iliqroq keladi. Bu davrlarda meteorologik kattaliklarning o'zgarishi o'rtacha qiymatlardan katta chetlashishlar ro'y bermaydi va qishdan-yozga o'tishda katta keskin tartibsiz o'zgarishlar sodir bo'lmaydi. Masalan. Toshkent shahri hududida havo hech qachon yanvar oyida $+35, \dots, +40^{\circ}\text{C}$ issiq va quruq bo'lmagan, iyul oyida esa sovuq tushib qor yog'magan.

Yer sharining turli qismlarida ob-havo jarayonlarining ko'p yillik rejimi ham har xil tarzda bo'ladi. Masalan, O'zbekiston Respublikasi hududi yozda ancha issiq, qishi unchalik sovuq emas, sernam (ba'zi yillarni hisobga olmaganda) kontinental iqlimga ega. Rossiyaning Sibir qismida esa qish juda sovuq, uzoq muddatli, ko'p qor yog'adi, yozi esa salqin bo'ladi. Demak, turli joylarning ko'p yillik ob-havo rejimi o'ziga xos xususiyatlarga ega.

Biror joyning geografik joylashuv o'rni bilan yuzaga kelgan ko'p yillik ob-havo rejimiga shu joyning iqlimi deyiladi. Yoki ma'lum bir joy (yoki hudud) ga xos bo'lgan ko'p yillik ob-havo rejimiga shu joy (yoki hudud) ning iqlimi deyiladi.

Iqlim ta'rifini yanada to'laroq qilib aytsak, iqlim deb biror joyda yer yuzasiga tushadigan quyosh radiatsiyasiga, taglik sirtning xususiyatlariga va atmosfera sirkulyatsiyasiga bog'liq ravishda yuzaga chiqqan ko'p yillik ob-havo rejimiga aytiladi.

Ko'pchilik **«ob-havo»** va **«iqlim»** tushunchalarini aralashtirib yuboradilar. Bu tushunchalar orasida katta farq bor. Ob-havo yuqorida aytganimizdek berilgan joy ustidagi atmosferaning biror aniq vaqtdagi meteorologik elementlarning majmuasi bilan

aniqlanadigan fizik holatidir. Iqlim esa ob-havoning ko'p yillik rejimi asosida aniqlanadi. Iqlim ob-havodan farq qilib, barqaror bo'ladi. Iqlim yo'llar, asrlar davomida o'zgarmasdan, geologik davrlar mobaynida o'zgaradi.

Iqlim tabiatga va insonlarning xo'jalik faoliyatiga ob-havo sharoitlari orqali ta'sir qiladi, turli iqlimli hududlarning ob-havo sharoitlari bir-biridan farq qiladi. Yer sharining turli joylarida tabiiy ravishda tarqalgan o'rmonlarning va mevali daraxtlarning turlari o'sha joylarning ob-havo sharoitlariga moslashgan.

U yoki bu hududda parvarish qilinadigan ekinlarning turlari ham shu hududning ob-havo va iqlim sharoitlariga moslab tanlanadi.

Masalan, O'zbekiston hududlarida yil bo'yi quyoshli kunlar soni ko'p bo'lganligi uchun eng issiqsevar ekin g'o'za parvarish qilinadi. Rossiyaning shimoliy hududlarida yil bo'yi quyoshli kunlar soni kam, ser yomg'ir havo harorati yuqori bo'lmagani uchun g'o'zani parvarish qilinmaydi.

Biror hududning iqlimini baholashda, shu hududda ko'p yillar davomida kuzatilgan ob-havo rejimining o'rtacha qiymatini olish kerak. Yanada aniqroq qilib aytganda, ma'lum hududning iqlimini belgilashda shu hududda 50-100 yil davrida kuzatilgan meteorologik kattaliklarning o'zgarishlariga asoslanib ish ko'riladi.

Iqlim yildan-yilga ma'lum chegaralarda o'zgarib turadi. Ammo biror ko'p yillik davrdan boshqa ko'p yillik davrga nisbatan o'zgarishi juda kam bo'ladi. Iqlim o'zgarishlari ma'lum bir o'rtacha qiymatlar atrofida tebranish xususiyatiga ega. Iqlimning tubdan o'zgarishi faqat geologik davrlar ichida ro'y beradi.

Yer sharining ayrim qismlaridagi iqlimlarning shakllanish sharoitlarini, iqlim tuproqlarini va iqlimiy rejimlarini o'rganadigan fanga ***iqlimshunoslik*** deb atalishini bilamiz.

Iqlimshunoslik iqlim yaratuvchi turli omillarning o'zaro bog'lanishiga va ularning taglik sirt bilan o'zaro ta'sirini tekshiradi.

Iqlimshunoslik Yer shari sirtidagi turli meteorologik hodisalarni va iqlim turlarining taqsimlanishidagi qonuniyatlarni o'rganish bilan shug'ullanadi. Biror joyning iqlimiy sharoitlarini aniqlash uchun shu joydagi meteorologik stansiyalarning ko'p yillik ma'lumotlaridan keng foydalaniladi. Bu ma'lumotlar meteorologik elementlarning o'rtacha va eng chetki (eng yuqori va eng oz) qiymatlarini topish imkonini yaratadi: ulardan olingan joyning iqlimini miqdoriy tavsiflashda va turli joylar iqlimlarini o'zaro taqqoslashda foydalaniladi.

Umumlashtirib aytganda, iqlimshunoslik iqlim yaratuvchi jarayonlar va geografik omillar ta'sirida iqlimlar genezisi (hosil bo'lish sharoitlari) ni aniqlash, Yer sharining turli mintaqalari va viloyatlari iqlimlarini tavsiflash, tasniflash va ularning taqsimlanishi, o'tgan geologik (paleoiqlimshunoslik) va tarixiy davrlar iqlimini o'rganish bilan shug'ullanadi. Shuningdek, iqlimshunoslik fani hozirgi vaqtda insonlarning xo'jalik faoliyati ta'sirida iqlim o'zgarishini ham tekshiradi.

14.2. Iqlim yaratuvchi omillar

Iqlim yaratuvchi asosiy omillarga quyidagilar kiradi:

1. Quyosh radiatsiyasi.
2. Joyning geografik kengligi.
3. Atmosfera sirkulyatsiyasi.
4. Yer yuzasining turi va uning xossalari.
5. Joy relyefi.
6. Insonlarning yer yuzasini o'zgartiruvchi faoliyati.

Endi biz bu omillarning har biriga to'xtalamiz.

Quyosh radiatsiyasi eng muhim iqlim yaratuvchi omillardan bo'lib, uning ta'sirida yer yuzasida va atmosferada turli-tuman fizikaviy jarayonlar o'tadi.

Yer sirtidagi biror joyga tushuvchi quyosh radiatsiyasining miqdori, shu joyning geografik kengligiga bog'liq. Joyning geografik kengligi Quyoshning tushki paytdagi ufq (gorizont) dan balandligini, kunduz va tun davomiyligini, demak quyosh nurlanish oqimi energiyasining kelishi-sarfini belgilaydi. Dastavval ta'kidlaymizki, Quyoshdan Yer sirtiga nurlanish oqimi tushadi va uning faol sirtida yutilgan qismi issiqlikka aylanadi. Shuning uchun yer yuzasiga qancha ko'p quyosh radiatsiyasi tushsa, faol yuza shuncha ko'p issiqlik oladi va yerga yaqin havoni ham shuncha ko'p isitadi.

Ekvatorda Quyosh har doim ufqqa nisbatan eng ko'p balandga ko'tarilgani va quyosh nurlari yerning gorizontali yuzasiga katta burchaklarda tushgani uchun ekvatorda quyosh radiatsiyasining yillik miqdori boshqa kengliklardagiga nisbatan eng ko'p bo'ladi. Tropik kengliklardagi birlik yuzaga ekvatorial zonadan kamroq quyosh radiatsiyasi tushadi (ammo boshqa kengliklardagidan ko'p). Ekvatorial zona va tropik kengliklar quyosh energiyasini eng ko'p oladi. Shuning uchun bu yerlarda issiq tropik iqlim vujudga kelgan.

Ekvatorial iqlimda harorat rejimi yil davomida deyarli bir me'yorda bo'ladi. Havoning oylik o'rtacha harorati $24-28^{\circ}\text{C}$ orasida o'zgaradi. Minimal harorat ba'zan 20°C ga, maksimal harorat esa 35°C ga yetadi. Ekvatorial zonada haroratning yuqori bo'lmasligiga sabab bu zonada quyosh radiatsiyasining 75 foizgacha qismi bug'lanishga sarf bo'lishidir.

Ekvatorial zonada havoning nisbiy namligi 70-90 % atrofida o'zgaradi. Bunday iqlim o'simliklarning o'sishi uchun qulay ob-havo sharoitlarini yaratadi. Bu zonada yog'inning yillik miqdori 2000 mm dan yuqori. Bu zonada yalpi (yig'indi) quyosh radiatsiyasining yillik miqdori 200-220 kkal/(sm²·yil) gacha yetadi.

Ekvatoridan yuqori kengliklarga siljigan sari gorizontali yuzaga quyosh nurlari tobora kichikroq burchaklarda tushadi. Qutbiy mamlakatlar va qutb atrofidagi hududlar quyosh issiqligini eng kam

oladi, shuning uchun qutbiy kengliklarda qattiq sovuq iqlim hukm suradi. Markaziy Arktikada yanvar oyida havoning o'rtacha harorati - 40°C , materik qirg'oq bo'ylarida -30°C atrofida. Manfiy haroratli davr quruqlikda 10 oydan, okeanda 11 oygacha davom etadi. Eng issiq oyning harorati okeanda 0°C atrofida, sohillarda esa $3-5^{\circ}\text{S}$. Yiliga iliq davr ikki oydan oshmaydi.

Arktika kengliklarida yillik yalpi radiatsiya yig'indisi miqdori $55-75 \text{ kkal}/(\text{sm}^2\cdot\text{yil})$ ga teng.

Antarktida yerlari ustida doim antisiklon havosi hukm suradi. Shuning uchun bulutsiz kunlar soni ko'p bo'lganidan va atmosferaning tiniqligi sababli yalpi radiatsiyaning yillik miqdori yig'indisi $100-120 \text{ kkal}/(\text{sm}^2\cdot\text{yil})$ gacha etadi. Turli sabablarga ko'ra Antarktida iqlimi Yer sharidagi eng sovuq iqlimdir.

Demak, Yerning shimoliy va janubiy qutblari iqlimlari bir-biridan farq qiladi. Buning sababi janubiy qutbning quruqlikda, shimoliy qutbning esa okean tagida joylashganligidadir. Arktikada suvning sovishida ajralgan issiqlik muz qatlamidan o'tishda juda ham kamayadi va qolgan qismi havoga tarqaladi. Antarktidada esa quruqlik ustini muz qoplagan, quruqlik harorati shimoliy qutbdagi muz qatlami ustidagi haroratdan 10°C ga past.

Antarktidada quruqlik ancha balandda, o'rtacha 2000 m balandda joylashgan, qirg'oqlarda yo'nalishini qarama-qarshisiga o'zgartirib turadigan kuchli shamollar esadi.

Yuqorida aytganimizdek ko'pincha antisiklonlar hukmronlik qilgani uchun havo ochiq va tiniq bo'ladi. Uzun to'liqlik nurlanish sababi janubiy qutb hududlari g'oyat sovib ketadi, ba'zan havo harorati - 90°C gacha pasayadi.

Radiatsion balansning eng ko'p miqdorlari nam tropik iqlimlarda kuzatiladi. Masalan, Arab dengizi va Bengal ko'rfazining shimolida radiatsion balansning yillik miqdori $120-140 \text{ kkal}/(\text{sm}^2\cdot\text{yil})$ gacha yetadi.

Yuqori kengliklarga o'tilgan sari yillik radiatsion balans yig'indisi kamayib boradi va qutbiy hududlarda 20 kkal/(sm²·yil) dan ham kamayib ketadi. Arktikaning markazida radiatsion balans nolga yaqinlashadi.

Atmosfera sirkulyatsiyasining xususiyatlari iqlimga juda katta ta'sir ko'rsatadi. Iqlimning hosil bo'lishida havo massalarining adveksiyasi, havo massalarining transformatsiyasi va frontogenez hodisalarining ahamiyati katta.

Adveksiya jarayonida havo massalari bir hududdan ikkinchi hududga kirib keladi. Shu sababli hosil bo'lgan iqlim havo massalarining kirib kelishiga, ularning tez-tez yoki kam takrorlanishiga va kirib kelgan havo massalarining xususiyatlariga bog'liq.

Havo massalarining transformatsiyasi, ya'ni bir xususiyatli havo massasi yetarli ravishda bir jinsli taglik sirt ustida uzoq vaqt turib qolsa, shu hududga xos xususiyatli havo massasiga aylanishi ham iqlim hosil qilishda ahamiyatga ega. Masalan, ayrim yillarda yozda ham Arktikaning sovuq havosi O'rta Osiyoga kirib keladi. Ammo Arktika muzlari ustida hosil bo'lgan sovuq havo O'rta Osiyoga yetib kelguncha ancha qiziydi va O'rta Osiyodagi biror hudud ustida turib qolsa, quruq issiq havoga aylanadi.

Iqlimning hosil bo'lishida frontogenez jarayonining, ya'ni atmosfera frontlarining tashkil topishi va kuchayishining ahamiyati juda katta.

Iqlim shakllanishiga taglik sirtning xususiyatlari ham kuchli ta'sir ko'rsatadi. Agar quyosh radiatsiyasining yer sirtiga tushishi va sarf bo'lishi faqat geografik kenglikka bog'liq bo'lganda edi, u holda bir xil kenglikdagi hamma joylarning iqlimi bir xil bo'lar edi. Ammo iqlimning hosil bo'lishida taglik sirtning turi va uning xususiyatlari turlicha bo'lganidan turli joylarning iqlimlari bir-biridan farq qiladi.

Taglik sirtning turiga qarab uning ustidagi havo massalarining fizik xossalari ham turlicha bo'ladi. Taglik sirtlar quruqlik va suv sirtidan iborat. Suv va quruqlikning tabiiy xususiyatlari bir-biridan katta farq qiladi. Shuning uchun ham suv va quruqlik iqlimga turlicha ta'sir ko'rsatadi.

Tinch (oqmayotgan) suvning yuzasi tekis bo'ladi. Quruqlik sirti esa tekisliklardan, tog'lardan, o'rmonlardan, ekinlardan iborat.

Tog'ning iqlimi vodiy iqlimidan farq qiladi. Yalang yer va o'simliklar qoplami iqlimga turlicha ta'sir ko'rsatadi. O'tzorlarning iqlimga ta'siri o'rmonnikidan farq qiladi. Shuningdek, qor va muz qoplami iqlimga katta ta'sir ko'rsatadi. Iqlimga dengiz va quruqlik, ayniqsa turlicha ta'sir ko'rsatadi. Suvning issiqlik sig'imi katta. Shuning uchun suv havzasi yozda kunduzi quruqlikka nisbatan sekin isiydi va kechasi sekin soviydi. Shuning uchun yozda quruqlik ustidagi havo harorati, kunduzi suv ustidagi havo haroratidan yuqori, kechasi esa past bo'ladi. Bundan tashqari, quruqlik ustidagi havoning namligi oz, dengiz havosining namligi yuqori bo'ladi.

Demak, quruqlik ustidagi havo haroratining tebranishi, suv ustidagi havo haroratining tebranishidan kuchliroq o'tadi.

Quruqlik va suvning isishi xususiyatlaridagi farq dengizlarda, okeanlarda, orollarda va qirg'oq joylarda iqlimning alohida turi ***dengiz iqlimini*** vujudga keltiradi. Quruqlikda yuzaga kelgan iqlimni esa ***kontinental iqlim*** deb yuritiladi.

Yilning sovuq davrlarida tropiklardan tashqaridagi okeanlar yoz oylarida jamg'argan issiqligi hisobiga ko'p issiqlik ajratadi. Bu esa havo haroratiga katta ta'sir ko'rsatadi. Yilning sovuq davrida okean ustidagi havo harorati, quruqlik ustidagi havo haroratidan yuqori bo'ladi.

Musson shamoli ta'sirida qirg'oq hududlarida ***musson iqlimi*** vujudga keladi. Musson iqlimida qish quruq, yoz esa sernam bo'ladi.

Musson iqlimiga Hindiston, Hindi-Xitoy, Uzoq Sharq, Sharqiy Xitoy iqlimlari misol bo'ladi.

O'simliklar qoplami ham iqlimga sezilarli ta'sir ko'rsatadi. O'simliklar qoplami bor bo'lganida shox-shabballarning ustki qismi faol sirt vazifasini bajaradi. Bunday faol sirtning nur chiqarish va nur yutish qobiliyati tuproqnikidan farq qiladi. Shuning uchun ham bunday faol sirt o'ziga tutashgan havo qatlamiga tuproqdan farqli ta'sir qiladi. O'rmon daraxtlari ham iqlimga sezilarli ta'sir ko'rsatadi.

Insonlarning xo'jalik faoliyati ham iqlimga ta'sir qiladi. Suv omborlarini qurish, yangi yerlarni sug'orish, o'rmonlarni kesib shudgor qilish, cho'llarni o'zlashtirish, ayrim hududlarda sanoat inshootlarini qurish tadbirlari Yer yuzasining xususiyatlarining o'zgarishiga olib keladi.

Bundan tashqari, kimyo, metallurgiya va boshqa sanoat obyektlarida yoqilg'ining yonishi tufayli atmosferada yildan-yilga oz-ozdan bo'lsa-da, oshib borayotgan karbonat angidrid gazining miqdori ham iqlimning ilishiga sabab bo'lmoqda.

14.3. Iqlimlar tasnifi

Endi biz Yer shari sirtida kuzatiladigan iqlimlar qanday turlarga ajratilishi bilan tanishamiz.

Yer sharida kuzatiladigan iqlimlarni, ularning biror belgilari yoki paydo bo'lish sharoitlariga ko'ra turlarga ajratishga iqlimlar tasnifi deb ataladi.

Iqlimlarni tasniflashning amaliy ahamiyati shundaki, bunda iqlimlarni ayrim turlarga ajratiladi, Yer sharida uchraydigan iqlim turlarining bir-biriga o'xshashligi va tafovutlari aniqlanadi.

Hozirgi vaqtda yer sharidagi iqlimlarni tizimga solish va alohida iqlim turlarining tarqalish chegaralarini aniqlaydigan har xil iqlimlar tasniflari mavjud.

Iqlimshunoslik fanida V.P. Keppen, L.S. Berg, B.P. Alisovlar tuzgan iqlimlar tasniflari keng tarqalgan.

14.3.1. V.P. Keppenning iqlimlar tasnifi

Iqlimlarning bu tasnifi hozirgi vaqtda ancha keng tarqalgan. Keppen o'z tasnifiga aniq (eng sovuq va eng issiq) oylarning o'rtacha haroratlarini, o'rtacha yillik haroratni va yog'in (o'rtacha oylik va yillik) miqdorlarini asos qilib olgan.

