

Yu.V. PETROV, H.T. EGAMBERDIYEV,
M. ALAUTDINOV, B.M. XOLMATJANOV

IQLIMSHUNOSLIK



455.2

551.5

O'ZBEKISTON RESPUBLIKASI
OLIIY VA O'RTA MAXSUS TA'LIM VAZIRLIGI

4-96

Yu. V. Petrov, H. T. Egamberdiyev,
M. Alautdinov, B. M. Xolmatjanov

IQLIMSHUNOSLIK

*O'zbekiston Respublikasi
Oliy va o'rta maxsus ta'lim vazirligi tomonidan
darslik sifatida tavsiya etilgan*

B14160

O' z M U
Ilmiy kutubxonasi

«NOSHIR»
TOSHKENT — 2010

26.237
I-98

Iqlimshunoslik: [oliy o'quv yurtlarining talabalari uchun darslik] / Yu. V. Petrov [va boshq.]; O'zR oliy va o'rta-maxsus ta'lim vazirligi. — T.: Noshir, 2010. 168-b.

I. Petrov, Yu. V.

BBK 26.237

O'zbekiston Respublikasi Oliy va o'rta maxsus ta'lim vazirligi tomonidan davlat universitetlarining «Gidrometeorologiya» yo'nalishi bo'yicha ta'lim olayotgan talabalari uchun darslik sifatida tavsiya etilgan.

Taqrizchilar: g.f.d. Hikmatov F.H.

g.f.d. Muxtorov T.M.

Ilmiy muharrirlar: g.f.n., dos. Egamberdiyev X.T.

f.m.-f.n., dos. Petrov Yu.V.

Darslikda iqlimning shakllanishiga ta'sir etuvchi fizik jarayonlar va iqlimshunoslikning umumiy masalalari bayon etilgan. Radiation, geografik va sirkulyasion omillarning iqlim genezisi va iqlimlarning tasnifidagi roli ko'rib chiqilgan. O'rta Osiyo iqlimining geologik va tarixiy o'tmishdagi o'zgarishlari va tebranishlari bilan bog'liq masalalar hamda antropogen ta'sir ostida iqlimning kelajakdagi mumkin bo'lgan o'zgarishlari yoritilgan.

Darslik universitetlarning geografiya, fizika va ekologiya yo'nalishlari talabalari, meteorologiya va iqlimshunoslik hamda boshqa tutash fanlar sohalari mutaxassis-lari uchun mo'ljallangan.

SO'ZBOSHI

Darslik universitetning gidrometeorologiya yo'nalishi talabalariga o'qiladigan „Iqlimshunoslik“ fanining dasturi asosida tuzilgan. U universitetlarning *geografiya, fizika, biologiya-tuproqshunoslik* va *ekologiya* fakultetlarida **iqlimshunoslik** fanini o'rganish uchun mo'ljallangan. Darslik tutash soha mutaxassislari yoki boshqa qiziquvchilar tomonidan iqlimshunoslik bilan tanishish uchun foydalanilishi mumkin.

So'nggi yigirma-o'ttiz yilda iqlimshunoslikning, birinchi navbatda iqlimning global isishi bilan belgilanuvchi, muammolariga qiziqish keskin ortdi. Iqlimning o'zgarishi ekologik tizimlarning evolyusiyasi, cho'llanish jarayonlari va atrof-muhitning boshqa o'zgarishlari bilan chambarchas bog'liq. Tabiiy resurslarning cheklanganligi va ulardan oqilona foydalanish nuqtai nazaridan iqlimshunoslik o'ta muhim ahamiyatga ega.

Darslikda iqlim tizimi tushunchasi zamonaviy darajada talqin etilgan, iqlimni shakllantiruvchi omillar va jarayonlar ta'siri ostida iqlimning shakllanishi mufassal ko'rib chiqilgan. Shu nuqtai nazardan harorat, namlik, bulutlilik va boshqa iqlimiy kattaliklarning maydonlari ko'rsatilgan va tahlil qilingan. Iqlimlar tasniflari bo'yicha turli yondashuvlari va ular bo'yicha iqlim tasniflari bayon qilingan. Mezo- va mikroiqlim tushunchalari zamonaviy talqin qilingan.