Keppen iqlimlarning 5 ta asosiy turlarini: nam tropik, quruq, mo'tadil iliq, mo'tadil sovuq va qorli iqlimlarni ajratgan.

Bu asosiy iqlimlar turlarini Keppen yana 12 ta iqlimga ajratgan va keyingilarni qator kichik iqlim turlariga taqsimlagan.

Keppen ajratgan iqlimlarning 5 ta asosiy turlari quyidagi xususiyatlari bilan tavsiflanadi:

1. Nam tropik iqlim. Eng sovuq oyning o'rtacha harorati 18°C dan yuqori. Yog'inlar ko'p yog'adi. Iqlimning bu turi yana quyidagi iqlimlarga ajratiladi: tropik o'rmonlarning issiq va nam iqlimlari, qishi quruq savannalar iqlimi va tropik mussonlar iqlimi (masalan, Hindiston iqlimi).

2. Quruq iqlim. Eng iliq oyning o'rtacha harorati 10°C dan yuqori. Iqlimning bu turi cho'l va dasht iqlimiga bo'linadi. Cho'l iqlimida eng qurg'oqchil fasl qish, dasht iqlimida eng qurg'oqchil fasl yoz.

3. Mo'tadil iliq iqlim. Eng sovuq oyning o'rtacha harorati -3°C dan 18°C gacha. Iqlimning bu turi yozi quruq iliq iqlim (masalan, O'rta Yer dengizi qirg'oqlari iqlimi), qishi quruq iliq iqlim (masalan, Janubiy Xitoy) va nam mo'tadil iqlim (Fransiya, Angliya iqlimlari).

4. Mo'tadil sovuq iqlim. Eng iliq oyining o'rtacha harorati 10°C dan yuqori, eng sovuq oyning o'rtacha harorati -3°C dan past. Iqlimning bu turi qishi quruq sovuq (masalan, Sharqiy Sibir) iqlimga va qishi nam mo'tadil sovuq (masalan, Sharqiy Yevropaning katta qismi) iqlimga bo'linadi.

5. Qorli iqlim. Eng iliq oyning o'rtacha harorati 10°C dan past. Iqlimning bu turi eng iliq oyning o'rtacha harorati 0°C dan yuqori tundra iqlimiga va eng iliq oyning o'rtacha harorati 0°C dan past abadiy sovuq iqlimga (Grenlandiya, Antarktika) bo'linadi.

Keppenning iqlimlar tasnifi botanika-geografik rayonlar bilan uzviy bog'liq. Bu tasnifda iqlimlar turlari nomlari aniq landshaft zonalariga moslashgan (tropik o'rmon, savanna, cho'l va h.k.). Bundan tashqari, Keppenning iqlimlar tasnifi turli turdagi iqlimlarning miqdoriy aniq tavsiyalarini ham beradi. Shuning uchun geobotaniklar orasida bu tasnif keng tarqalgan.

14.3.2. L.S. Bergning iqlimlar tasnifi

Akademik L.S. Bergning iqlimlar tasnifi asosida quruqlikni landshaft zonalari-tundra, tayga, keng bargli o'rmonlar va h.k.larga ajratish turadi. Landshaft-relyefi, iqlimi, tuproqlari, o'simlik turkumlari, gidrologik rejimining bir xilligi bilan ajralib turadigan va tabiiy chegaralarga ega bo'lgan hudud. Masalan, o'rmon landshafti, cho'l landshafti va h.k.

Iqlimiy zonalar esa landshaft zonalari bilan mos tushadi. Iqlimiy zona-bir xil iqlimiy ko'rsatkichlari bilan ajralib turadigan iqlimiy rayonlashtirishning eng katta bo'lagi hisoblanadi.

L.S. Bergning iqlimlar tasnifi turli zonalarning iqlim sharoitlarini, ularning fizik-geografik sharoitlari, xususan, tuproq qoplam va o'simliklari bilan bog'laydi. Bu tasnif iqlim, relyef, tuproq qoplam va o'simliklar orasida uzviy bog'lanish va o'zaro ta'sir borligini ko'rsatadi.

Qutbdan ekvatorga borgan sari iqlim sharoiti o'zgarib boradi. Iqlim omillari relyef va tuproq turlari bilan birgalikda Yer sharining turli hududlaridagi o'simliklarning juda xilma-xilligiga sababchidir.

Zonallik deb muayyan kengliklarda o'simliklar turlarining birin-ketin o'zgarib borishiga aytiladi. Yer sharida o'simliklar turlarining taqsimoti zonallik xususiyatga ega. Yoki turli zonalarda iqlim ta'sirida turlicha landshaftlar vujudga kelgan.

L.S. Berg tasnifiga muvofiq iqlim turlari dastavval 2 ga: pastliklar va balandliklar tog'lar iqlimiga ajratiladi.

Mazkur tasnif bo'yicha pastliklarda quyidagi 12 ta iqlimiy zona ajratilgan:

1. Abadiy sovuq iqlim.
2. Tundra iqlimi.
3. Tayga iqlimi.
4. Mo'tadil zonaning keng bargli o'rmonlar iqlimi.
5. Mo'tadil kengliklar musson iqlimi.
6. Dashtlar iqlimi.
7. O'rta dengiz iqlimi.
8. Subtropik o'rmonlar iqlimi.
9. Notropik cho'llar iqlimi.
10. Subtropik cho'llar iqlimi.
11. Savannalar iqlimi.
12. Nam tropik o'rmonlar iqlimi.

L.S. Berg keng bargli o'rmonlarning janubiy qismiga o'rmon-dashtlarni, ya'ni o'rmon zonadan dasht zonaga o'tish polosasini ham qo'shadi.

Endi L.S. Bergning tasnifi bo'yicha Yer sharida pasttekisliklardagi iqlimiy zonalarining qisqacha tavsifini keltiramiz.

Abadiy sovuq iqlim. Bu iqlim Arktikada-Grenlandiyaning muz platolarida (janubi-g'arbdagi, janubdagi, sharqiy sohilning ba'zi yerlaridagi ingichka qirg'oq polosasidan tashqari), Frans-Iosif Yerida, Yangi Yerning shimoliy qismida, Shimoliy Yerda va Antarktidada vujudga keladi. Arktika va Antarktika iqlimlari, ulardagi qishda quyosh radiyasiyasining bo'lmasligi, yozda kechayu-kunduz yorug' bo'lib turishi, qor qoplami albedosining kattaligi, qor yuzasining kuchli nurlanishi natijasida troposferaning sovib ketishi bilan tavsiflanadi.

Arktikada yilning sovuq davrida uzoq davom etadigan qutb tunlari davrida taglik sirt va havo juda ham sovib ketadi. Eng sovuq

oyning o'rtacha harorati -40°C va undan ham past bo'ladi. Arktika yozi davrida uzoq muddat kechayu-kunduz yorug' bo'lib turganidan harorat 0°C atrofida bo'ladi.

Arktika iqlimi bilan Antarktida iqlimi orasida ancha katta farq bor.

Antarktida iqlimi Yer sharidagi eng sovuq iqlimdir. Antarktidada qish juda sovuq va uzoq davom etadi. Bu yerda qish aprel oyida boshlanib, oktabr oyida tugaydi. Iyul va avgust oylari eng sovuq bo'ladi. Ularning o'rtacha harorati sohillarda $-15\ldots-25^{\circ}\text{C}$, ichki hududlarda esa $-50\ldots-70^{\circ}\text{C}$ largacha o'zgaradi. Minimal harorat ayrim hollarda -80°C va undan ham pasayadi.

Antarktidada eng iliq oylar dekabr va yanvar oylaridir. Bu oylarda o'rtacha havo harorati -5°C atrofida bo'ladi. Qirg'oqlardan uzoqlashgan sari harorat pasayib boradi va ichki rayonlarda -28°C gacha yetadi.

Sohillarda yog'inlar yiliga 400 dan 600 mm.gacha yog'adi. Muz platosining ichki qismlarida yillik yog'in miqdori 75 mm.dan oshmaydi.

Talabalarning Antarktika va Antarktida atamalarini tushunishlari uchun ushbu ma'lumotni keltiramiz.

Antarktika-Janubiy qutb atrofidagi sovuq o'lka. Antarktikaga Antarktida materigi, Atlantika, Hind va Tinch okeanlarining shu materikka tutash qismlari, shuningdek, Antarktida materigi atrofidagi dengizlar va orollar kiradi.

Demak, Antarktida materigi okeanlar va dengizlar bilan o'rab olingan quruqlikdir.

Tundra iqlimi. Bu zona Shimoliy Amerika, Yevropa va Osiyo materiklarining eng chetki shimoliy qismini egallaydi. Tundra zonasi Rossiyaning eng shimoliy qismini ishg'ol etib, Shimoliy Muz okeanidagi orollarni hamda Norvegiya bilan chegaradosh masofadan Kamchatkagacha bo'lgan okean sohilini o'z ichiga oladi.

L.S. Berg tundraning janubiy chegarasi sifatida yil davomidagi eng iliq oyning $10-12^{\circ}\text{C}$ lik izotermasi bilan mos tushadigan o'rmonlarning shimolga tarqalishi chegarasini qabul qilgan. Bu zona asosan tekisliklardan iborat bo'lib, ba'zi joylaridagina uncha katta bo'lmagan tog'lar uchraydi.

Tundraning iqlimi juda sovuq. Eng iliq oyning o'rtacha harorati 0°C dan past, qishi sovuq va uzoq davom etadi, sharqiy hududlarida havo harorati -70°C gacha pasayadi. Tundraning iqlimi juda sovuq bo'lgani uchun unda o'rmonlar o'smaydi. Tundrada o'rmonlar yo'q. Ammo tundrada past bo'yli o'simliklar o'sadi.

Tundrada yillik yog'in miqdori 200-300 mm dan, ba'zi yerlarida esa yillik yog'in miqdori 150 mm dan oshmaydi. Tundrada qish 8-9 oyga cho'ziladi. Yoz esa qisqa va salqin.

Tundrada yanvarning o'rtacha harorati -5° dan -35°C gacha tebranadi, iyul oyida esa 12°C dan yuqori emas. Tundrada vegetatsiya davri 50-100 kun davom etadi. Qor qoplami yupqa. Tundra tuprog'i doim muzlab yotadi, hattoki yoz oylarida tuproqning yuza qatlamigina eriydi. Aniqrog'i, yozda tuproqning 0,5-1,5 m.li ustki qatlamigina eriydi. Tundrada yog'in kam bo'lsa-da bulutli kunlar soni ko'p.

Tayga iqlimi. Bu iqlimiy zona shimoliy yarim sharda Shimoliy Amerika va Yevrosiyoda katta maydonni ishg'ol etadi. Janubiy yarimsharda tekisliklarda bunday turdagi iqlim uchramaydi. Tayga shimolga tomon siyraklasha borib, o'rmonli tundraga aylanadi. Tayganing Janubiy chegarasi G'arbiy Yevropada 60-paralleldan o'tadi, sharqqa borgan sari janubroqqa surilib boradi va Uzoq Sharqda 50-parallelgacha yetadi.

Tayganing iqlimi keskin kontinentallik xususiyatiga ega. Iqlimning kontinentalligi Yevrosiyo taygasida g'arbdan sharqqa tomon ortib boradi. Yakutsk shahrida harorat iyulda 19°C , yanvarda -44°C , yillik yog'in miqdori 190 mm. Yakutiya hududida iqlimning kontinentalligi

eng yuqori qiymatiga erishadi. Taygada qish juda sovuq bo'lib, yanvar oyida havoning o'rtacha harorati -30°C -40°C gacha, Sharqiy Sibirda esa -50°C gacha pasayadi. Taygada yoz nisbatan iliq, iyul oyida havoning o'rtacha harorati 10°C dan yuqori, zonaning janub qismida esa iyul oyida harorat $18-20^{\circ}\text{C}$ gacha yetadi.

Taygada yillik yog'in miqdori 300-600 mm.ga yetadi, yog'inlar asosan yozda yog'adi. Tayganing iqlim sharoiti o'simliklar uchun qulay. Bu zonada yozda mo'tadil harorat, sernam, yog'inlar yetarli. O'simliklarning vegetatsiya davri tundradan ko'ra uzoqroq davom etadi.

Mo'tadil zonaning keng bargli o'rmonlar iqlimi. Keng bargli o'rmonlar deganda qishda barg tashlaydigan shapaloq yaproqli daraxtlar-buk, dub, zarang, jo'ka, grab va boshqalardan iborat o'rmonlarni tushunish kerak. Keng bargli o'rmonlar deyarli butunlay shimoliy yarimsharning mo'tadil iqlim zonasida, ya'ni biz qarayotgan zonada tarqalgan.

L.S. Berg o'rmonlardan dashtga o'tish zonasini, ya'ni o'rmon-dasht zonasini ham keng bargli o'rmonlar zonasiga qo'shgan.

Zonaning iqlimi o'simliklar uchun tayga iqlimidan ham qulay, bu zonaning qishi ancha yumshoq, yozi ancha iliq. Eng sovuq oyning o'rtacha harorati -16° dan $+5^{\circ}\text{C}$ gacha, eng issiq oyning o'rtacha harorati 16° dan 22°C gacha tebranadi. Yillik yog'in miqdori 500-600 mm ga teng, ammo shu zonaning ayrim joylarida relyefga bog'liq ravishda yiliga 1000 mm gacha yog'in yog'adi.

Bu zonada G'arbiy Yevropada qora qayin o'rmonlar, Sharqiy Yevropada esa emanzorlar ko'p tarqalgan.

Bu zona iqlimiga janubiy yarimsharda har doim yashil o'sadigan keng bargli va ignabargli o'rmonlar iqlimi mos keladi. Janubiy yarimsharda o'rmon-dasht zonasi yo'q.

Dasht iqlimi. O'tlar bilan qoplangan, o'rmonsiz hududni dasht deb yuritiladi. Bu zona qurg'oqchil iqlim bilan tavsiflanadi. Dasht

zonasining katta qismida yillik yog'in miqdori 450 mm dan oshmaydi, zonaning ba'zi joylaridagina yillik yog'in 500-550 mm ga yetadi. Yog'inlarning ko'pi yoz davriga to'g'ri keladi. Bu zonada bug'lanish ancha kuchli. Dashtlarda yoz issiq va quruq. Eng issiq oyning o'rtacha harorati 22-24°C, eng sovuq oyning harorati o'rtacha 0°C dan -20°C gacha o'zgaradi. Dashtlarda qurg'oqchilik, quruq issiq shamollar, changli bo'ronlar tez-tez kuzatilib turiladi. Qish sovug'i Sharqqa tomon borgan sari ortadi. Namgarchilik o'rmon zonasida ortiqcha, dashtlar zonasida esa yetishmaydi.

Kontinental tropik havo umuman olganda subtropik va tropik dashtlarda hukmron havo massasidir, shuning uchun dashtlarda yozda tez-tez yuqori haroratlar, nisbiy namlikning past qiymatlari, qurg'oqchilik va issiq quruq shamollar (O'rta Osiyoda garmsellar) ro'y beradi.

O'rta yer dengiz iqlimi. Iqlimning o'ziga xos bu turi O'rta yer dengizi hududida, Shimoliy Amerikadagi Kaliforniya shtatining Tinch okean sohillarida, O'rta Chilida, Avstraliya janubida, Afrikaning eng janubida, Qrimning janubiy sohillarida, Kavkazning Qora dengiz qirg'oqlarida kuzatiladi. Bunday iqlim sharoitida yog'inlar asosan qishda yog'adi, yoz esa quruq bo'ladi. Zonaning iqlimi iliq, yog'inlar yetarli. Qish yumshoq, qor qoplami turg'un emas. Yilning eng sovuq oyining o'rtacha harorati 0°C dan yuqori, eng issiq oyning harorati 20,...,28°C.

Yog'inlarning yillik miqdori yig'indisi zonadagi turli relyeflarga bog'liq ravishda 300 dan 1000 mm.gacha o'zgaradi.

O'rta yer dengiz iqlimli joylardagi o'simliklarning o'ziga xos namunalari bo'lib sarv va dafna kabi doim yashil daraxtlar, yong'oq daraxti va boshqalar hisoblanadi.

Mo'tadil kengliklar mussonlar iqlimi. Bunday iqlim turi Amur daryosining o'rta qismida, Ussuriysk o'lkasida, Saxalinda, Koreya

yarim oroli bilan Yaponiyaning shimoliy qismida, Shimoliy va Shimoli-Sharqiy Xitoyda tarqalgan.

Yozda musson va siklonlar quruqlikka okeandan sovuq havoni olib keladi, natijada quruqlik ustidagi havo harorati kamayadi. Yozda eng ko'p yomg'irlar yog'adi. Bahorda va yozning boshida tez-tez tuman tushadi. Yog'inlarning 90 foizi iliq davrda yog'adi. Yomg'ir jala tarzida va uzoq muddat yog'adi.

Qishki davrda musson oqimi Sibirdan juda sovuq havo massalarini olib ketadigan shimoliy va shimoli-g'arbiy yo'nalishdagi kontinental havo oqimidan iborat bo'ladi. Bu havo oqimida suv bug'lari kam, shuning uchun yuqorida aytilgan yerlarda qishda yog'in kam, havo ochiq va quruq sovuq bo'ladi. Qor qoplami qalin bo'lmaydi. Yanvar oyining o'rtacha harorati -20°C gacha yetadi. Yozi issiq va seryog'in, iyul oyining harorati $20-25^{\circ}\text{C}$. Yillik yog'in miqdori yig'indisi 600-1000 mm va undan ham ortadi. Bu iqlimiy zonaning janubiy rayonlari ancha iliq.

Subtropik o'rmonlar iqlimi. Yozda tropik havo, qishda esa mo'tadil havo turadigan geografik kengliklar subtropik kengliklar hisoblanadi.

Subtropik iqlimlar shimoliy va janubiy kengliklarning $25-40^{\circ}$ lari orasida joylashgan hududlarda uchraydi. Shimoliy yarimsharda bu kengliklarda materiklar geografik uzunlik bo'yicha eng uzoqqa cho'zilgan. Bu hol subtropik iqlim zonasining turli joyda xilma-xil bo'lishiga sabab bo'lgan.

Subtropik iqlimlar ikkiga: nam subtropik va quruq subtropik iqlimlarga ajratiladi. Biz nam subtropik iqlimni qisqacha tavsiflaymiz.

Bu iqlim zonasida qish iliq, eng sovuq oyning o'rtacha harorati 2°C dan yuqori. Yozi issiq va sernam, eng issiq oyning o'rtacha harorati $22-28^{\circ}\text{C}$. Masalan, Botumi shahrida iyulda havoning oylik o'rtacha harorati 23°C , yanvarda 6°C . Yog'inlarning yillik miqdori 1000 mm.dan ortadi. Yog'inlar yozda eng ko'p yog'adi. Namlik ortiqcha.