Darslikning so'nggi bobi sayyoramizning, shu jumladan O'rta Osiyoning geologik o'tmishdagi iqlimlarini qayta tiklash, tarixiy o'tmishdagi iqlimlarning qisqacha bayoni hamda uning XXI asrdagi o'zgarishlari va oqibatlariga bag'ishlangan.

Darsliklar hajmiga qo'yiladigan chegara amaliy iqlimshunoslik va iqlimiy qayta ishlash usullari hamda iqlim o'zgarishining zamonaviy modellari va ssenariylari masalalarini yoritishga imkon bermadi.

Darslik kirish va yetti bobdan iborat bo'lib, har bir bob talabalarining olgan bilimlari yuzasidan o'zini-o'zi nazorat qilishlari uchun nazorat savollari bilan yakunlanadi.

Darslik mualliflari taqrizchilar g.f.d. F.H. Hikmatov va g.f.d. T.M. Muxtorovlarga darslikni tayyorlash jarayonida bildirgan taklif va mulohazalari uchun o'z minnatdorchiliklarini bildiradilar.

*Ilmiy muharrirlar: g.f.n., dos. Egamberdiyev X.T.
f.m.-f.n., dos. Petrov Yu.V.*

I BOB. KIRISH

1.1. Iqlimshunoslikning predmeti va vazifalari

Iqlimning shakllanish sharoitlarini o'rganuvchi fan iqlimshunoslik deb ataladi. Astronomik va fizikaviy-geografik sharoitlarning murakkab kompleksi ta'sirida shakllanuvchi atmosfera jarayonlarini o'rganish iqlimshunoslikning *predmeti* hisoblanadi. Iqlimshunoslik iqlimni shakllantiruvchi turli omillar o'rtasidagi bog'liqlikni ularning to'shalgan sirt bilan o'zaro ta'sirida ko'rib chiqadi. U turli meteorologik hodisalar va iqlim turlarining yer shari sirtidagi taqsimotining qonuniyatlarini o'rganadi. Va nihoyat, iqlimshunoslik iqlimning geologik o'tmishdagi, hozirgi zamondagi, shu jumladan inson faoliyati bilan bog'liq o'zgarishi muammolarini o'rganadi. Shunday qilib, iqlimshunoslik ilmiy fan bo'lib, iqlimning shakllanish jarayonlari, o'tmish, hozirgi zamon va kelajakdagi tavsifi va tasnifini, iqlimning inson faoliyatiga va insonning iqlimga ta'sirini o'rganadi.

Tarixning turli davrlarida olimlar iqlimga turlicha ta'rif berganlar. Qadimgi yunonlar Yerning sharsimon ekanligini hisobga olib, iqlimni Quyosh nurlarining yer sirtiga qiyaligi bilan tushuntirganlar va shundan iqlim haqidagi fanning nomi (χλιμα — qadimgi yunonchada qiyalik) kelib chiqqan. O'rta asrlarga kelib, joyning kengligidan tashqari iqlimga boshqa, masalan, joyning okeandan uzoqligi, yer yuzasining turi kabi omillar ham ta'sir etishi aniqlangan. XIX asrda iqlimni ob-havoning biror qonuniyatga bo'ysinuvchi to'plami yoki ketma-ketligi sifatida qaray boshladilar. Iqlim yer orbitasi ko'rsatkichlarining o'zgarishi va boshqa omillar bilan bog'liq bo'lishi mumkinligiga e'tibor qaratilgan.