Bu zonada keng bargli o'rmonlar va doim yashil daraxtlar o'sadi.

Notropik cho'llar iqlimi. Bu zonadagi cho'l va chala cho'llar qatoriga O'rta Osiyo cho'llari va chala cho'llari kiradi. Bu zonaning iqlimi juda quruqligi va bug'lanuvchanlikning kuchligigi bilan tavsiflanadi.

Yog'inlar yiliga 250-300 mm.dan kam yog'adi, ba'zi joylarda esa yillik yog'in miqdori 100 mm va undan ham kam. Yozi issiq va juda quruq, kam bulutli, cho'llarda qish salqin yoki sovuq bo'ladi.

O'rta Osiyo cho'llarida yanvarning o'rtacha harorati shimoldagi -12°C dan janubdagi 3°C gacha tebranadi. Iyul oyining o'rtacha harorati 25°C dan 30°C gacha o'zgaradi.

Cho'lda bahor qisqa va o'zgaruvchan, yoz issiq bo'lib, uzoq davom etadi. Jazirama issiq yoz kunlari yer yuzasi 75-80°C gacha qiziydi. Kuz iliq va uzoq bo'ladi, qish uzoq davom etmaydi. Qor har yili qishda ham bo'lavermaydi. Yoqqanda ham tez erib ketadi. Kamdan-kam hollardagina qor qalinligi 10 sm gacha yetadi. Eng ko'p yog'in kuz-qishda va bahor (noyabr-aprel) oylarida yog'adi, yozda esa deyarli yog'in yog'maydi. Cho'lda o'simliklar asosan bir yillik va ko'p yillik o't, yer bag'irlab o'sadigan buta va chala butalardan iborat. Yirik buta va daraxtlar faqat qumli cho'llarda o'sadi.

Subtropik cho'llar iqlimi. Bu iqlimiy zonaga Sahroi Kabir va Namib, Janubiy Afrika cho'llari, Arabiston cho'llari, Atakama (Janubiy Amerika), Kolorado daryosining quyi oqimidagi va Kaliforniya (Shimoliy Amerika) dagi cho'llar, Avstraliyaning markaziy qismidagi cho'llar kiradi.

Cho'llar zonasida nisbiy namligi 30 % atrofida bo'lgan kontinental tropik havo hukmronlik qiladi. Cho'llarda o'rtacha yillik havo harorati 18°C dan yuqori, ba'zi joylarda 25°C ga va undan ham yuqoriga o'tadi. Cho'llarda yoz juda jazirama issiq. Eng issiq oyning o'rtacha harorati 32-38°C.

Cho'llarda yog'inlar yillik miqdori 250 mm dan kam. Ba'zi joylarda yillik yog'in miqdori 100 mm va undan ham kamayib ketadi.

Subtropik cho'llarning ba'zi joylarida bir necha yil davomida bir marta yomg'ir yog'ishi ham mumkin. Yog'sa ham jala quyishi tarzida o'tadi. Sahrolarda havo haroratining juda ham yuqoriligi va yog'inlarning juda kamligi sababli o'simliklarning o'sishi uchun juda noqulay sharoit yaratiladi.

Sahrolarda o'simliklar yo'q. Sahroi Kabirda kuchli jala yog'ishidan keyin ayrim joylarda tuproq qisqa vaqtga namlanganda o'simliklar vaqtinchalik o'sishi kuzatiladi.

Savannalar iqlimi. Savanna-nam tropik o'rmonlarning har ikki tomonida joylashgan tabiat zonasi. Savannada bo'yi 2 m va undan baland o'tlar orasida to'p-to'p daraxtlar va butalar (Afrikada soyabonsimon akatsiyalar, baobablar, palmalar, daraxtsimon molochaylar, Avstraliyada evkalipt va akatsiyalar) o'sadi. Savanna-tropiklardagi o'rmonli dashtdan iborat. Bu iqlim Janubiy Amerikadagi Gviana va Braziliya tog'liklarida, Markaziy Afrikaning Kongo daryosi havzasidan Shimol, Sharq va janubdagi qismida, Hindiston, Hindi-Xitoy, Shimoliy Avstraliyalarda kuzatiladi.

Savannalar zonasida iqlim atmosfera sirkulyatsiyasining fasliy almashishi bilan tavsiflanadi. Bu zonada yoz vaqtida ekvatoridan keladigan nam havo oqimi, qish vaqtida esa tropiklardan passatlar olib keladigan quruq havo oqimi hukmronlik qiladi.

Savannalar iqlimi aslida yozda ekvatorial, qishda tropik iqlimdan iborat. Bu iqlim yozning seryomg'ir, qishning quruq kelishi bilan tavsiflanadi. Hindistonda to'rt oylik (iyundan-sentabrgacha) yog'ingarchilik davrida yillik yog'inning 80 foizi yog'adi, boshqa oylar quruq keladi. Yilning eng issiq oyining o'rtacha harorati 25-30°C va undan yuqori, eng sovuq oyining harorati 15-18°C dan past bo'lmaydi. Yog'inlarning yillik yig'indisi 1000 mm gacha; nam shamollarga

qaragan tog' yonbag'irlarida esa yog'inlarning yillik yig'indisi 2000 mm gacha yetadi.

Savannada o'sadigan daraxtlardan shu iqlimga xos xususiyatlisi juda yo'g'on tanasi bilan ajralib turadigan baobab daraxtidir.

Namtropik o'rmonlar iqlimi. Bu iqlim ekvatorial Afrikada, Janubiy Amerikada (Amazonka daryosi oqimi bo'ylab), Braziliyaning janubi-sharqiy sohillarida, Markaziy Amerikaning ba'zi joylarida, Katta Antil orollarida, Madagaskarning sharqiy sohillarida va boshqa joylarda uchraydi.

Bu zonaning iqlimi juda iliq, sernam. Eng sovuq oyning o'rtacha harorati 18°C dan yuqori. Kechasi havo harorati 16°C dan pasaymaydi. Yillik o'rtacha harorat 24 dan 30°C gacha tebranadi. Bu zonada yog'ingarchilik ko'p bo'lib, yiliga 2000 mm va undan ham yuqori bo'lishi mumkin.

Yog'inlar ikkita teng kunlik vaqti atrofida kam bo'ladi, ammo bu zonada qurg'oqchilik davri bo'lmaydi.

Quyosh balandligining kattaligidan Yer sirtiga tushadigan quyosh yorug'ligining ko'pligi, havo haroratining yuqoriligi, havoning nisbiy namligining kattaligi sababli tropik zonada o'simliklar o'sishi uchun qulay sharoit yaratilgan. Bu iqlimiy zonaning o'simliklari doim yashil o'sadigan o'rmonlardan iborat bo'lib, daraxtlarda o'tsimon o'simlikli-lanalar chirmashib, o'ralib olgan bo'ladi. Bu zonada ananas, palma, banan va boshqa o'simliklar o'sadi.

14.3.3. B.P. Alisovning iqlimlar tasnifi

B.P. Alisov iqlimlarning genetik tasnifini ishlab chiqqan. Bu tasnifda iqlimning sirkulyatsion omillariga jiddiy e'tibor berilgan. Bu holda sirkulyatsion omil deganda quyidagi uchta atmosfera jarayonini tushunilgan:

1. Iliq va sovuq havo massalarining gorizonttal ko'chishi.

2. Havo massalarining taglik sirt ta'sirida o'zgarishi (transformatsiyasi).

3. Havo massalari orasidagi frontal faoliyat.

B.P. Alisov atmosferaning umumiy sirkulyatsiyasini o'rganish asosida yer sharidagi iqlimlarning genetik tasnifini taklif qilgan. B.P. Alisov troposferada asosiy havo massalari turlarining mavsumiy taqsimoti va bosh frontlarning holatiga bog'liq ravishda 4 ta asosiy iqlimiy zonani va uchta o'tish zonalarini ajratgan (14.1-rasm).

Asosiy zonalar: ekvatorial, tropik, mo'tadil kengliklar va arktik (janubiy yarimsharda antarktik) zonalardan iborat. O'tish zonolari esa tropik mussonlar, subtropik va subarktik (janubiy yarimsharda subantarktik) zonalardan iborat.

Ma'lumki, 7° shimoliy va 7° janubiy kengliklar orasida yil davomida ekvatorial havo massalari hukmronlik qiladi. Shuning uchun bu zona **ekvatorial havo zonasi** deb yuritiladi. Har ikkala yarimshardagi 7-17° kengliklar orasida yozda ekvatorial havo massalari, qishda esa tropik havo massalari ustunlik qiladigan zonani **subekvatorial zona** deb yuritiladi.

Ekvatorial zonada yil bo'yi iliq ekvatorial havo massasi ustunlik qiladi. Bu zonadagi iliq havo, passatlar bu zonaga olib kelgan tropik havoning o'zgarishidan hosil bo'ladi.

Ekvatorial zonaning iqlim sharoiti, quyoshdan keladigan nurlanish energiyasining yil davomida ko'pligi, quruqlik va okeanlarning kuchli bug'lanishi ta'sirida paydo bo'ladi. Ekvatorial zonada passatlar olib kelgan havoning namga to'yinishi ro'y beradi. Bunda okeanlar yuzasining va nam ekvatorial o'rmonlar bilan qoplangan keng quruqlikning namga to'yinishi deyarli bir xil bo'ladi. Shuning uchun ekvatorial zonada dengiz va kontinental havoning fizik xususiyatlari bir-biridan farq qilmaydi.

Ekvatorial zonaning iqlimi yil davomida havo haroratining yuqoriligi, havo namligi va yog'inlarning ko'pligi bilan tavsiflanadi. Bu

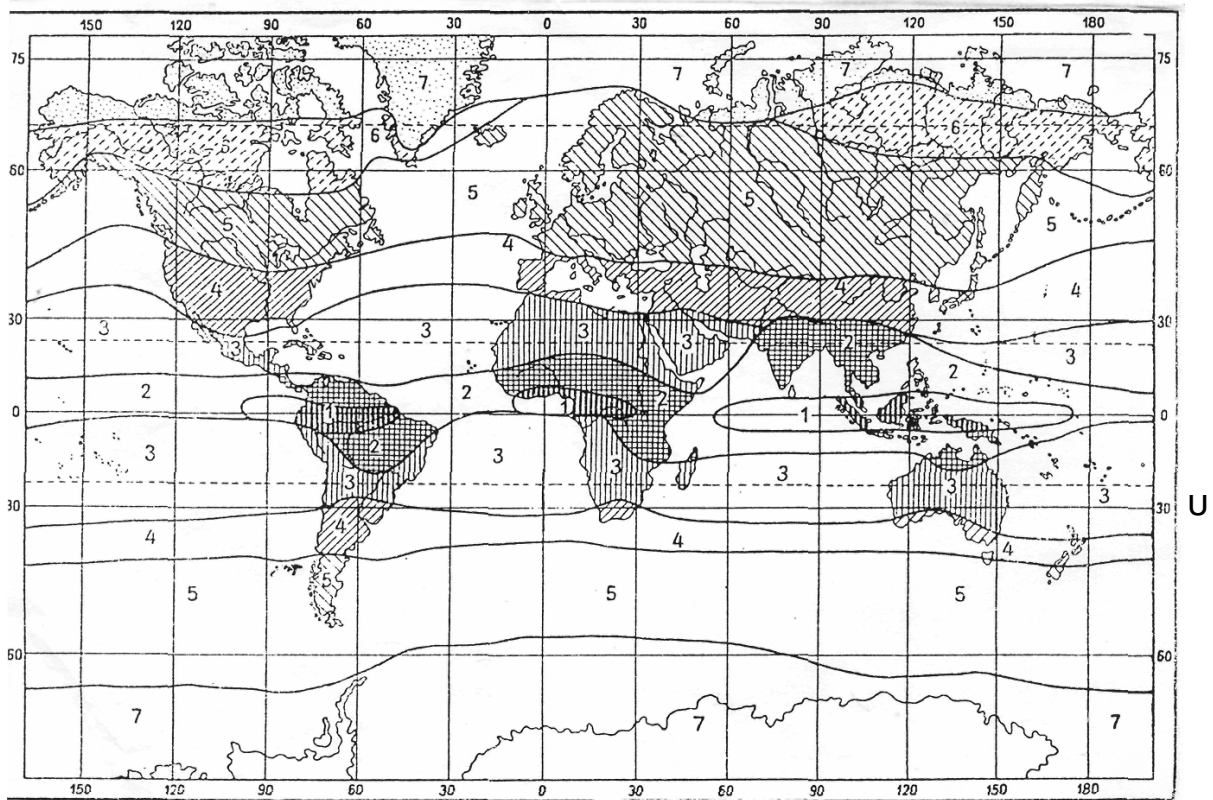
zonada harorat rejimi yil davomida deyarli bir me'yorda o'tadi, o'rtacha oylik harorat 24-28°C orasida tebranadi. Quyosh issiqligining 75 % dan ko'prog'i bug'lanishga sarf bo'lgani uchun havo harorati odatda 35°C dan oshmaydi. Havoning nisbiy namligi 75 % dan 90 % gacha o'zgaradi.

Bu zonada bulutlik ancha katta. Yillik yog'in miqdori zonaning hamma joyida 2000 mm dan ortiq. Yomg'ir jala tarzida deyarli har kuni tushdan keyin yog'adi. Ekvatorial zona havosining iqlimi L.S. Berg iqlimlar tasnifidagi nam tropik o'rmonlar iqlimiga mos tushadi.

Tropik mussonlar zonasi har bir yarimsharda tropik frontlarning yozgi va qishki holatlari orasida joylashadi. Bu zonada havo massalari mavsumlarda almashinib turadi.

Tropik mussonlar zonasida yozda ekvatorial zonaga xos ob-havo rejimini yaratadigan ekvatorial havo ko'rinishidagi nam musson hukmronlik qiladi. Qishda esa bu zonada quruq musson vujudga keladi va qurg'oqchil ob-havoni yaratadi. Yillik yog'in miqdori 1000-1500 mm ga teng. Ekvatorial mussonlar iqlimi L.S. Berg tasnifidagi savannalar iqlimiga, zonaning juda quruq joylari esa tropik cho'llar iqlimiga mos keladi.

Tropik zonada: quruqlik tropik, dengiz tropik, subtropik antisiklonlarning sharqiy chekkasidagi, shu antisiklonlarning g'arbiy chekkasidagi iqlimlarga ajratiladi.



14.1-rasm. B.P. Alisov bo'yicha iqlimiy kengliklar zonalar xaritasi. Zonalar:
1-ekvatorial, 2-ekvatorial mussonlar, 3-tropik havo, 4-subtropik, 5-mo'tadil kengliklar,
6-subarktik, 7-arktik (antarktik) havo sohasi

zonada yozda tropik havo, qishda esa mo'tadil kengliklar havosi hukmronlik qiladi.

Mo'tadil iqlimlar zonasida mo'tadil kengliklar havosi ustunlik qiladi. Mo'tadil iqlimlar 40°C shimoliy va janubiy kengliklar bilan qutb doirasi orasidagi maydonlarda tarqalgan.

Bu zonaga arktik (antarktik) havo va tropik havo massalarining kirib kelishi tez-tez takrorlanib turadi. Mazkur zonada kontinental, dengiz, materiklarning g'arbiy va sharqiy sohillari iqlimlari bir-biridan o'zining fizik xossalari bilan ajralib turadi.

Mo'tadil kengliklardagi dengiz va materik iqlimlari farqlarini quyidagicha ko'rsatish mumkin:

1. Kontinental iqlimda yoz issiq, qish esa sovuq bo'ladi. Dengiz iqlimida esa yoz issiq bo'lmaydi. Qish esa iliq keladi.
2. Materik iqlimida yog'in maksimumi yozga, dengiz iqlimida esa qishga to'g'ri keladi. Materiklarda yillik yog'in miqdori 400,...,600 mm.

Subarktik zonada materiklar va dengiz iqlimlarini ajratiladi. Janubiy yarimsharda materik iqlimi yo'q, faqat dengiz iqlimi mavjud. Bu zonada materiklarda qish o'ta sovuq va davomli bo'ladi. Yoz iliq, ammo qisqa bo'ladi. Yog'inlar unchalik ko'p emas. Dengiz iqlimli kengliklarda qish nisbatan yumshoq, yoz salqin bo'ladi. Arktik va Antarktik zonada eng iliq oy harorati 0°C gacha yetadi.

Alisov va Berg tasniflarini o'zaro solishtirib, ular orasida uzviy bog'lanish borligini ko'rish mumkin. Alisov tasnifi bo'yicha iqlimiy zonalar Berg tasnifi bo'yicha aniq zonalarga mos keladi. Alisov tasnifi quruqlikka va okeanlarga tarqalsa, Berg tasnifi asosan quruqlikka tarqaladi.

L.S. Berg tasnifida tekisliklardagi yuqorida ko'rsatilgan iqlim zonalaridan tashqari tog'lar iqlimi ham ajratiladi. Tog'lar iqlimini yana tog'liklar, yonbag'irlar va tog' tizmalari guruhlariga ajratiladi. Tog'lar iqlimi yuqoriga ko'tarilgan sari o'zgaradi. Chunki tog' etaklaridan ma'lum uzoqlikdagi joylarda mevali daraxtzorlarni parvarish qilish uchun o'sha joylarning iqlim sharoitlarini bilish kerak va uni hisobga olgan holda mevali daraxtlar ko'chatlarini tanlash va ekish kerak. Biz talabalarga tog'lar iqlimini mustaqil ravishda o'rganishlarini tavsiya qilamiz.

14.4. O'rmonning iqlimga va joyning suv rejimiga ta'siri

O'rmon o'zining shox-shabballari yig'indisidan iborat qoplam bilan o'ziga tushuvchi quyosh radiatsiyasining ancha qismini ushlab qoladi. Shuning uchun o'rmon qoplamidan o'tib, o'rmon to'shamasiga tushadigan quyosh radiatsiyasi, o'rmon tepasiga tushganidan ancha kam bo'ladi. O'rmon qoplamidan tomonidan ushlab qolingani quyosh radiatsiyasi miqdori, o'simlik turiga va qalinligiga bog'liq. Masalan, Rossiyaning Voronej viloyati emanzorlarida, ularning tepasiga tushgan quyosh radiatsiyasining 90 % ga yaqin qismi ushlab qolingani aniqlangan. Qora qarag'ay o'rmonlari qoplamidan o'tgan quyosh radiatsiyasi ulushi juda oz bo'ladi. Shuning uchun o'rmon qoplamida tagida havo harorati kunduzi ochiq daladagidan past, kechasi esa yuqori bo'ladi.

Demak, quyosh radiatsiyasining o'rmon qoplamidan o'tishda kuchsizlanishi, qoplam tagidagi havoning fizik xossalarining o'zgarishiga sabab bo'ladi. O'rmonlar ishg'ol qilgan hududda ochiq daladagidan farqli iqlim vujudga keladi. O'rmonlar o'zining atrofidagi joylar iqlimiga ham ta'sir qiladi. Masalan, S.I. Kostinning yozishicha, Voronej viloyatidagi o'rmonlarda yilning iliq vaqtlarida havoning harorati atrofdagi joylar haroratidan bir oz past bo'lgan. May-sentabr oylari uchun farq $0,5...1,0^{\circ}\text{C}$ ga, iyul oyida esa $0,6...1,4^{\circ}\text{C}$ ga teng bo'lgan. Yoz oylarida kunduzi o'rmon havosining nisbiy namligi daladagidan 10...12 % ga oshiq bo'ladi.

Yog'ingarchilik o'rmon egallagan hududda, atrofdagi dalaga nisbatan sezilarli darajada kuchayadi. Masalan, Rossiyaning Voronej viloyatining o'rmondasht zonasi sharoitida, o'rmon massivlari egallagan hududlarda atrofdagi dasht hududlarga nisbatan yog'inlar may-sentabr oylarida 10-12 % ga ko'p yoqqan.

O'rmon egallagan hududda, ayniqsa, uning chekkalarida yog'inlarning kuchayishini, o'rmon ustida havoning turbulent aralashuvining kuchayishi bilan tushuntiriladi.

Havo oqimi o'rmon bilan to'qnashganda uncha baland bo'lmagan ko'tarilishi va o'rmonning, ayniqsa, uning chekkasi ustida kuchaygan turbulentlik natijasida havo ancha kuchli aralashadi, natijada havo yana soviydi va suv bug'larining qo'shimcha kondensatsiyasi yuzaga chiqadi. Buning oqibatida o'rmonli hududda yog'ingarchilik bir oz kuchayadi. O'rmonlar yerga tushgan yog'inlarni boshqaruvchi vazifani ham o'taydi. O'rmonlarda to'shamadan yuza suvlarining oqib chiqib ketishi sekinlashadi, tuproq qatlamida yutilishi esa kuchayadi.

O'rmonlarda yuza suvlar oqimining kamayganligidan o'rmonli hududlarda daryo suvlari sekin ko'payadi va shiddatli toshqinlar kelib chiqmaydi. O'rmonli hududlarda bahorda daryolar suvining ko'payishi ancha sekin boradi va uzoq davom etadi, shuning uchun o'rmonli hududlardagi daryolar suvi yozda ham ko'p bo'ladi.

O'rmonlar, shuningdek, jala va yomg'ir suvlarini ham kamaytiradi. Natijada ular ta'sirida tuproqning yuvilib ketishi, tuproq qatlamidan oziq moddalarning yuvilib oqib ketishi kamayadi.

O'rmonlarda kuz va qishda qorning ko'p to'planganligi, bahor va erta yozda qor erishidan hosil bo'lgan suvlarning o'rmon hududidan chiqib ketishi kam bo'lgani uchun o'rmonli hudud tuprog'i yil davomida daladagidan ko'proq namni o'zlashtiradi. Natijada o'rmonlar tuprog'ida nam zaxirasi daladagidan ortiqcha bo'ladi.

A.A. Xonazarovning yozishicha, o'rmonlarga kerakli yog'in miqdori yiliga 150-170 mm.ga teng. Ammo Skandinaviyada igna bargli o'rmonlar yillik yog'in miqdori 300 mm, Sharqiy Sibirda esa 200 mm yog'in miqdorida ham o'smoqda va rivojlanmoqda. Eng yaxshi o'rmonlar Markaziy Yevropada yillik yog'in miqdori 600 mm sharoitida o'sadi. O'rmonlar kesilgan joylarda tuproqning suv rejimi o'zgaradi. O'rmon daraxtlari kesilgan (va olib chiqilgan) joylarda qor tez eriydi (o'rmondagiga nisbatan) va daryo suvlarini tez ko'paytirib toshqinlar bo'lishiga olib keladi. Ammo daryo suvining bunday ko'payishi uzoq davom etmaydi.

O'rmon daraxtlarini kesilganidan keyin katta daryolar tuproq va gruntdan yuvilib tushgan mahsulotlar bilan ifloslanadi, kichik daryolarning suvi yozda kamayib ketadi yoki qurib qoladi. O'rmonsizlantirilgan joylarda jarliklarning kuchayishi, sizot suvlari sathining pasayishiga va tuproqning qurishiga olib keladi. Sizot suvlari turg'un va unchalik chuqur joylashmagan hududlarda, o'rmonlari kesilgan joylar botqoqliklarga aylanadi, aksincha, o'rmonlarni qaytadan tiklash esa tuproqning qurishiga olib keladi.

Shuning uchun botqoqlik joylarda bug'lanish (transpiratsiya)ga ko'p suv sarflaydigan daraxtlarni, masalan, nam subtropiklarda ekvalipt daraxtlarini o'stirilsa, ular sizot suvlarining sathini pasaytiradi va tuproqning qurishiga olib keladi.

14.5. Mikroiklim

Joyning iqlimiy sharoitlari, taglik sirtning turi va xususiyatlariga kuchli darajada bog'liq.

Geografik mintaq (yoki uning ayrim qismlari) da shakllangan iqlimni makroiqlim deb ataladi yoki ko'p sonli meteorologik stansiyalarning ko'p yillik kuzatishlari asosida aniqlangan muayyan geografik mintaq yoki zonaning iqlimini makroiqlim deb yuritiladi. Biroq istalgan fizik-geografik hududning tabiiy sharoitlari bir jinsli emas, boshqacha aytganda, shu hududning hamma joyida tabiiy sharoiti bir xil bo'lmaydi. Ularning har biri tabiiy xususiyatlari turlicha bo'lgan qator joylardan tashkil topadi. Masalan, dashtli yerlardan olingan hududda o'tzorlar, suv havzalari, o'rmonlar, ekin maydonlari bo'lishi mumkin.

Joylarning har bir turida, shu turgagina xos, boshqalaridan farqli iqlim sharoitlari vujudga keladi. ***Joyning alohida turi (vodiy, o'rmon, shahar va shunga o'xshashlarning) iqlimini mahalliy iqlim deb ataladi.***

Ammo joyning har bir turida shunday kichik uchastkalar borki, ular tabiiy sharoitlarning ta'sirida boshqacha xususiyatli (boshqa joylardagidan farq qiladigan) mahalliy iqlim vujudga keladi. Masalan, o'tzorlar tekis, pastlik, tepalik, tepaliklarning turli tomonga qaragan qiyaliklarida o'sishi mumkin. Bularning har birida tabiiy sharoit ta'sirida faqat shu kichkina hududgagina xos iqlimiy sharoit vujudga keladi.

Alohida kichkina hududda tabiiy sharoitlar ta'sirida vujudga kelgan iqlimni mikroiklim deb ataladi. Yoki bu ta'rifni to'la qilib quyidagicha belgilaymiz:

Kichkina hududda joy relyefi, yoritilganlik rejimi, taglik sirtning turi (tuproq, o'simlik qoplami, suv havzasi va imoratlar) ta'sirida shakllangan iqlimni mikroiklim deb ataladi.

Mikroiklim havo ochiq kuni sokin ob-havoda yaqqol namoyon bo'ladi. Mahalliy iqlim makroiqlim va mikroiklim orasidagi o'rtacha sharoitlarni tavsiflaydi. Ko'pincha mahalliy iqlim bilan mikroiklimni bir-biridan ajratish juda qiyinligini ta'kidlab o'tamiz.

Yuqorida biz mikroiklim sharoitlarining yuzaga chiqishida taglik sirtning turi va uning xususiyatlari ahamiyatga egaligini ko'rsatdik.

Quruqlik yuzasi relyefining xilma-xilligi, yonbag'irlarning ekspozitsiyasi (dunyoning qaysi tomoniga qaraganligi) va tuproq-o'simlik qoplami turli – tumanligi bilan okean yuzasidan farq qiladi. Quruqlik yuzasining xususiyatlari turlicha bo'lganligi uchun har bir yuzaning albedosi, issiqlik sig'imi, issiqlik o'tkazuvchanligi ham xilma-xildir. Ma'lum bir hududda suvning bug'lanishi quyosh radiatsiyasini to'sib qoluvchi o'simliklar qoplami bor yoki yo'qligi ham iqlimda katta ahamiyatga ega. Shunga ko'ra har xil yuzaning, shu yuza ustidagi havo va uning meteorologik rejimiga ta'siri turlichadir. Havoning yer yuzasiga juda yaqin tutashgan qismida taglik sirt turining ta'siri ayniqsa, kuchli bo'ladi.

Yer yuzasidan 2 m balandlikda esa taglik sirt ta'siri ancha kamayadi. Iqlimning asosiy elementlaridan bo'lgan havo harorati o'simlik bilan qoplangan yuzada bir xil bo'lsa, o'simlik yo'q joyda boshqacha bo'ladi. Shuningdek, haydalgan yer bilan haydalmagan yer, toshloq yuza va oddiy tuproq yuzalarga juda yaqin havo qatlamida haroratlar bir-biridan farq qiladi. Shunga o'xshash tuproqning chuqurligiga qarab harorati va namligi o'zgarib boradi.

Shunday qilib, mikroiqlim kichik hududning iqlimi bo'lib, u quruqlik yuzasining xususiyatlari: turlicha relyef shakllari, o'simlik qoplami, tuproq holati, suv havzalarining taqsimlanishi, qurilish turlari va boshqalar ta'sirida vujudga keladi.

Mikroiqlim xususiyatlari yuqorida aytganimizdek tuproqning ustki qoplami va havoning bir necha metrdan to 100-150 m gacha bo'lgan quyi qatlamida yaqqol ko'rinadi. Masalan, qumli cho'llarning mikroiqlimi o'ziga xos xususiyatlarga ega. Bu yerda termik rejim qumning namligiga, strukturasi va rangiga bog'liq.

Ma'lumki, yozda qumning yuqori qatlami doimo quruq bo'ladi. Chunki qumning yuqori qatlamida yutilgan quyosh energiyasining asosiy qismi qumni isitishga sarf bo'ladi. Qum issiqlikni o'zidan yomon o'tkazgani uchun chuqur qatlamlar isimaydi. Faqatgina qumning yuza qatlami isiydi. Masalan, O'rta Osiyo cho'llarida yozda kunduzi qum yuzasi deyarli 80°C gacha isiydi, kechasi esa qattiq sovib ketadi. Natijada qum ustidagi havo haroratining sutkalik o'zgarish amplitudasi ham katta bo'ladi.

Qish faslida qum tez soviydi va ancha chuqurlikkacha muzlaydi. Masalan, Kaspiy dengiz bo'yi pasttekisligida joylashgan meteorologik stansiyaning ma'lumotlariga ko'ra, bu yerda qum qishda 100-110 sm chuqurlikkacha muzlagan. Xuddi shu hududda qumloq tuproq esa faqat 60 sm chuqurlikkacha muzlagan. Qum o'zidan suvni yaxshi o'tkazadi, yoqqan yog'inning deyarlik hammasi qumga singib ketadi. Qum yuzasida oqar suvlar hosil bo'lmaydi.

Qum suvni yaxshi singdirishi bilan bir qatorda, suv ko'tarish qobiliyatining juda kamligi bilan ajralib turadi. Shuning uchun qum yuzasidan bug'lanish juda oz bo'ladi. Bunga qumda mayda zarralarning kamligi va organik moddalarning yo'qligi qulaylik yaratadi. Bundan tashqari qum o'zida suv bug'ini kondensatsiyalash xossasiga ham ega. Shunday qilib, qumning suv xossalari yaxshi. Ular yog'inlardan olgan namni saqlabgina qolmay, ularni ayniqsa o'simliklar bo'lmaganda to'plash xossasiga ega. Bu esa qumning katta maydoni joylashgan qurg'oqchil rayonlarda katta ahamiyatga ega.

Sug'oriladigan hududlarda, ayniqsa, Markaziy Osiyodagi vohalarda cho'l iqlimidan farq qiladigan o'ziga xos mikroiklim tashkil topadi. Bu yerda kunduzi issiq bo'lishi sababli, suvning ancha qismi bug'lanishga sarf bo'ladi.

S.A. Sapojnikova ma'lumotiga ko'ra Markaziy Osiyoning sug'oriladigan rayonlarida iyul oyida havoning o'rtacha harorati cho'llardagiga nisbatan $2,5-3^{\circ}\text{C}$ past bo'ladi, juda jazirama issiq ob-havoda esa bu farq $10-15^{\circ}\text{C}$ gacha yetadi.

Sug'oriladigan yerlardagi havoning nisbiy namligi, cho'l havosinikidan kechki soatlarda 25-30 % ga yuqori bo'ladi, kunduzgi soatlarda esa bu farq deyarli yo'q bo'ladi.

Mikroiqlimiy sharoitlarga joyning relyefi va yonbag'irlarning ekspozitsiyasi katta ta'sir ko'rsatadi. Vodiylarda kunduzi havo balandliklardagiga qaraganda issiq, kechasi esa sovuqroq bo'ladi. Chunki kechasi tog' yonbag'irlaridan vodiyya sovuq havo oqimi tushib keladi. Kunduzi esa bu havo shamolning susayishi natijasida turib qoladi va isiydi.

Janubga qaragan yonbag'irlar eng ko'p yorug'lik va issiqlik oladi. Shuning uchun janubiy yonbag'irlar yorug'roq, issiqroq bo'lib, tuproqda nam kamroq bo'ladi. Shimolga qaragan yonbag'irlar esa eng kam yorug'lik va issiqlik oladi. Shuning uchun shimoliy

yonbag'irda yoritilganlik, janubiy yonbag'irlardagidan kamroq, havo harorati pastroq va tuproqda nam ko'proq bo'ladi. G'arbiy yonbag'irlar sharqiy yonbag'irlarga qaraganda issiqroq bo'ladi. Chunki ertalab quyosh nurlari oldin sharqiy yonbag'irga tushadi. Bu vaqtda sharqiy yonbag'irda shudring tushgan bo'ladi va issiqlikning bir qismi shudringni bug'lantirishga sarf bo'ladi. G'arbiy yonbag'irlarga esa quyosh nuri asosan kunning ikkinchi yarmida tushadi. Bu davrda yonbag'irdagi shudring bug'lanib ketgan bo'lib, issiqlikning asosiy qismi tuproqni isitishga ketadi, tuproq ko'proq isisa, ustidagi havo ham yaxshi isiydi. Shuning uchun g'arbiy yonbag'ir sharqiy yonbag'irdan issiqroq bo'ladi. Kechasi esa har ikkala yonbag'irdan har xil miqdorda energiya nurlanadi.

Yonbag'irlarning isishiga ular ekspozitsiyasining ta'siri shunchalik katta bo'lishi mumkinki, unda shimoliy yonbag'irlarda ko'proq shimoliy hududlarga xos iqlim belgilari, janubiy yonbag'irlarda esa ko'proq janubiy hududlarning iqlim belgilari kuzatiladi.

Dala ihota daraxtzorlari polosasi ta'sirida alohida mikroiklim vujudga keladi. Bunday polosalar shamol tezligini ancha kamaytiradi va yerga yaqin havo qatlaminig aralashishini birmuncha kuchsizlantiradi.

Ihota daraxtzorlarining tuproq yuzasining bug'lanishiga ta'sirini o'rganish bo'yicha O'zbekiston o'rmon xo'jalik ilmiy-tadqiqot institutida olib borilgan ko'p yillik izlanishlar asosida quyidagi xulosalarni keltirish mumkin:

1. Shamol ihota daraxtzorlariga kelib uriladigan tomondan tuproq yuzasidan bug'lanish 35-40 % kamayadi. Ihota daraxzorlaridan 50-60 m ga uzoqlashganda bug'lanish 76-95 % ga teng bo'ladi.

2. Ihota daraxtzorlari bilan himoyalangan yerdagi tuproq yuzasidan bug'lanish himoya qilinmagan yerdagiga nisbatan 2,5-3,5 marotaba kam bo'ladi.

Demak, o'rmon ihota daraxtzorlari bilan himoya qilingan maydonlarda bug'lanish kamayib, tuproq qatlamida namlik yaxshi saqlanadi.

O'rmon polosalari havoning nisbiy namligini orttiradi. Bu hol ayniqsa, qurg'oqchil va quruq issiq shamol esgan kunlari sezilarli bo'ladi. O'rmon polosalari qishda polosalar orasidagi uchastkalarda qorning saqlanib qolishi va to'planishiga qulaylik yaratadi. O'rmon polosalarida va polosalar orasidagi uchastkalarda qalin qor qoplami vujudga keladi. Unda suv zaxirasi ochiq yerdagidan ancha ko'p bo'ladi. Polosalar orasidagi maydondagi ancha qalin qor qoplami tuproqni chuqur muzlashdan, polosalar orasidagi kuzgi don ekinlarini sovuq urishidan yetarli darajada himoya qiladi.

Yuqorida mahalliy sharoitlarning ta'sirida vujudga keladigan mikroiklimning ba'zi turlarini qarab chiqdik. Bunday qarashni yana davom ettirish mumkin. Masalan, suv ombori, bog', ko'l va boshqalarning mikroiklimini olish mumkin. Ammo yuqorida bayon qilingan mikroiklimlarning o'zi ham kichkina uchastkalardagi iqlimiy sharoitlar, olingan joyning umumiy iqlim sharoitlaridan farq qilishini ko'rsatishga yetarlidir.

Shaharlarni ko'kalamlashtirish, boshqa hududlardan olingan joyga o'simliklarning yangi navlarini olib kelib o'stirish va shunga o'xshash boshqa tadbirlarni o'tkazishda ular yaratadigan mikroiklimiy sharoitlarni hisobga olish zarur.

Mikroiklimiy xususiyatlarni e'tiborga olib, o'simlikning o'sishi va rivojlanishi uchun ancha qulay sharoitni yaratish mumkin. Masalan, yosh o'rmonzorlarda parvarish maqsadida daraxtlarni oralab kesish va daraxtlar sonini siyraklashtirish natijasida o'rmon daraxtlarining yorug'lik, issiqlik va suv rejimini o'simlikning o'sishi va rivojlanishi uchun ancha qulay tomonga o'zgartirish mumkin.

14.6. Iqlim o'zgarishi

Bizni o'rab olgan tabiat geografik muhit o'zgarmas emas. U har doim o'zgarish va rivojlanish holatida mavjud. Bunda geografik muhitning elementlaridan biri bo'lgan iqlim ham o'zgarishlarga duchor bo'ladi, ammo iqlimning o'zgarishlari o'zicha ajralgan holda emas, balki geografik muhitning boshqa elementlari bilan uzviy bog'lanishda va o'zaro ta'sirda vujudga keladi. Geografik muhit elementlarining eng muhimlari quruqlik va dengizning taqsimlanishi, relyef, tuproq va o'simlik qoplami va h.k. dan iborat.