Iqlim shakllanishi nazariyasining rivojlanishi Yer sharining atmosfera, okean, quruqlik va muz qoplamlaridagi jarayonlarning o'zaro ta'sirini miqdoriy hisobga olishni talab qildi. Shunga muvofiq *global iqlim* tushunchasi paydo bo'ldi. Atmosfera — okean — quruqlik — kriosfera tizimi meteorologik tashkil etuvchilarining uzoq (bir necha o'n yildan kam bo'lmagan) vaqt davomida o'tuvchi holatlari ansambli (yoki rejimi) global iqlim deb tushuniladi.

Global iqlimning muayyan fizikaviy-geografik sharoitlardagi xususiy ko'rinishi *lokal* (yoki *mahalliy*) *iqlim* deyiladi. Lokal iqlim — bu quyosh radiyasiyasi, uning yer sirtining faol qatlamidagi o'zgarishlari va ularga bog'liq

atmosfera va okeanlar sirkulyasiyasi bilan belgilanuvchi muayyan joyga xarakterli bo'lgan ob-havoning ko'p yillik rejimidir. Bunday tushunishda iqlim joyning fizikaviy-geografik xususiyatlaridan biri hisoblanadi.

Quyosh energiyasining asosiy o'zgarishlari to'shalgan sirt yaqinida sodir bo'ladi. Bu sirtning optik (albedo), mexanik (relef) va issiqlik (quruqlik, suv) xossalari bo'yicha birjinsli emasligi uning o'zaro yonma-yon ucha-stkalarida meteorologik rejimlar o'rtasidagi farqlarga olib keladi. Biroq, bu farqlar katta balandliklarga tarqalmaydi. Shu sababli yer sirtining o'lchamlari odatda yuzlab kilometrlardan katta bo'lmagan har xil turdagi hududlari ustida katta masshtabli jarayonlar (siklon, antisiklon, atmosfera frontlari va boshq.)ga bog'liq bo'lgan ob-havo bir xil xarakterga ega bo'ladi.

Birjinsli bo'lmagan to'shalgan sirtning gorizontaal o'lchamlariga bog'liq ravishda katta bo'lmagan alohida geografik tuzilmalarning *mezo-iqlim* va *mikro-iqlim* deb ataluvchi iqlimlari ajratiladi.

Mezo-iqlim — bu o'l chami yuz kilometrdan katta bo'lmagan (o'rmon, vodi, shahar va boshq.) alohida geografik landshaft tarkibiy qismining iqlimidir.

Mikro-iqlim — bu o'lchami bir necha yuz metrlardan katta bo'lmagan (o'rmon chekkasi, bog', ko'l qirg'og'i, o'rmon yalangligi va boshq.) sun'iy tuzilma yoki kichik hududning iqlimidir.

Iqlimshunoslikning asosiy vazifalari quyidagilar:

1. Iqlimni shakllantiruvchi barcha omillar va jarayonlarning o'zaro ta'sirini tadqiq etish yo'li bilan iqlimning shakllanish qonuniyatlarini o'rganish.

2. Iqlimning o'zgarish sabablarini, shu jumladan, tabiiy va antropogen jarayonlar ta'sirida uning kelajakda yuz berishi mumkin bo'lgan o'zgarishlarini tadqiq etish.

3. Iqlimiy tizimning shakllanishi va uning o'zgarishlarini fizikaviy-matematik modellashtrish.

4. Iqlimlarning geografik taqsimoti qonuniyatlarini o'rganish, iqlimlarni tasniflash va iqlimiy hududlashtirish.

5. Mikro-iqlimni tadqiq etish, uning hosil bo'lish qonuniyatlarini o'rganish va mikro-iqlim turlarini tasniflash.

6. Inson faoliyatining turli tarmoqlarini ta'minlash, shuningdek ob-havoning uzoq muddatli prognozlar uchun iqlim xarakteristikalarini yetkazib berish.