Iqlim yildan-yilga juda kam chegaralarda o'zgarib turadi. Ammo biror ko'p yillik davrdan, boshqa ko'p yillik davrga nisbatan o'zgarish juda kichik bo'ladi. Bu o'zgarishlar tebranish xususiyatiga ega bo'lib, u yoki bu tomonga o'tib turadi. Iqlimning tubdan o'zgarishi geologik davrlarda ro'y beradi.

Iqlimning bunday o'zgarishlari jarayonida biror geografik hududning iqlimi ancha sovishi yoki ancha isishi, sernam bo'lishi yoki quruqlanishi mumkin. Natijada biror geografik hududdagi bir xil iqlim uzoq vaqt davomida boshqa xil iqlimga aylanadi. Masalan, hozirgi eradan 70 mln yillar oldin boshlangan uchlamchi davrda, ayniqsa, uning boshlanishida iqlim ancha iliq bo'lgan. O'sha davrda hozirgi Shpisbergen orolida botqoqlik kiparisi, magnoliya daraxtlari, Shimoliy Grenlandiyada bu daraxtlardan tashqari platan, kashtan, Yakutiyaning shimolida esa terak, qarag'ay va boshqa o'simliklar o'sgan. Uchlamchi davrning ikkinchi yarmida iqlim sharoitlari yomonlashgan, natijada bu yerlarda tropik florani mo'tadil kenglik o'simliklari siqib chiqargan. Bu esa haroratning pasayishi oqibatida vujudga kelgan.

Hozirgi qarashlarga muvofiq 800 ming yillar avval boshlangan to'rtlamchi davrda bir necha muzlash davrlari bo'lgan. Muzlik davrlar bir-biridan ancha iliq muzlik eralari bilan ajralgan. Eng oxiri valday muzliklari chekinganidan keyin hozirgi era boshlangan.

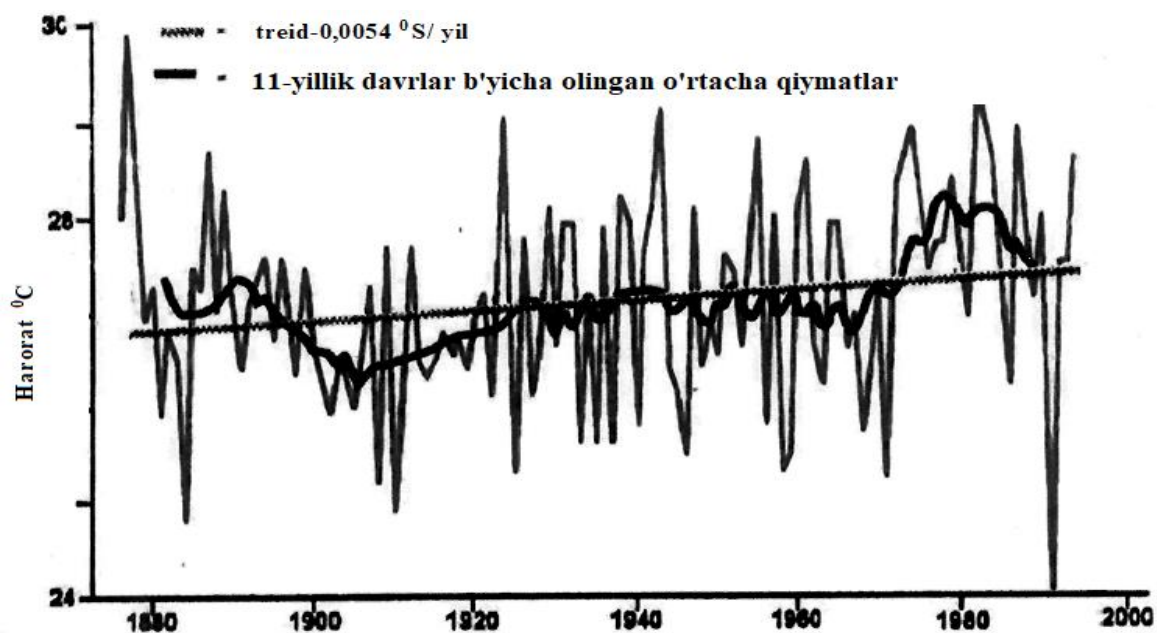
Uchlamchi davr boshlarida Shpisbergen hududida hozirgi vaqtdagi nam tropik o'rmonlar iqlimiga yaqin xususiyatli iqlim mavjud bo'lgan.

Bu fikrlardan ko'rinib turibdiki, geologik davrlar mobaynida turli geografik mintaqalarning iqlimi tubdan o'zgargan.

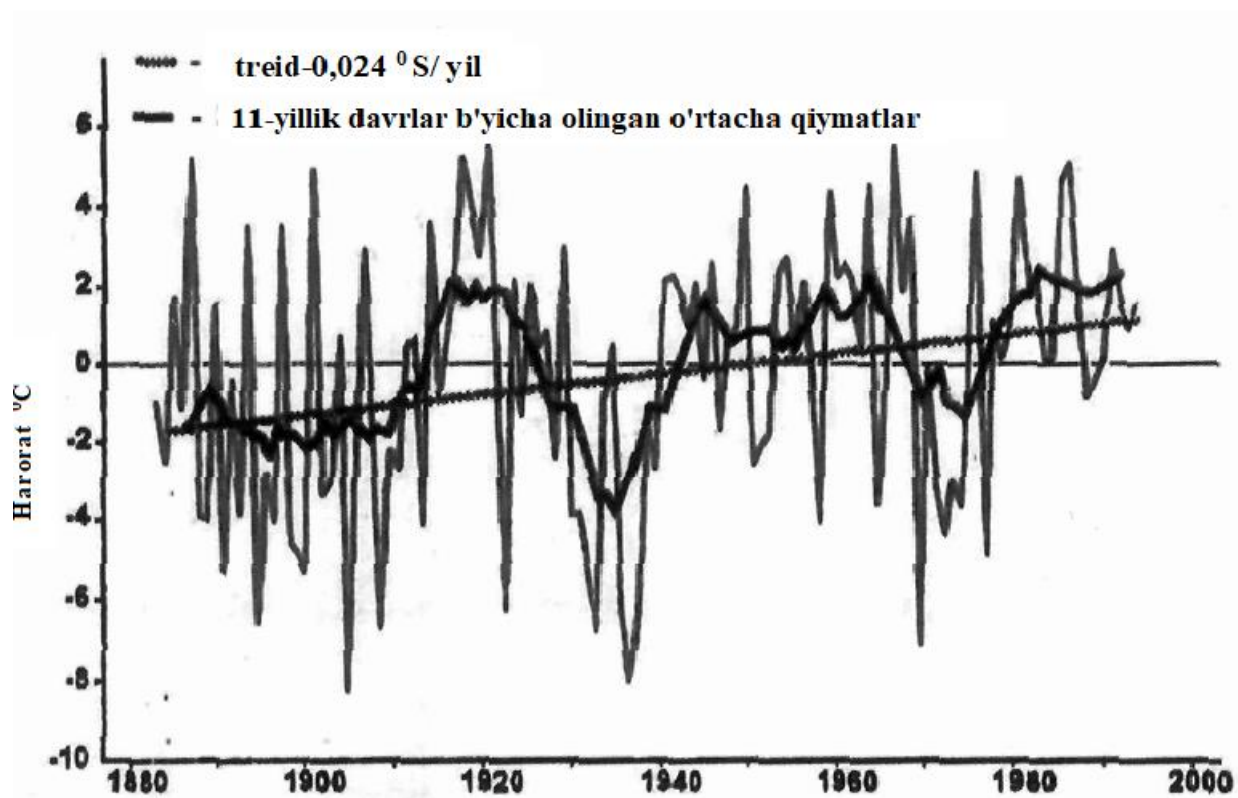
Iqlimning o'zgarishini, uning tebranishidan farq qilish kerak. Muayyan iqlim turi o'zgarmasdan qisqa vaqt ichida isib borayotgan iqlimning sovuqlashayotgan iqlim bilan, sernam iqlimning quruq iqlim bilan va aksincha almashinib turishiga ***iqlimning tebranishi*** deyiladi. Agar o'rtacha iqlim xususiyatlari ketma-ket davr oralig'ida muntazam kamayib yoki ko'payib borsa, iqlim o'zgaryapdi deyish mumkin.

Ilmiy tekshirishlar ko'rsatadiki, XIX asrning 50-70 yillaridan boshlab iqlim tobora ilib bormoqda. Ayniqsa qish iliq bo'lib qoldi.

Sankt-Peterburgdagi havoning yillik o'rtacha harorati XIX asrning birinchi yarmidagi $3,5^{\circ}\text{C}$ dan, hozirgi vaqtda $4, 6^{\circ}\text{C}$ oshgan Toshkentda iyul oyining o'rtacha harorati har yili o'rta hisobda $0,0054^{\circ}\text{C}$ ga oshib, 100 yilda $0,5^{\circ}\text{C}$ ga ko'tarilgan (14.2-rasm). Yanvar oyining harorati yanada sezilarli ortib bir yilda $0,024^{\circ}\text{C}$ ga yoki 100 yilda $2,4^{\circ}\text{C}$ ga ko'tarilgan (14.3-rasm).



14.2-rasm. Toshkent shahrida iyul oyida o'rtacha havo haroratining o'zgarishi



14.3-rasm. Toshkent shahrida yanvar oyida o'rtacha havo haroratining o'zgarishi

Yuqoridagi 14.2 va 14.3-rasmlardan ko'rinadiki, Toshkentda havoning o'rtacha oylik harorati yildan-yilga qishda ko'proq, yozda kamroq ortib bormoqda. Bu ma'lumotlar iqlimning yildan-yilga isib borayotganligiga dalil bo'ladi. Shu bilan birgalikda yillik atmosfera yog'inlari ham oshib bormoqda. Iqlimning o'zgarishi va tebranishi tabiiy va antropogen (insonlarning xo'jalik faoliyati) ta'siri ostida ro'y beradi.

Hozirgi vaqtda Yer sharida geologik davrlarda iqlimning tubdan o'zgarishini tushuntiradigan qator gipotezalar mavjud. Iqlim o'zgarishini tushuntiradigan gipotezalarni uch guruhga ajratish mumkin.

Birinchi guruhga astronomik omillarga asoslangan gipotezalar kiradi. Ularda iqlim tebranishini ekliptika tekisligining og'ishi, yer orbitasi eksentrisitetining o'zgarishi bilan bog'lab tushuntiriladi.

Ikkinchi guruh fizik gipotezalardan iborat bo'lib, ularda Yerdagi iqlimning o'zgarishini Quyoshdagi fizik jarayonlarning rivojlanishi va yer atmosferasi optik xossalarning o'zgarishi hamda unda o'tayotgan jarayonlar natijasida Yer sirtiga tushadigan quyosh radiatsiyasining miqdori va spektral tarkibining o'zgarishlari bilan bog'lab tushuntiriladi.

Uchinchi guruh geologo-geografik gipotezalardan iborat bo'lib, ularda iqlim o'zgarishini quruqlik va dengiz taqsimotining o'zgarishi, materiklarning joylashishi va dengiz oqimlarining yo'nalishi va quvvatining o'zgarishlari bilan bog'lab tushuntiriladi.

Atmosferaning issiqlik rejimida Yer astronomik holatining o'zgarishi ham katta rol o'ynaydi. Hozirgi vaqtda ekliptika qiyaligi, ya'ni yer orbitasi tekisligining yer ekvatori tekisligiga qiyaligi taxminan $23,5^{\circ}$ ga teng. Umuman, bu qiyalik 40400-40700 yilda 22° dan $24,5^{\circ}$ gacha o'zgarib turadi. Qiyalikning ortishi yuqori kengliklarda haroratning ortishiga, tropiklarda esa pasayishiga olib

keladi. Qiyalikning kamayishi esa yuqori kengliklarda haroratning pasayishiga, tropiklarda esa haroratning ortishiga sabab bo'ladi.

Yer orbitasi ekssentrisitetining iqlimga ta'siri haqida quyidagilarni keltiramiz.

Ma'lumki, Yer Quyosh atrofida aylana bo'ylab emas, balki ellips bo'ylab harakatlanadi. Quyosh ellips fokuslarining birida joylashgan. Yer orbitasi shakli haqidagi tasavvurni uning ekssentrisiteti kattaligi beradi. U qancha kattalashsa, ellips aylanadan shunchalik ko'p farq qila boshlaydi. Hozirgi vaqtda Yer orbitasining ekssentrisiteti 0,017 ga teng, biroq nolgacha kamayishi mumkin. U vaqtda yer orbitasi deyarli aylanaga o'tadi. Boshqa eralarda esa ekssentrisitet 0,068 gacha ortishi mumkin va unda yer orbitasi eng katta cho'zilgan bo'ladi. Ekssentrisitet qancha katta bo'lsa, shimoliy yarimsharda Quyosh qishda Yerga shunchalik yaqin bo'ladi. Bu holda qish qisqa va iliqroq, yoz esa uzoq muddatli va salqin bo'ladi. Janubiy yarim sharda esa qishlar uzoq muddatli, yozlar esa qisqa va issiq bo'ladi.

Ko'ramizki, ekssentrisitetning o'zgarishi bilan atmosferaning issiqlik rejimi ham o'zgarib ketadi.

Quyosh radiatsiyasi kuchaysa yoki Yer aylanish o'qining qiyaligi oshsa, ekvator bilan qutb o'rtasidagi bosim gradiyenti ham ortadi. Natijada atmosfera sirkulyatsiyasi zo'rayadi, siklonlar va mussonlar kuchayadi, yog'ingarchilik ortadi, sovuq havo massalari o'rtacha kengliklarga tez-tez kirib keladi, qish va bahor sovuqlashadi.

Iqlimga astronomik omillarning ta'sirini rad qilmagan holda A.I. Voyeykov ayrim geologik eralarda va davrlarda iqlimning o'zgarishini yuzaga chiqaradigan omil sifatida taglik sirt xususiyatlarining o'zgarishi ekanligini qayd etgan. Chunki quruqlik va dengiz taqsimoti, joyning dengiz sathidan balandligining o'zgarishi, relyef, o'simliklar qoplami va boshqalar o'zgarishi bilan iqlim ham o'zgarib ketadi.

Hozirgi vaqtda o'tmishdagi iqlimlar o'zgarishini to'liq tushuntiradigan yagona gipoteza yo'q. Iqlimning tabiiy ravishda

o'zgarishi juda sekin, minglab yoki millionlab yillar davomida ro'y beradi. Shuning uchun bizni iqlimning yaqin yuz yillikda tabiiy ravishda emas, balki hozirgi zamondagi antropogen omillar ta'sirida o'zgarishi qiziqtiradi. Yaqin kelajakda iqlimning global miqyosda o'zgarishi asosan uchta omil: energiya ishlab chiqarishning o'sishi, atmosferadagi karbonat angidrid gazi konsentratsiyasining ortishi va atmosferada aerozollar miqdorining ko'payishi ta'sirida ro'y beradi. Biz mazkur o'quv kitobning 2-bobida metallurgiya, kimyo sanoatlarida ko'plab yoqilg'i yonishida atmosferada Co_2 gazining miqdori har yili 0,2 % ga (umumiy miqdoriga nisbatan) ortib borayotganligini qayd etganmiz. Bu esa havo haroratining ortishiga sabab bo'ladi. Insonlar iqlimning salbiy o'zgarishlarini kutib turmasdan, atmosferani muhofaza qilish ishlarini kuchaytirishlari zarur. Biroq hozirning o'zidayoq kishilarning xo'jalik faoliyati ta'sirida, ya'ni o'rmonlarni kesib shudgor qilish, suv omborlarini qurish, dasht va cho'llarda sug'orish ishlarini bajarish, dala ihota daraxtzorlarini bunyod qilish va boshqalar ta'sirida taglik sirt xossalarining o'zgarishi iqlimning o'zgarishiga olib kelmoqda. Bu tadbirlar katta bo'lmagan hududlarning radiatsion, issiqlik va suv balansiga ta'sir qiladi.

Insonlarning xo'jalik faoliyatining atmosfera ifloslanishiga ta'siri ancha sezilarli. Katta shahar va sanoat hududlari ustida havoning tutun, achchiq gaz, bug' va aerozollar bilan ifloslanishi natijasida Yer sirtiga tushadigan quyosh radiatsiyasining miqdori kamayadi, kislotali yog'inlar yog'adi.

Hozirgi vaqtda iqlim o'zgarishning ko'rinishlaridan biri iqlimning yildan-yilga ekstremalligi va o'zgaruvchanligining kuchayishidir.

Iqlim o'zgarishning antropogen omillari qatoriga ilgari faqat urbanizatsiya (shaharlar aholisining o'sishi va u bilan bog'liq bo'lgan issiqlik energiyasining iste'mol qilinishining ortishi) va sug'orish ishlari kiritilar edi. Bu o'zgarishlar ma'lum chegaralangan hududlarda ro'y beradi. Masalan. Toshkent va Farg'onada sanoatning rivojlanishi va

aholining o'sishi bilan bog'liq ravishda havo harorati o'sishini kuzatish mumkin.

Sug'oriladigan dehqonchilik zonasi (Mirzacho'l, Farg'ona vodiysi) da o'zlashtirilgan yerlar maydoni kengayishi bilan yozgi havo harorati pasayib, havoning nisbiy namligi ortdi. Natijada bu yerlarda 1960-yildan keyingi isish davrlarida ham issiq faslning harorati yig'indisining o'sishi cho'l zonasidagidan ancha past bo'ldi.

Antropogen omillar ta'sirida iqlim o'zgarishining salbiy misoli sifatida Orol dengizining qurib borishini ko'rsatish mumkin. Kuzatishlarga ko'ra, dengiz suvining keskin kamayishi, dengiz tubining katta maydonlarda ochilib qolishi va iqlimning keng qamrovli isishi, 100-150 kilometrli qirg'oq bo'yi zonasida havo haroratining yozda qo'shimcha ($1,5^{\circ}\text{C}$ gacha) oshishi va nisbiy namlikning 5-10 % kamayishiga sabab bo'ldi.

Dengiz qurishining atrof-muhitga bo'lgan asosiy ta'siri shamol uchirib ketayotgan tuzli changlar miqdorining oshib borishidadir.

Oxirgi 20-30 yillar davomida iqlimga bo'lgan antropogen ta'sir mahalliygina bo'lib qolmay, balki global tus olmoqda. Insonlarning xo'jalik faoliyati ta'sirida atmosferada CO_2 miqdori va shu bilan birgalikda atmosfera harorati o'sib bormoqda. Subtropik va tropik kengliklarda bunday ta'sir hali unchalik sezilarli darajada bo'lmasa-da, ammo O'zbekistonda, ayniqsa, uning shimoliy hududlarida keyingi yillarda kuzatilayotgan haroratning ko'tarilishi faqat iqlim tebranishlari natijasi bo'lmay, balki global ko'lamdagi antropogen omillar ta'siri natijasi deb tushunish kerak.

Iqlimning iliqlanishida asosiy rolni odamlarning xo'jalik faoliyati sabab bo'lishini yuqorida aytganmiz. Odamlar o'zlarining faoliyati bilan iliqlanish jarayonini 100 marta tezlashtiradilar. Iliqlanish oqibatida toshqinlar ko'payadi, qurg'oqchilik va o'rmonlar yong'inlari kuchayadi, shimoliy yarimsharda esa sovuqlarning ko'payishiga olib keladi. Buning sababini quyidagicha tushuntiramiz.

Ma'lumki, ekvatordan boshlanib, Yevropani isitadigan Golfstrim iliq suv oqimi, shimoliy hududlardan oqib keladigan sovuq suv oqimi, shimoliy hududlardan oqib keladigan sovuq suv oqimi bilan to'qnashadi. Sovuq suv oqimi zichroq va og'irroq bo'lgani uchun sovuq suv oqimi iliq suv oqimining "sho'ng'ib" kirib iliq suv oqimining pastki qismlarigina sovutgan. Iliqlanish kuchayguncha yuqoridan jarayon amalga oshgan. Endilikda Arktikada va Grenlandiyada muzliklarning erishi kuchayishidan hosil bo'lgan chuchuk suvlar sovuq suv oqimining sho'rligini, zichligini kamaytirib yubordi, ular ham yengillashib, pastga tushmay iliq suv oqimining yuqori qatlamlarini sovutadi. Natijada Golfstrim oqimi sekinlashadi. Agar muzliklarning erishi kuchayaversa, ya'ni 5-10 yildan keyin Golfstrim oqimi butunlay to'xtashi mumkin degan ilmiy qarashlar ham mavjud. Bu esa o'z navbatida Yevropaning sovib ketishiga olib keladi.

Iliqlanish oqibati shunday bo'ladiki, shimoliy yarimsharda yozda issiqlikning, qishda esa sovuqlarning kuchayishi ro'y beradi.

14.7. O'zbekiston iqlimi

Har bir hududning iqlimi uning geografik o'rniga, unga quyosh nurlarining tushish burchagiga, hududning dengiz sathidan balandligiga, relyefiga va boshqa omillarga bog'liq.

O'zbekiston Respublikasi okeanlardan uzoqda Yevrosiyo materigining ichki qismida $37^{\circ}10'$ bilan $45^{\circ}35'$ shimoliy kengliklar orasida joylashganligi uchun quruq kontinental iqlimga ega. O'zbekistonning shimoliy qismida mo'tadil, janubiy chekka qismida esa subtropik iqlim mavjud.

O'zbekiston iqlimi quruq kontinental bo'lib, osmoni nihoyatda ochiq, yer sathiga tushuvchi quyosh radiatsiyasining miqdori katta, uzoq muddat davom etadigan jazirama issiq va quruq yoz bilan, respublika hududi joylashgan kengliklar uchun birmuncha sovuq qish bilan tavsiflanadi.

Respublika hududida mavjud iqlimning muhim omili yer sirtiga tushadigan, ayniqsa, yoz davrida kuchayadigan quyosh radiatsiyasidir. Biror joyga tushadigan quyosh nurlanish energiyasining ko'p yoki oz bo'lishi, shu joyning geografik kengligiga, havoning ochiqligiga va quyoshning shu hududga nur sochib turish davriga bog'liq.

O'zbekiston shimolida yozda tushki paytda quyoshning ufqdan balandligi 72° gacha, janubida esa 76° gacha ko'tariladi. Qishda esa respublika shimolida quyoshning ufqdan eng katta balandligi 21° ga, janubida esa 29° ga teng bo'ladi. Respublikamiz hududida shimoldan janubga o'tgan sari yer sirtiga tushuvchi quyosh radiatsiyasining miqdori va quyoshning nur sochib turish davri orta boradi. Toshkentda quyosh yiliga o'rta hisobda 2889 soat nur sochib tursa, respublikamiz hududining eng janubida joylashgan Termiz shahrida 3050 soat nur sochib turadi.

O'zbekistonning tog'li qismida quyoshning nur sochib turish davri tekisliklardagiga nisbatan 600-700 soat kam bo'ladi, tog'larning 2000

m balandlikdagi qismida quyosh yiliga 2300-2500 soat nur sochib turadi. Toshkent va Samarqand shaharlarida quyosh nurlariga tik joylashgan 1m² qora sirt tush vaqtida 1 soatda 800-900 kkal gacha issiqlik oladi.

O'zbekiston iqlimining shakllanishida atmosfera sirkulyatsiyasining ahamiyati katta. Respublikamiz hududiga yil davomida arktik, mo'tadil va tropik havo massalari ta'sir qiladi. Qish davrida O'zbekiston hududiga ko'proq shimoli-g'arbdan, shimol va shimoli-sharqdan arktik va mo'tadil havo massalari kirib keladi. Qishda O'zbekiston hududiga Sibir antisikloni kirib kelganida havo ochiq, kechalari quruq sovuq, kunduzi esa ozgina iliq bo'ladi. Bu davrda yog'in deyarli bo'lmaydi. Bunday ob-havo qish kunlarining 1/3 qismini tashkil etadi. Shuning uchun bu yerda, ayniqsa Qoraqalpog'istonda qish ancha sovuq bo'ladi. Ammo ko'pincha Fors ko'rfazi va Parapamiz tog' tizmalarini oshib o'tib kelgan iliq havo bu yerlar sovug'ini ancha yumshatadi.

Iqlim hosil qiluvchi uch asosiy omil-shiddatli quyosh radiatsiyasi, atmosfera sirkulyatsiyasi xususiyatlari va tog'li relyef ta'sirida O'zbekiston hududining katta qismida subtropik, keskin kontinental iqlim mavjud bo'lib, ob-havo yoz oylarida ancha barqaror, qish oylarida esa o'zgaruvchan bo'ladi. Havo harorati katta mavsumiy va sutkalik o'zgarish amplitudasiga ega.

O'zbekiston hududini quyidagi uchta iqlim zonasiga ajratish mumkin:

1. Cho'l va quruq dasht zonasi
2. Tog' oldi zonasi
3. Tog'li zona

Ta'kidlab o'tamizki, bir zonadan ikkinchi zonaga o'tish chegarasi aniq ifodalanmagan. Endi har qaysi zonaning iqlimini qisqacha tavsiflaymiz.

Cho'l va dasht zonasi. Bu zona O'zbekiston hududidagi jami tekisliklarni-Ustyurt platosini, Qizilqum, Qarshi, Zarafshon vodiysidagi Karnob va Malik, Dalvarzin va Mirzacho'l cho'llarini qamrab olgan. O'zbekistonning bu qismi tekislik deb atalsa ham, u yerlarda uncha baland bo'lmagan tog'lar ham bor. Ustyurt juda tekis bo'lsada, unda nisbatan uncha baland bo'lmagan qirlar va botiqlar mavjud. Bu zonada yillik yog'in miqdori 200 mm dan oshmaydi. Ustyurt platosini hisobga olmaganda, qish bu zonaga tegishli yerlarda ko'pincha iliq, qisqa muddatli va uncha ko'p bo'lmagan turg'unmas qor qoplami bilan o'tadi. Ba'zi yillari qish sovuq keladi, bunda daryolar va Orol dengizi muzlaydi, havoning minimal harorati esa -35°C gacha pasayadi.

Bahor erta va qisqa muddatli bo'ladi, aprel oyi issiq, may oyida yoz boshlanadi. Tekisliklarda yoz uzoq muddatli, issiq, bulutsiz, quruq va changli bo'ladi. Eng issiq oy iyul, avgust oylariga to'g'ri keladi.

Respublika janubi-sharqida havoning maksimal harorati $+50^{\circ}\text{C}$ gacha yetadi. Kuz sentabrda boshlanadi: yomg'irlar yog'a boshlaydi. Havo harorati pasayadi, oktabr oyi oxirida qora sovuqlar tushishi mumkin.

Tog' oldi zonasi. Bu zona Tyanshan va Hisor-Oloy tog' tizimlarining dengiz sathidan 300-400 m dan 600-1000 m gacha bo'lgan balandliklarini o'z ichiga qamrab oladi. Tog' oldi zonasiga yiliga o'rtacha 300-550 mm yog'in tushadi. Yog'inlarning eng ko'pi mart-aprel oylariga, eng kami yoz oylariga to'g'ri keladi. Bu zonada qish cho'ldagidan iliq, barqaror qor qoplami har qishda ham hosil bo'lavermaydi. Bahor fevral oyining oxiri-mart oyining boshlarida boshlanadi, ammo tuproqda bahordagi kechki qora sovuqlar aprel oyining oxirigacha, ba'zi hududlarda esa may oyida ham tushishi mumkin.

Yozda tekisliklardagi hududlarga nisbatan jazirama issiq kunlar kamroq bo'ladi, shu bilan birgalikda zonaning ayrim joylarida eng

yuqori havo harorati $45-46^{\circ}\text{C}$ gacha yetadi, kuz fasli-sentabr oxiri-oktabr boshlarida boshlanadi. Bulutli kunlar soni ko'payadi. Ba'zan burkama yomg'ir yog'adi. Oktabr oyi o'rtalarida qora sovuq tushishi mumkin.

Tog' zonası. Bu zonaga dengiz sathidan 600-1000 m dan yuqorida bo'lgan tog' qismlari kiradi. Yillik o'rtacha yog'in miqdori 400 mm dan oshiq, tog'ning yuqori zonasida shimolga qaragan ayrim yonbag'irlarda yog'in miqdori 2000 mm.gacha yetadi. Bu zonada yog'ingarchiliklar yil bo'yi bo'lib turadi, ammo eng ko'p miqdori aprel-may oylariga to'g'ri keladi. Dengiz sathidan 800-1000 m balandliklardan yuqorida barqaror qor qoplami hosil bo'ladi. Ba'zi joylarda uning maksimal qalinligi 1,5 m dan oshadi.

Tog'larda havo harorati tekislik va tog' oldi zonalaridagiga nisbatan past, asosan joyning baland-pastligiga bog'liq bo'ladi. Qish davrida va yozning tun paytlarida yonbag'irlarning quyi qismida inversiya-haroratning balandlik bo'yicha ortishi kuzatiladi.

14.8. O'zbekiston iqlimining eng muhim elementlari

Endi O'zbekiston hududi iqlimining eng muhim ko'rsatkichlarining taqsimlanishiga qisqacha to'xtalamiz.

Quyosh radiatsiyasi. Biz 3-bobdan atmosferada o'tadigan fizik hodisalar va jarayonlarning asosiy energiya manbayi quyosh energiyasi ekanligini bilamiz.

Respublikaning eng shimoliy nuqtalari ($45^{\circ}35'$ shimoliy kenglik) da yozgi quyosh turishi vaqtida Quyosh ufqdan eng yuqori 68° gacha, janubdagi chekka nuqtalari ($37^{\circ}10'$ shimoliy kenglik) da esa yozgi quyosh turishi vaqtida 76° gacha ko'tariladi. Qishki quyosh turishi vaqtida esa quyoshning ufqning balandligi mos ravishda 21 va 29° ga teng bo'ladi.

Bu misoldan ko'ramizki, yozda respublikamiz hududlarida quyosh ufqdan ancha balandga ko'tariladi. Shuning uchun bu yerlarda yer sirtiga juda ko'p nurlanish energiyasi tushadi, natijada faol sirt eng ko'p isiydi, uning ta'sirida faol sirtga yaqin havo qatlamlari ham kuchli isiydi.

Mazkur kitobning 3-bobida O'zbekiston hududlariga quyosh radiatsiyasi tushishini mufassal bayon qilganmiz. O'zbekiston hududlarida to'g'ri va yalpi radiatsiyaning yillik yig'indisi mos ravishda 6000 va 7000 MJ/m² ga teng. Eng janubda yalpi radiatsiya 8000 MJ/m², cho'llar (Qizilqum) da 8250 MJ/m² ga teng.

Havo harorati. O'zbekiston tekisliklarida eng sovuq oy yanvarning o'rtacha harorati Ustyurtda -9°C, Qizilqum cho'lining janubiy qismida 0°C, O'zbekistonning eng janubida esa 2-3°C ni tashkil qiladi. Tog' oldi zonada qish 2-3°C ga iliq bo'ladi.

Tog'larda havo harorati asosan manzilning dengiz sathidan balandligiga bog'liq. Ammo vodiylar va botiqliklar tagida atrofdagi yonbag'irlarlardan sovuqroq bo'ladi (harorat inversiyasi mavjudligidan).

Yoz oylarida tekisliklarda havo harorati kenglikka qarab kam o'zgaradi: iyul oyi (eng issiq oy) ning o'rtacha harorati Ustyurtda 26-27°C dan, Termizda 30°C gacha o'zgaradi. Tog' oldi zonalarda havo yoz oylarida unchalik qattiq isib ketmaydi. Tog'larda esa har 100 m yuqoriga ko'tarilgan sari harorat o'rta hisobda 0,65-0,70°C ga kamayib boradi.

Yozda, qish fasliga nisbatan, havo harorati kundan kunga kam o'zgaradi, ya'ni ob-havo ancha barqaror holatda bo'ladi.

Havoning o'rtacha oylik haroratining yillik amplitudasi tekisliklarda eng yuqori qiymatlarga erishadi. Masalan, Qarshida u 29°C dan oshib ketadi. Uning eng kam qiymati tog'larda kuzatiladi.

Havo haroratining sutkalik amplitudasi qishda kam. Yozda yuqori bo'ladi. Amplituda kattaligiga bulutlik kuchli ta'sir ko'rsatadi: eng

katta sutkalik amplitudalar osmon ochiq kunlari kuzatiladi, osmon bulutli bo'lganda uning qiymati $6-9^{\circ}\text{C}$ ga kamayadi. Tekisliklarda yanvar oyida havo ochiq kunlari amplituda $7-11^{\circ}\text{C}$, iyul oyida $14-19^{\circ}\text{C}$ ni tashkil etadi.

O'zbekistonning eng shimoliy qismida o'rtacha yillik eng past havo harorati -30°C ni tashkil etadi, ammo ayrim yillari u hattoki -40°C gacha pasayadi. Bunday sovuq kuchli shamolli va yaxmalakli qishni odamlar va hayvonlar juda og'ir kechiradilar. O'zbekistonda eng sovuq joy Ustyurt platosida joylashgan.

Janubda-Termiz tumanida -20°C dan past havo harorati kuzatilmagan. Bu yerda ko'pincha qishlar iliq keladi, ularda havo harorati -10°C dan pastga tushmaydi. Respublika hududida sovuqsiz davrning o'rtacha davomiyligi Ustyurt platosida 160 kun bo'lsa, Sherobod va Termizda 280 kunga cho'ziladi.

O'zbekistonning tekislik qismida eng past o'rtacha ko'p yillik maksimal harorat ($35-36^{\circ}\text{C}$) Orol dengizi qirg'oqlarida kuzatiladi. Ammo dengizning ta'siri nisbatan kichik qirg'oq polosasidagina seziladi. Undan uzoqlashgan sari o'sha kenglikdagi eng yuqori harorat 40°C gacha, respublika janubida esa 44°C gacha ko'tariladi. Tog' oldi zonalarida harorat maksimumlari $39-41^{\circ}\text{C}$ dan oshmaydi va yuqoriga ko'tarilgan sari kamayib boradi.

Cho'llarda eng yuqori absolyut harorat $48-50^{\circ}\text{C}$ ga yetadi. Tog' oldilarida, taxminan 1000 m balandlikkacha maksimal harorat eng yuqori ($44-45^{\circ}\text{C}$) bo'lishi mumkin. Tabiiyki, toqqa ko'tarilgan sari sutkalik maksimumlar pasayib boradi.

Havo namligi. Qish oylarida havoning o'rtacha nisbiy namligi O'zbekistonning Shimolida (Orol dengizi sohillarida) 80-85 % dan, eng janubda 60 % gacha o'zgaradi, tog' oldi va tog' hududlarda esa 50-70 % ni tashkil etadi. Mart oyidan boshlab havoning nisbiy namligi kamaya boshlaydi. Orol dengizi sohillarida u 60-65 % gacha, boshqa tekislik hududlarda 30-40% gacha pasayadi, tog' oldi hududlarda

nisbiy namlik yuqori bo'ladi. Tog'larda nisbiy namlik balandlikka relyef shakliga va yonbag'ir ekspozitsiyasiga qarab o'zgaradi. Qishda ko'pincha balandlik oshgan sari nisbiy namlik pasayadi, yozda esa ortadi. Sutka davomida nisbiy namlikning maksimal qiymatlari tunga, minimal qiymatlari kunduzga to'g'ri keladi.

Qishloq xo'jaligi uchun katta amaliy ahamiyatga ega bo'lgan iqlimiy ko'rsatkich, havoning nisbiy namligi 30 % va undan ham kamayib ketadigan qurg'oqchil kunlar soni hisoblanadi. Respublikaning cho'l hududlarida qurg'oqchil kunlar soni yiliga 200 kunga yetadi. Tog' oldi va tog'li hududlarda bunday kunlar soni 125-180 kunga teng. Sug'orish tarmoqlari rivojlangan va o'simlik qoplami ancha qalin Farg'ona vodiysida qurg'oqchilik 75-100 kundan oshmaydi.

Atmosfera yog'inlari. O'zbekiston hududlarida ekinlarni parvarish qilish uchun yorug'lik va issiqlik yetarli, ammo yog'in miqdori kam hamda hududlar bo'yicha notekis taqsimlangan. Bunday bo'lishiga respublikamizning materik ichki qismida joylashib, okeanlardan uzoqligi, havo massalarining xususiyatlari va relyefining xilma-xilligi sabablidir.

O'zbekiston hududi qishda shimoli-sharqdan esadigan quruq, sovuq havo massasi-Sibir antisikloni ta'sirida bo'ladi. Yozda esadigan g'arbiy, shimoli-g'arbiy havo massalari tekisliklar ustida isib, nisbiy namligi kamayib ketadi. Natijada O'zbekiston tekisligi qismiga, xususan, shimoli-g'arbga yog'in juda kam tushadi. Quyi Amudaryoga, Qizilqum g'arbga va Farg'ona vodiysining g'arbiy qismiga eng kam yog'in tushadi, aniqrog'i bu yerlarda yillik o'rtacha yog'in miqdori 80-100 mm.dan oshmaydi. Masalan, Xivada-79 mm, Nukusda-82 mm, Qo'qonda-89 mm, Tomdida -108 mm. O'zbekistonning qolgan tekisliklarida yillik o'rtacha yog'in miqdori 100-300 mm ga teng. O'zbekistonning tog' oldi hududlarida o'rtacha yilligi yog'in miqdori 180-500 mm.gacha ortadi, tog'da esa

yog'ingarchilik yanada kuchayadi: G'arbiy Tyanshanning shamol esayotgan tomoniga qaragan yonbag'irlarining yuqori qismida yog'inlarning yillik miqdori 2000 mm.dan oshadi, Zarafshon tog' tizmasining shamolga qaragan yonbag'irlariga (Omonqo'ton stansiyasida) yillik yog'in miqdori 960 mm ni tashkil etadi.