1.2. Iqlimshunoslikning tadqiqot usullari

1. *Kuzatish va meteorologik stansiyalarning o'lchash ma'lumotlarini yig'ish usuli.* Iqlimshunoslik muammolarini hal qilish uchun kuzatilgan meteorologik kattaliklar va hodisalarning uzun qatorlari eng katta ahamiyatga

ega. Bu ma'noda meteorologik stansiyalarni tashkil etish, ularni bir xil uskunalar va kuzatish uslubiyatlari bo'yicha ko'rsatmalar bilan ta'minlash, ma'lumotlarni yig'ish, nazorat qilish va tarqatish asosiy majburiyati hisoblangan markaziy meteorologik muassasalarning paydo bo'lishi iqlimshunoslikning rivojlanishida yirik bosqich bo'ldi.

Bu maqsadda Peterburgda 1849 yilda Bosh fizik observatoriya (hozir kunda A.I.Voyeykov nomidagi Bosh geofizik observatoriya) tashkil etilgan. Rossiya kabi bepoyon mamlakatning barcha meteorologik ishlarini boshqarish majburiyati yuklangan bu observatoriya jahonda dastlabki markaziy meteorologik muassasa edi. 1851 yilda Avstriyada, 1855 yilda Buyuk Britaniyada, 1870 yilda AQShda, 1878 yilda Fransiyada markaziy meteorologik institutlar tashkil etildi.

Shunday qilib, XIX asrning ikkinchi yarmida bir xil uskunalar bilan ta'minlangan yagona meteorologik uslub asosida ishlovchi yagona meteorologik kuzatishlar tarmog'i shakllandi. Rossiya va MDHning o'nlab stansiyalarida meteorologik o'lchashlarning uzun qatorlari yig'ildi. Peterburg, Moskva, Ekaterinburg, Irkutsk, Tiflis va boshqalar shu stansiyalar qatoriga kiradi. O'zbekistonda uzluksiz meteorologik kuzatishlar Toshkentdagi geofizik observatoriyada 1873 yildan boshlab olib borilmoqda.

Meteorologik stansiyalar faoliyatida kuzatish muddatlarini belgilash muhim hisoblangan. Kuzatishlar mahalliy o'rtacha quyosh vaqti bilan soat 7, 13 va 19 larda amalga oshirilgan. 1936–1961 yillar mobaynida bu muddatlarga tungi soat 1 kiritilgan. Ular *iqlimiy muddatlar* deb atalgan. 1966 yilning 1 yanvaridan jahonning barcha meteorologik stansiyalarida kuzatishlar **Grinviç vaqti** bo'yicha soat 00 dan boshlab har uch soatda sinxron ravishda o'tkazilmoqda. Ayrim meteorologik kattaliklar kamroq kuzatiladi. Masalan, yog'inlar miqdori sutkada ikki marta, qor qoplamining balandligi bir marta o'lchanadi.

Aktinometrik kuzatishlar sutkada olti marta, mahalliy o'rtacha quyosh vaqti bilan 00.30, 6.30, 9.30, 12.30, 15.30 va 18.30 larda amalga oshiriladi.

2. *Statistik tahlil usuli.* Bu usul quyidagi vazifalarni hal qilish imkonini beradi. *Birinchidan, ehtimollik-statistik* apparat kuzatish natijalarini iqlimiy qayta ishlashning asosini tashkil etadi. Bunday qayta ishlashning asosiy bosqichlari quyidagilar:

- iqlimiy qatorlarni hosil qilish va ularning nazorati;
- umumiy iqlimiy axborotlarni olish va ularning aniqligini baholash;
- iqlim diagnozi va prognozi uchun axborotlarni olish;
- amaliy maqsadlarda iqlim ko'rsatkichlarini ishlab chiqish va ularni hisoblash;
- iqlimiy axborotlarni fazoviy umumlashtirish.

Bu usul yordamida vaqtning ma'lum oralig'i uchun umumlashtirilgan kuzatish qatorlari tuziladi. Boshlang'ich ma'lumotlar qatori gradasiyalar bo'yicha qiymatlar taqsimotiga aylantiriladi. So'ngra taqsimotlarning asosiy xossalari ifodalovchi qatorning statistik ko'rsatkichlari ajratiladi.