O'zbekistonda eng ko'p yog'ingarchilik mart-aprel oylariga, eng kami yoz oylariga to'g'ri keladi. Tekisliklarda va tog' oldida qor oktabr-aprel oylarida, respublika janubida noyabr-mart oylarida, tog'larda (1000 m dan yuqorida) oktabr-may oylarida yog'adi.

O'zbekiston hududidagi shamol rejimi, atmosfera hodisalari: changli bo'ron, tuman, do'l, izg'irin haqidagi ma'lumotlarni o'rganish uchun mazkur kitobning oldingi boblaridan o'qishni tavsiya qilamiz.

14-bob uchun savollar

1. Ob-havo deb nimaga aytiladi?
2. Iqlim tushunchasining ta'rifini ayting.
3. Iqlimshunoslik fani nimani o'rganadi?
4. Iqlim yaratuvchi qanday omillarni bilasiz?
5. Iqlim shakllanishida taglik sirtning rolini tushuntiring.
6. Dengiz va kontinental iqlimning o'zaro farqlarini tushuntiring. Musson iqlimini bayon qiling.
7. Iqlimlar tasnifi deb nimaga aytiladi?
8. V.P. Keppenning iqlimlar tasnifini tushuntiring.
9. L.S. Bergning pastliklardagi iqlimlar tasnifini tushuntiring.
10. B.P. Alisovning iqlimlar tasnifini tushuntiring.
11. Mikroiqlim tushunchasini bayon qiling.
12. Iqlimning iliqlanishini tushuntiring. Iqlim iliqlanishining oqibatlarini bayon qiling.
13. O'zbekiston iqlimini qanday omillar hosil qiladi?

14. O'zbekistonda yozda eng issiq, qishda esa eng sovuq joylarni ayting.

15. O'zbekistonning qaysi hududlarida yillik yog'in miqdori eng kam?

16. O'zbekiston hududida yog'inlar qaysi oylarda eng ko'p, qaysi oylarda esa eng kam bo'ladi?

FOYDALANILGAN ADABIYOTLAR

1. Abdullayev A. H, Arg'inboyev H.A, Abdullayev H.U. Agrometeorologiya- T. O'zbekiston Milliy Ensiklopediyasi Davlat ilmiy nashriyoti, 2006-432 b.
2. Arg'inboyev X.A. Geliotexnikadan o'quv qo'llanma-T.: O'qituvchi, 1974-148 b
3. Babushkin L.N. Агроклиматическое описание Средние Азию. Труды ТашГУ-1964- вып. 236-с 5-185.
4. Babushkin L.N. Основы агрометеорологии в Узбекистане-Tashkent, SANIGMI- 2004-288 s.
5. Baratov P. O'zbekiston tabiiy geografiyasi- T.: O'qituvchi, 1996-264 b.
6. Boboxo'jayev I., Uzoqov P. Tuproqshunoslik-T.:Mehnat, 1995-512 b.
7. Bulat V.L. "Оптические явления в природе". М.: "Просвещение", 1974-136 st.
8. Glazirin.G.E, Chanisheva S.G, Chub V.E "O'zbekiston iqlimining qisqacha ocherki" Toshkent, O'OITGMI, 1999-31b.
9. Gringof I.G, Popova V.V., Strashniy V.N. Agrometeorologiya-L.: Gidrometeoizdat, 1987-310 s.
10. Guralnik I.I., Dubinskiy G.P., Larin V.V., Mamikonova S.V. Meteorologiya. Издание второе- L.: Gidrometeoizdat, 1982-440 s.
11. Guralnik I.I., Mamikonova S.V., Polkovnikov M.A. Сборник задач и упражнений по метеорологии. 2-е издание-L.: Gidrometeoizdat, 1968-224 s.
12. Guralnik I.I., Larin V.V., Mamikonova S.V. Сборник задач и упражнений по метеорологии. Издание третье-L.: Gidrometeoizdat;1983-192 s.
13. Jo'raev O.J., A'zamov A.A., Tog'aymurodov Y.T. Meteorologiyadan

- izohli lugʻat-T.:Xalq merosi, 2002-415 b.
14. Zvereva R.Yu., Argʻinboev X.A. Agrometeorologiyadan amaliy Mashgʻulotlar- T.:Mehnat, 1989-112 b.
15. Imomjonov X.A., Kamolov B.A. Oʻzbekistonda ob-havoga taʼsir etish Toshkent, OʻOITGMI, 2001-119 b.
16. Kobisheva N.V.,Kostin S.I., Strunnikov E.A. Klimatologiya- L.: Gidrometeoizdat, 1980-344 s.
17. Kostin S.I. Краткий курс метеорологии и климатологии для лесоводов-L.TA, 1971-185 s.
18. Leuxina G.N., Lyapina O.A., Veremeeva T.L. Климат Узбекистана-Tashkent, SANIGMI, 1996-76 s.
19. Matveyev L.T. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы L.: Gidrometeoizdat, 1984-751 s.
20. Mustaqimov G.D. Oʻsimliklar fiziologiyasi va mikrobiologiya asoslari- T.: Oʻqituvchi, 1995-360 b.
21. Muxtorov T.M. Ertangi kun ob-havosi.-Toshkent, OʻOITGMI, 1999-154 b.
22. Moʻminov F.A. Ob-havo va uni oldindan aytib berish-T.: Oʻzbekiston, 1965-52 b.
23. Nastavlenie gidrometeorologicheskim stantsiyam i postam. Viypusk 3, chast 1- L.: Gidrometeoizdat, 1969-290 s.
24. Nastavlenie gidrometeorologicheskim stantsiyam i postam. Viypusk 2, chast 1- L.: Gidrometeoizdat, 1973-288 s.
25. Opasniye gidrometeorologicheskie yavleniya v Sredney Azii. L.: Gidrometeoizdat, 1960-244 s.
26. Pavlova M.D.Praktikum po agrometeorologii. -L.: Gidrometeoizdat, 1984-184 s.
27. Ruscha- Oʻzbekcha meteorologik lugʻat (atamalar, tushunchalar). Joʻraev O.J. Moʻminov F.A. Aʼzamov A.A va boshqalar. -T. OʻOITMI, 1998-250 b.

28. Tverskoy P.N. Kurs meteorologii (fizika atmosferiy). -L.: Gidrometeoizdat, 1962-700 s.
29. Tolkoviy slovar po selskoxozyaystvennoy meteorologii. Sankt Peterburg, Gidrometeoizdat, 2002-471 s.
30. Xromov S.P, Mamontova L.I. Meteorologicheskiy slovar. -L.: Gidrometeoizdat, 1974-568 s.
31. Xromov S.P. Meteorologiya i klimatologiya dlya geograficheskix fakultetov. -L.: Gidrometeoizdat, 1983-455 s.
32. Chirkov Yu.I. Agrometeorologiya. - L.: Gidrometeoizdat, 1986-296 s.
33. Chub V.E. Izmenenie klimata i ego vliyanie na prirodno-resursniy potentsial Respubliki Uzbekistan. - Tashkent, SANIGMI, 2000-252 s.
34. Shubaev L.P Umumiy yer bilimi. - T.: O'qituvchi, 1975-388 b.
35. Shulgin A.M. Agrometeorologiya i agroklimatologiya. L.: Gidrometeoizdat, 1978-200 s.
36. Shulgin I.A. Solnechnaya radiatsiya i rastenie. -L.: Gidrometeoizdat, 1967-179 s.

Xorijiy adabiyotlar

1. Harpal S.Mavi, PhD Graeme J.Tupper, MAgSc, DipEdin "Agriculture of Climate Studies Agrometeorology Principles and Applications" Food Products Press New York London Oxford An Imprint of the Haworth Press, (130, 209, 212, 263-267) Inc.381 bet 2004 yil.
2. Alexius J.Hebra "The Physics of Meteorology" Springer-Verlag/Wien Printed in Germany (186, 230) 392 bet 2010 yil.
3. Kees Stigter "Applied Agrometeorology" SBN978-3-540-74697-3 ISBN978-3-540-75698-0 DOI10.1007/978-3-540-74698-0 Springer Heidelberg Dordrecht London New York Springer-Verlag Berlin Heidelberg (II.16; III.33; III.41; 179, 477, 563) 1063 bet 2010 yil.

MUNDARIJA

SO'Z BOSHI	3
1-bob. IRISH	6
1.1. Meteorologiyaning predmeti va asosiy vazifalari. Meteorologik kattaliklar va hodisalar. Meteorologiyaning boshqa fanlar bilan bog'lanishi.....	6
1.2. O'simlik va muhit.....	10
1.3. O'zbekistonda meteorologiya fani rivojlanishining qisqacha tarixi.....	14
2-bob. ATMOSFERA TARKIBI VA TUZILISHI	16
2.1. Atmosfera quyi qatlamlari havosining tarkibi.....	16
2.2. Yuqori atmosfera qatlamlari havosining tarkibi.....	27
2.3. Atmosferaning tuzilishi.....	29
2.4 Atmosferani o'rganish usullari.....	33
3-bob. QUYOSH RADIATSIYASI	36
3.1. Quyosh radiatsiyasi. Quyosh haqida umumiy ma'lumotla	36
3.2. Atmosferadagi nurlanish oqimlari turlari. Quyosh radiatsiyasining energetik yoritilganligi.....	43
3.3. Quyosh radiatsiyasining spektral tarkibi.....	50
3.4. Quyosh spektri asosiy qismlarining biologik ahamiyati.....	52
3.5. Fotosintetik faol radiatsiya.....	53
3.6. Quyosh radiatsiyasining atmosferadan o'tishda kuchsizlanishi....	55
3.7. To'g'ri quyosh radiatsiyasining energetik yoritilganligi.....	63
3.8 To'g'ri radiatsiyaning Yer sirtiga kelishiga ta'sir qiladigan omillar.	68
3.9. To'g'ri radiatsiyaning sutkalik va yillik o'zgarishi. To'g'ri radiatsiya yig'indilari.....	70
3.10. Sochilgan quyosh radiatsiyasi.....	74
3.11. Yalpi quyosh radiatsiyasi.....	77
3.12. Qaytgan radiasiya. Albedo.....	79
3.13. Yer sirti va atmosferaning uzunto'liqlik nurlanishi. Samarali	

nurlanish.....	82
3.14. Faol sirt va "Yer-atmosfera" tizimining radiatsion balanslari.....	87
3.15. O'simliklar qoplami tagidagi quyosh radiatsiyasi.....	89
3.16. Quyosh radiatsiyasi va radiatsion balansni o'lchash.....	90
3.17. Quyosh energiyasidan xalq xo'jaligida foydalanish.....	94
4-bob. TUPROQ VA SUV HAVZALARINING ISSIQLIK REJIMI.....	105
4.1. Tuproqning isish va sovish jarayonlari.....	105
4.2. Tuproqning issiqlik xossalari.....	106
4.3. Tuproq haroratini o'lchash usullari.....	112
4.3.1. Tuproq yuzasining haroratini o'lchash.....	112
4.4. Tuproq yuzasi haroratining sutkalik va yillik o'zgarishi.....	116
4.5. Issiqlikning tuproq pastki qatlamlariga tarqalishi qonunlari.....	119
4.6. O'rmon qoplami tagidagi tuproq harorati.....	123
4.7. Tuproqning muzlashi. Abadiy muzloq.....	125
4.8. Suv havzalarining isishi va sovishi.....	128
4.9. Tuproq va suv havzalaridagi issiqlik almashinish.....	129
4.10. Xalq xo'jaligida tuproqning issiqlik rejimi haqidagi ma'lumotlardan foydalanish.....	132
5-bob. ATMOSFERANING ISSIQLIK REJIMI.....	137
5.1. Havoning isish va sovish jarayonlari.....	137
5.2. Havo haroratini o'lchash usullari.....	141
5.3. Faol sirt xususiyatlarining havo isishi va sovishiga ta'siri.....	143
5.4. O'simliklar qoplami va shahar sharoitlarining havo haroratiga ta'siri.....	144
5.5. Havo haroratining sutkalik va yillik o'zgarishi.....	146
5.6. Qora sovuqlar va ularga qarshi kurash chora-tadbirlari.....	150
5.7. Havo haroratining vertikal yo'nalishi bo'yicha gradiyenti.....	154
5.8 Atmosferadagi adiabatik jarayonlar. Quruq adiabatik gradiyent. Potensial harorat. Konveksiya balandligi.....	157
5.9. Atmosferaning chegara qatlamida haroratning balandlik bo'yicha o'zgarishi.....	161

5.10. Erkin atmosferada haroratning balandlik bo'yicha o'zgarishi.....	164
5.11. Atmosferadagi inversiyalar.....	165
5.12. Faol sirt va atmosferaning issiqlik balansi.....	167
5.12.1. Faol sirtning issiqlik balansi.....	167
5.12.2. "Yer atmosfera" tizimining issiqlik balansi.....	171
6-bob. ATMOSFERADAGI SUV BUG'I.....	175
6.1. Bug'lanish. Suv va tuproq yuzasidan bug'lanadi. O'simliklarning bug'lanishi. Bug'lanuvchanlik.....	175
6.2. Bug'lanishning sutkalik va yillik o'zgarishi.....	180
6.3. O'rmonlarning bug'lanishga ta'siri.....	181
6.4. Suv bug'ining atmosferaga o'tishi. To'yingan bug' bosimi.....	182
6.5. Havo namligini tavsiflaydigan kattaliklar.....	185
6.6. Havo namligini o'lchash usullari.....	187
6.7. Suv bug'i parsial bosimi va nisbiy namlikning sutkalik va yillik o'zgarishi.....	191
6.8. Havo namligining balandlik bo'yicha o'zgarishi.....	195
6.9. Havo namligining geografik taqsimlanishi.....	197
7-bob. SUV BUG'INING KONDENSATSIYASI.....	201
7.1. Atmosferada suv bug'ining kondensatsiyasi. Kondensatsiya yadrolari. Suv bug'ining sublimatsiyasi.....	201
7.2. Yer sirtidagi kondensatsiya va sublimatsiya mahsulotlari.....	204
7.3. Tumanlar.....	208
7.4. Bulutlar. Bulutlarning tuzilishi va tarkibi.....	211
7.5. Bulutlarning xalqaro tasnifi.....	216
7.6. Yuqori qavat bulutlari.....	217
7.7. O'rta qavat bulutlari.....	220
7.8. Quyi qavat bulutlari.....	223
7.9. Vertikal rivojlanadigan bulutlar.....	226
7.10. Bulutlanlanlik. Bulutlanganlik miqdorining sutkalik va yillik o'zgarishi.....	229
	235

8-bob. BULUTLARDAN YOG'ADIGAN YOG'INLAR.....	
8.1. Yog'inlar tasnifi. Yog'in turlari.....	235
8.2. Bulut elementlarining yiriklashuv jarayonlari.....	239
8.3. Yomg'ir va qorning hosil bo'lishi.....	245
8.4. Oqishoq qor va do'lning hosil bo'lishi.....	249
8.5. Yog'inlarning sutkalik va yillik o'zgarishi. Yog'inlarning Yer yuzida va O'zbekiston hududlarida taqsimlanishi.....	253
8.6. O'rmonning yog'inlarga va tuproq suv balansiga ta'siri.....	258
8.7. Qor qoplami.....	260
8.8. O'rmon, ihotada daraxtlarining qor to'plashga ta'siri. Qorni saqlab qolish.....	267
8.9. Yog'inlarni o'lchash.....	269
9-bob. ATMOSFERA BOSIMI VA HAVO ZICHLIGI	274
9.1. Atmosfera bosimi. Atmosfera bosimining o'lchov birliklari.....	274
9.2. Quruq havo va suv bug'ining holat tenglamasi. Virtual harorat....	277
9.3. Havo zichligi va atmosfera bosimining balandlik bo'yicha o'zgarishi.....	280
9.4. Atmosfera statistikasining asosiy tenglamasi.....	283
9.5. Qisqartirilib yozilgan barometrik formula (Laplas formulasi).....	286
9.6. Barometrik nivelirlash va atmosfera bosimi qiymatlarini dengiz sathidagi qiymatlariga keltirish.....	287
9.7. Barik maydon, izobarik sirtlar va izobaralar. Barik tizimlar.....	289
9.8. Gorizontalar barik gradiyent. Yer sirtida atmosfera bosimining taqsimoti.....	292
9.9. Atmosfera bosimining o'rtachalashtirilgan yillik o'zgarishi.....	296
9.10. Atmosfera bosimini o'lchash.....	299
10-bob. ATMOSFERADAGI HAVO OQIMLARI.....	306
10.1. Shamol. Shamol tezligi va yo'nalishi. Shamolga to'siqlarning ta'siri.....	306
10.2. Shamolning o'rmonga va o'rmonning shamolga ta'siri.....	312
10.3. Shamollar guli.....	314

10.4. Havo harakati vaqtida paydo bo'ladigan kuchlar. Yer aylanishining og'diruvchi kuchi.....	316
10.5. Havoning ishqalanish bo'lmagandagi barqaror harakati. Gradiyent shamol.....	321
10.6. Doiraviy izobaralardagi gradiyent shamol.....	324
10.7. Ishqalanish bo'lganda havoning barqaror harakati.....	328
10.8. Atmosferaning chegara qatlamida shamol tezligining sutkalik va yillik o'zgarishi.....	333
10.9. Atmosferaning umumiy sirkulyatsiyasi.....	336
10.10. Mahalliy shamollar.....	341
10.11. Fyon va bora shamollari.....	347
10.12. Shamol tezligi va yo'nalishini o'lchash usullari.....	352
11-bob. ATMOSFERADAGI OPTIK HODISALAR (ATMOSFERA OPTIKASI).....	359
11.1. Yorug'likning atmosferada tarqalishi.....	359
11.2. Asosiy fotometrik tushunchalar va kattaliklar	360
11.3. Yorug'likning atmosferada sochilishidan hosil bo'ladigan optik hodisalar.....	365
11.4. G'ira-shira payt. G'ira-shira paytdagi yoritilganlik.....	370
11.5. Yorug'likning atmosferada sinishidan hosil bo'ladigan hodisalar	374
11.6. Sarob.....	378
11.7. Yorug'lik nurlarining atmosferada sinishi va qaytishidan hosil bo'ladigan hodisalar.....	382
11.8. Tomchilar va kristallarda yorug'lik difraksiyasidan hosil bo'ladigan hodisalar.....	389
12-bob. ATMOSFERADA TOVUSH HODISALARI.....	394
12.1. Atmosferada tovush tezligi.....	395
12.2. Tovushning atmosferada sinishi va qaytishi.....	399
12.3. Tovushning atmosferada kuchsizlanishi.....	405
12.4. Meteorologik jarayonlardan kelib chiqadigan tovushlar.....	407
13-bob. ATMOSFERADAGI ELEKTR HODISALAR	