Ikkinchidan, korrelyasiya va spektral tahlil usullari yordamida turli meteorologik kattaliklar va hodisalar o'rtasidagi aloqadorlikni (yoki uning yo'qligini) aniqlash, shuningdek bu aloqadorlikni miqdoran ifodalash mumkin.

Uchinchidan, trend tahlili usuli yordamida meteorologik qatorlarning vaqt bo'yicha o'zgarish qonuniyatini o'rganish mumkin.

3. *Xaritalash usuli.* Iqlimiy xaritalarga ko'p yillik kuzatishlarning statistik qayta ishlash natijalari tushiriladi. Iqlimiy xarita bir yoki bir nechta meteorologik kattaliklar iqlimiy xarakteristikalarining geografik taqsimotini ko'rsatadi. Meteorologik kattalik yoki atmosfera hodisalarining o'rtacha qiymatlari, o'rtacha kvadratik chetlanishlari, gradasiyalarining takrorlanuvchanligi va boshqalarning *izochiziqlari xaritalari* tuziladi. Bunday xaritalarni tuzishdan asosiy maqsad shundaki, ularning yordamida meteorologik kuzatishlar o'tkazilmaydigan joylardagi ma'lumotlarni *interpolyasiya* usuli bilan hosil qilish mumkin bo'ladi. Iqlimiy xaritalar, shuningdek, iqlimning asosiy fazoviy qonuniyatlari to'g'risida ko'rgazmali tasavvur hosil qilish imkonini beradi.

Izochiziqlarni o'tkazishda fizikaviy qonuniyatlarni hisobga olish va xaritalarning mo'ljallanishidan kelib chiqish lozim. Izochiziqlarni o'tkazish vaqtida ularni *gipsometriya*, *morfometriya*, *suv havzalarining mavjudligi*, *suv havzasi qirg'og'idan uzoqlik* va boshqa fizikaviy-geografik omillar bilan muvofiqlashtirish kerak bo'ladi.

So'nggi yillarda geografik informasion tizimlar (GIT)ni qo'llash izochiziqlarning o'tkazilishini ob'ektivlashtirish bo'yicha katta imkoniyatlarni ochib bermoqda.

4. *Tizimli yondashuv usuli.* Bu usul iqlim va uning o'zgarishlarini geografik qobiq chegarasida shakllanuvchi atmosfera, gidrosfera va litosferadagi jarayonlarning o'zaro aloqadorlik va o'zaro ta'siridagi majmuasi sifatida fizika va matematikaning asosiy qonunlari asosida tadqiq etadi.

5. *Eksperiment va modellashtirish usuli.* Kuzatishlardan farqli bu usul keng diapozondagi tashqi omillar ta'sirida o'rganilayotgan ob'ektlarning tabiati to'g'risida tasavvur hosil qilish imkonini beruvchi tadqiqotlarning faol usuli hisoblanadi.

Iqlim xarakteridagi eksperimentlar qatoriga hududiy va global ko'lamlarda iqlim o'zgarishlariga olib keluvchi insonning atrof-muhitga ixtiyoriy ta'sirlarini kiritish mumkin. Bular suv omborlarini qurish, erlarni sug'orish, botqoqlarni quritish, o'rmonlarni kesish, Orol dengizining qurib borishi, atmosferaga „parnik“ gazlarining chiqarilishi va h.k.

Sun'iy iqlim kameralari, okean sirkulyasiyasining asosiy elementlarini hosil qiluvchi basseynlar, atmosfera umumiy sirkulyasiyasini fizikaviy modellashtirish uchun maxsus qurilmalar kabi fizikaviy-geografik ob'ektlarning analoglari modellar sifatida foydalanilishi mumkin.

Iqlimiy tizimning matematik modellari iqlim umumiy nazariyasini yaratish masalasini hal qilish imkonini beradi.

Bunday modellarda tizim tashkil etuvchilarining holatini tavsiflovchi va tizimda yuz berayotgan u yoki bu shakldagi fizikaviy jarayonlarni, shuningdek, boshlang'ich va chegaraviy shartlarni hisobga oluvchi *termogidrodinamika* tenglamalari tizimlari tuziladi.