(ATMOSFERA ELEKTRI)	412
13.1. Atmosferaning ionlashishi.....	413
13.2. Atmosferaning asosiy ionizatorlari.....	417
13.3. Atmosferaning elektr o'tkazuvchanligi.....	422
13.4. Ionosfera.....	423
13.5. Atmosferaning elektr maydoni.....	427
14-bob. IQLIM	432
14.1. Ob-havo va iqlim haqida.....	432
14. 2. Iqlim yaratuvchi omillar.....	435
14.3. Iqlimlar tasnifi.....	440
14.3.1.V.P. Keppenning iqlimlar tasnifi.....	440
14.3.2. L.S. Bergning iqlimlar tasnifi.....	442
14.3.3. B.P. Alisovning iqlimlar tasnifi.....	451
14.4. O'rmonning iqlimga va joyning suv rejimiga ta'siri.....	455
14.5. Mikroiklim.....	457
14.6. Iqlim o'zgarishi.....	463
14.7. O'zbekiston iqlimi.....	470
14.8. O'zbekiston iqlimining eng muhim elementlari.....	473
FOYDALANILGAN ADABIYOTLAR	478

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ.....	3
1-Глава. ВВЕДЕНИЕ.....	6
1.1. Предмет метеорологии и задачи. Метеорологические явлений и величины. Связ метеорологии с другими дисциплинами	6
1.2. Растения и окружающая среда	10
1.3. Краткая история развития метеорологии как науки.....	14
2- Глава. СТРУКТУРА И СОСТАВ АТМОСФЕРЫ.....	16
2.1. Состав воздуха нижних слоев атмосферы.....	16
2.2. Состав воздуха верхних слоев атмосферы	27
2.3. Строение атмосферы	29
2.4 Атмосферные методы исследования	33
3- Глава. СОЛНЕЧНАЯ РАДИАЦИЯ	36
3.1. Солнечная радиация. Общая информация о Солнце	36
3.2. Атмасфера типы радиационных потоков. Отраженной энергии солнечной радиации.....	43
3.3. Солнечное излучение спектрального состава	50
3.4. Биологическая роль основных компонентов солнечного спектра	52
3.5. Фотосинтетическая активная радиация.....	53
3.6. Ослабление перехода к солнечной радиации из атмосферы.....	55
3.7. Прямая энергия излучения освещение солнечной энергии.....	63
3.8 Радиационные факторы, которые могут повлиять на земной поверхности	68
3.9. Суточные и годовые изменения прямой радиации. Сумма прямого излучения	70
3.10. Рассеянное солнечная радиация	74
3.11. Суммарная солнечная радиация	77

3.12. Отраженная радиация. Алbedo	79
3.13. Длинноволновая радиация из атмосферы и поверхность Земли. Эффективное излучение	82
3.14. Активная поверхность системы "Земля-атмосфера" радиационного баланса.....	87
3.15. Растения под прикрытием солнечной радиации	89
3.16. Измерения солнечной радиации и радиационного баланса.	90
3.17. Использование солнечной энергии в сельском хозяйстве	94
4-bob. ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ПОЧВЫ	105
4.1. Процессы потепления почвы и охлаждения	105
4.2. Тепловые свойства почвы	106
4.3. Методы измерения температуры почвы	112
4.3.1. Измерение температуры поверхности почвы.....	112
4.4. Суточные и годовые изменения температуры поверхности почвы.....	116
4.5. Законы распределения тепла в нижних слоях почвы.....	119
4.6. Температура почвы под лесного покрова	123
4.7. Промерзания почвы. Вечного мерзлота.....	125
4.8. Водные бассейны, отопление и охлаждение	128
4.9. Тепловой обмен почвы и водных бассейнов.....	129
4.10. Использование информации тепловой режим почвы в народном хозяйстве	132
5- Глава. ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ	137
5.1. Процессы потепления воздуха и охлаждения.....	137
5.2. Методы измерения температуры	141
5.3. Эффект активного потепления охлаждения поверхности воздуха.....	143
5.4. Растительный покров и условия влияние температуры воздуха.....	144
5.5. Ежедневные и годовые изменения температуры воздуха.....	146
5.6. Меры по борьбе с заморозками.....	150

5.7. Градиент температуры воздуха в вертикальном направлении.....	154
5.8. Адиабатические процессы в атмосфере. Сухой адиабатический градиент. Потенциал температуры. Высота конвекции	157
5.9. Изменение температуры по высоте пограничного слоя атмосферы	161
5.10. Изменение температуры с высотой в атмосфере	164
5.11. Атмосферные инверсии	165
5.12. Активная поверхность и тепловой баланс атмосферы	167
5.12.1. Активная поверхность теплового баланса	167
5.12.2. Система теплового баланса "Атмосфера Земли"	171
6- Глава. ВОДЯНОЙ ПАР В АТМОСФЕРЕ.....	175
6.1. Испарение. Почва и водяной пар. Испарение растения. Испарение	175
6.2. Суточные и годовые изменения испарение.....	180
6.3. Действия испарения на лесной покров.....	181
6.4. Прохождение водяного пара в атмосфере. Давление насыщенного пара	182
6.5. Величины, характеризующие влажность воздуха	185
6.6. Способы измерения влажности воздуха	187
6.7. Суточные и годовые изменения водяною пара, парциальное давление и относительная влажность воздуха.....	191
6.8. Изменения влажности воздуха с высотой.....	195
6.9. Географическое распределение влажности воздуха.....	197
7- Глава. КОНДЕНСАЦИИ ВОДЯНОГО ПАРА.....	201
7.1. Конденсация водяного пара в атмосфере. Конденсационные ядра. Сублимация водяного пара.....	201
7.2. Конденсационные и сублимационные продукты на поверхности земли.....	204
7.3. Туманы.....	208

7.4. Облака. Структура и состав облаков	211
7.5. Международная классификация облаков	216
7.6. Верхний слой облаков	217
7.7. Средний слой облаков	220
7.8. Нижний слой облаков	223
7.9. Вертикальные развитие облаков	226
7.10. Облака. Суточные и годовые изменения облаков по размеру.....	229
8- Глава. ВЫПАДЕНИЕ ОСАДКОВ ИЗ ОБЛАКОВ.....	235
8.1. Типы осадков.....	235
8.2. Процесс образование элементы осадков.....	239
8.3. Образование дождя и снега	245
8.4. Образование белого снега и града	249
8.5. Суточные и годовые изменения осадков. Распределение осадков по земному шару и по Узбекистану.....	253
8.6. Действие лесов на осадков и водного баланса.....	258
8.7. Снежный покров	260
8.8. Действие лесного слоя на снежный покров.....	267
8.9. Измерение осадков	269
9- Глава. АТМОСФЕРНОЕ ДАВЛЕНИЕ И ПЛОТНОСТЬ ВОЗДУХА	274
9.1. Атмосферное давление. Единицы измерения давление	274
9.2. Сухой воздух и водяной пар уравнение состояния. Виртуальная температура	277
9.3. Изменения атмосферного давления, и плотности воздуха высотой.....	280
9.4. Основное уравнение атмосферной статистики.....	283
9.5. Упрощенной вид барометрической формулы (формула Лапласа).....	286
9.6. Барометрические нивелирование и приведение атмосферного давления на уровне моря.....	287

9.7. Барический площадь, избарический поверхность и изобары. Барические системы	289
9.8. Горизонтальный барический градиент. Распределение атмосферного воздуха на поверхности земли.....	292
9.9. Среднегодовое изменение атмосферного давления	296
9.10. Измерение атмосферное давление	299
10-Глава. ПОТОК ВОЗДУХА В АТМОСФЕРЕ.....	306
10.1. Ветра. Скорость и направление ветра. Воздействиям ветра на барьеров	306
10.2. Воздействие ветра на лес и действие леса на ветер.....	312
10.3. Роза ветров	314
10.4. Возникающие силы во время движения воздуха. Сила вращения Земли	316
10.5. Стабильное движения воздуха при отсутсвий трении. Градиента ветра.....	321
10.6. Градиент ветра при окружной избарической трении.....	324
10.7. Движение воздуха при стабильной трении.....	328
10.8. Суточные и годовые изменения скорость ветра при пограничном слое атмосферы.....	333
10.9. Общая циркуляция атмосферы	336
10.10. Местные ветры	341
10.11. Ветры: Фён и бора	347
10.12. Методы измерения скорости и направления ветра	352
11- Глава. ОПТИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ. (АТМОСФЕРНАЯ ОПТИКА).....	359
11.1. Распространение света в атмосфере	359
11.2. Основные фотометрические понятия и величины	360
11.3. Оптические явления при рассеений лучи во атмосфере ...	365
11.4. Сумерки.....	370
11.5. События создающи при преломлений света в атмосфере	374
11.6. Мираж	378

11.7. События при преломлений и отраженного света в атмосфере.....	382
11.8. События которые создают дифракцию света в каплях и кристаллах	389
12- Глава. ЯВЛЕНИЯ ЗВУКА В АТМОСФЕРЕ.....	394
12.1. Скорость звука в атмосфере	395
12.2. Отражения и преломления звука в атмосфере	399
12.3. Ослабление звука в атмосфере	405
12.4. Звуки от метеорологических процессов	407
13- Глава. ЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ ЯВЛЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ (ЭЛЕКТР В АТМОСФЕРЕ).....	412
13.1. Ионизация атмосферы	413
13.2. Ионизаторы воздуха атмосферы.....	417
13.3. Электропроводность атмосферы	422
13.4. Ионосфера	423
13.5. Электрическое поле атмосферы	427
14- Глава. КЛИМАТ	432
14.1. Погода и климат	432
14.2. Факторы создающих климата.....	435
14.3. Климатическое классификация	440
14.3.1. Классификация климата по В.П.Кеппену.....	440
14.3.2. Классификация климата по Л.С.Бергу.....	442
14.3.3. Классификация климата по Б.П.Алисову.....	451
14.4. Влияние леса на местность и водный режим	455
14.5. Микроклимат	457
14.6. Изменение климата	463
14.7. Климат Узбекистана	470
14.8. Из наиболее важных элементы климаты Узбекистана	473
ПУБЛИКАЦИИ.....	478

CONTENT

FOREWORD.....	3
Chapter 1. INTRODUCTION.....	6
1.1. Subject of meteorology and its tasks. Meteorological phenomenons and sizes.....	6
1.2. Plants and environment	10
1.3. A brief history of the development of meteorology as a sienc.....	14
Chapter 2. STRUCTURE OF THE ATMOSPHERE.....	16
2.1. The structure of the air in the lower layers of the atmosphere.....	16
2.2. The structure of the air in the upper layers of the atmosphere.....	27
2.3. The structure of the atmosphere	29
2.4 The atmospheric methods of the research	33
Chapter 3. THE SOLAR RADIATION.....	36
3.1. The solar radiation. General information about the Sun	36
3.2. Atmospheric types of radiation flows. Back solar radiation..	43
3.3. The solar radiation of the spectral structure.....	50
3.4. The biological role of the major components of the The sun spectrum	52
3.5. Photosynthesis active radiation	53
3.6. Weakening of the solar radiation in passing from the atmosphere.....	55
3.7. Straight solar radiation.....	63
3.8 Radiation factors, which may influence on the surface of the Earth.....	68
3.9. Annual and daily changes of the straight radiation. The sum of the straight radiation	70
3.10. Diffused solar radiation	74

3.11. The total solar radiation	77
3.12. Back solar radiation. Albedo	79
3.13. Long-wave radiation from the atmosphere and the surface of the Earth. Effective radiation	82
3.14. The active surface of the system "Earth-atmosphere" of the radiation balance	87
3.15. Plants under the cover of solar radiation	89
3.16. To measure the the sun radiation and the radiation balance	90
3.17. The use of the sun energy in agriculture	94
Chapter 4. TEMPERATURE CONTROL OF THE SOIL.....	105
4.1. Processes of warming and cooling of the soil.....	105
4.2. Thermal properties of the soil	106
4.3. Methods for measuring of the temperature of the soil surface.....	112
4.3.1. Measuring temperature of the soil surface.....	
4.4. Daily and annual changes of the temperature of the soil surface.....	116
4.5. The laws of the distribution of heat in the lower layers of the soil	119
4.6. The temperature of the soil under forest cover	123
4.7. Soil freezing. Eternal ice	125
4.8. Water pools, heating and cooling	128
4.9. Heat exchange of the soil and water pools.....	129
4.10. The use of the information of the thermal regime of the soil in the national economy	132
Chapter 5. ATMOSPHERIC HEAT MODE.....	137
5.1. Processes of the heating and cooling of the air	137
5.2. Temperature measuring methods	141
5.3. The effect of the active warming and cooling of the air surface.....	143

5.4. Plant cover and conditions effecting to the temperature of the air.....	144
5.5. Daily and annual changes in air temperature	146
5.6. Measures to fight against frost.....	150
5.7. Gradient temperature of the air in the vertical direction.....	154
5.8. Adiabatical processes in the atmosphere. Dry adiabatical gradient. Potential temperatures. The height of the convection	157
5.9. Changes in the temperature of the atmospheric boundary layer height.....	161
5.10. Change in temperature from height in the atmosphere	164
5.11. Atmospheric inversions	165
5.12. The active surface and the heat balance of the atmosphere	167
5.12.1. The active surface of the heat balance	167
5.12.2. The system of the heat balance "The atmosphere of the Earth"	171
Chapter 6. WATER VAPOUR IN THE ATMOSPHERE.....	175
6.1. Evaporation. Soil and water vapour. Evaporation of plants. Evaporation.....	175
6.2. Daily and annual changes of evaporation.....	180
6.3. The effect of evaporation from the forests	181
6.4. Moving of water evaporation in the atmosphere. Pressure of the saturated vapour.....	182
6.5. Quantities characterizing the humidity of the air	185
6.6. Methods for measuring the moisture content of the air	187
6.7. Daily and annual change of the water vapour, partial pressure and relative humidity of the air.....	191
6.8. Changes of humidity of the air from the height.....	195
6.9. The geographical distribution of humidity of the air.....	197
CHAPTER 7. WATER VAPOR CONDENSATION.....	201
7.1. Condensation of water vapour in the atmosphere.....	201
7.2. Condensation sublimation products on the surface of the	204

Earth	
7.3. Fogs.....	208
7.4. Clouds. The structure and composition of clouds	211
7.5. International Classification of clouds	216
7.6. The top layer of clouds	217
7.7. The middle layer of clouds	220
7.8. The lower layer of clouds	223
7.9. Vertical development of clouds.....	226
7.10. Cloud. Daily and annual change in the amount of clouds....	229
Chapter 8. FALLING OF PRECIPITATIONS FROM THE CLOUDS.....	235
8.1. Types of precipitation	235
8.2. The process of forming of the elements of precipitation.....	239
8.3. The formation of rain and snow	245
8.4. The formation of white snow and hail	249
8.5. Daily and annual changes in precipitation. The distribution of precipitation across the earth and in Uzbekistan.....	253
8.6. The effect of forests to the precipitation and water balance	258
8.7. Snow cover	260
8.8. The effect of collecting the trees of the forest to the snow cover.....	267
8.9. Measurement of precipitation	269
Chapter 9. A ATMOSPHERIC PRESSURE AND AIR DENSITY	274
9.1. Atmospheric pressure. Measuring units of the pressure.....	274
9.2. Dry air and water vapor equation of state. Virtual temperature	277
9.3. Changes of atmospheric pressure. Density of the air from the height.....	280
9.4. The basic equation of the atmospheric statistics.....	283

9.5. Simplified form of the barometric formula (Laplace's formula).....	286
9.6. Barometric leveling and getting the atmospheric pressure at the sea level.....	287
9.7. Bari area, izobaria surface and izobaria. Bari systems	289
9.8. Horizontal Bari gradient. Distribution of atmospheric air on the surface of the Earth.....	292
9.9. Annual changes of the atmosphere in average.....	296
9.10. Atmospheric pressure measurement	299
Chapter 10. THE FLOW OF AIR IN THE ATMOSPHERE.....	306
10.1. The wind. Wind speed and direction. The effect of the wind to barriers	306
10.2. The effect of the wind to the forest and the effect of the forest to the wind.....	312
10.3. The flower of the winds	314
10.4. Air forces occurring during the movement of the air. The power of the Earth's rotation.....	316
10.5. Stable movement of the air during absence of friction....	321
10.6. Gradient of the wind during circled izobari friction	324
10.7. The movement of air in stable friction.....	328
10.8. Annual and daily changes of the air speed in the boundary layer of the atmosphere.....	333
10.9. The general circulation of the atmosphe.....	336
10.10. Local winds	341
10.11. Winds: Foehn and Bora.....	347
10.12. Methods for measuring wind speed and direction	352
Chapter 11. OPTIC PHENOMENA IN THE ATMOSPHERE (ATMOSPHERIC OPTICS).....	359
11.1. The spread of light in the atmosphere	359
11.2. Main photometric concepts and quantities	360
11.3. Optical phenomena in the scattred beam in the	365

atmosphere.....	
11.4. Twilight.....	370
11.5. Phenomena creating in the light refraction in the atmosphere.....	374
11.6. The mirage	378
11.7. Phenomena in the refraction of back light in the atmosphere.....	382
11.8. Phenomena which creates light diffraction in drops and in crystals.....	389
Chapter 12. PHENOMENA OF SOUNDS IN THE ATMOSPHERE.....	394
12.1. The speed of sound in the atmosphere	395
12.2. Back and refraction of sound in the atmosphere	399
12.3. The weakening of sound in the atmosphere	405
12.4. Sounds from the meteorological processes	407
Chapter 13. ELECTRIC PHENOMENA IN THE ATMOSPHERE. (ELECTRIC PHENOMENA).....	412
13.1. Ionization of the atmosphere	413
13.2. Air ionizer of the atmosphere.....	417
13.3. The electrical conductivity of the atmosphere	422
13.4. Ionosphere	423
13.5. The electric field of the atmosphere	427
Chapter 14. CLIMATE.....	432
14.1. Weather and climate	432
14.2. Factors which create climate	435
14.3. Climatic classification	440
14.3.1. Classification of the climate according to V.P. Keppen.....	440
14.3.2. Classification of the climate according to L.S. Berg.....	442
14.3.3. Classification of the climate according to B.P. Alisov.....	451
14.4. The effect of the forest to the local place and to the water regime	455

14.5. Microclimate	457
14.6. Changes in the climate	463
14.7. The climate of Uzbekistan	470
14.8. The most important elements of climate of Uzbekistan....	473
PUBLICATIONS	478