1.3. Iqlimshunoslikning boshqa fanlar bilan aloqasi. Uning fan tarmoqlariga bo'linishi

Iqlimshunoslik, birinchi navbatda, *atmosfera fizikasi (umumiy meteorologiya)* ning tarkibiy qismi hisoblanadi. Bu quyosh radiyasiyasining uzatilishi, atmosfera sirkulyasiyasi, issiqlik va namlik aylanishi va boshqa iqlimni shakllantiruvchi barcha asosiy omillar va jarayonlarning atmosferaga bog'liqligi bilan ifodalanadi.

Iqlimshunoslik *astronomiya, geografiya, gidrologiya, agrobiologiya, tuproqshunoslik, umumiy geofizika* va boshqa fanlar bilan uzviy bog'liq. Quyosh energiyasining yer sirtiga kelishi quyosh doimiysining qiymati, joyning kengligi, ekliptika tekisligining qiyaligi va boshqa *astronomik omillarga* bog'liq. Iqlim relef, tuproq va o'simlik qoplam, hayvonot olami kabi geografik muhit elementlarning ta'sirida shakllanadi, ya'ni iqlim mazkur muhitning tashkil etuvchilaridan biri hisoblanadi. Ikkinchi tomondan, iqlim landshaftni shakllantiruvchi omildir.

Iqlimshunoslikning *gidrologiya* va *okeanologiya* bilan bog'liqligi suvning bug'lanishi va kondensasiyasi, yog'inlarning yog'ishi, muz va qor qoplamining hosil bo'lishi, daryolar oqimi orqali ifodalanuvchi atmosferada suv aylanishi ta'sirida iqlimning shakllanishida namoyon bo'ladi.

Iqlimshunoslik dehqonchilik va chorvachilikning umumiy biologik qonuniyatlarini o'rganuvchi *agrobiologiya* bilan uzviy bog'liq. Ob-havo iqlim ham o'simliklar yashash muhitining omillaridan biri hisoblanadi.

Iqlim tuproqni shakllantiruvchi omillardan biridir. Harorat, yog'inlar va shamol kabi iqlimiy omillar tog' jinslarini o'zgartirishda va ularni g'ovak mineral massaga aylantirishda faol ishtirok etib, har xil tuproq turlarining hosil bo'lishiga asos bo'ladi. Tuproqning o'zi esa yer sirtining alohida hududlaridagi mikroiqlimga ta'sir ko'rsatadi.

Ma'lumki, muhitning jonsiz omillari majmuasi bo'lgan *ekotop* ixtiyoriy ekologik tizimning tarkibiy qismi hisoblanadi. O'z navbatida *ekotop edafa-*

top (tuproq, grunt) va *klimatoplardan* tashkil topadi. Klimatotop deganda barcha xilma-xillikni o'z ichiga oluvchi iqlim tushuniladi. Quyoshning nurlari energiyasi, havo harorati va namligi, yog'inlar, shamol, atmosfera bosimi va boshqa iqlimiy kattaliklar abiotik omillar hisoblanadi. Shunday qilib, iqlimshunoslikning *ekologiya* bilan aloqadorligi yaqqol ko'zga tashlanadi.

Iqlimshunoslik, odatda, *umumiy iqlimshunoslik* va *klimatografiya*ga bo'linadi. Klimatografiya — bu iqlimshunoslikning yer sharining turli joylaridagi iqlimiy sharoitlarni tavsiflash bilan shug'ullanuvchi qismi bo'lib, turli qit'alar yoki ularning alohida hududlaridagi iqlimlar (Yevropa iqlimi, O'rta Osiyo iqlimi va boshq.) to'g'risidagi ma'lumotlar majmuasini ifodalaydi.

Umumiy iqlimshunoslikning quyidagi qismlari ham ajratiladi.

Dinamik iqlimshunoslik. Turli ob-havo rejimlariga bog'liq ravishda havo massalarining takrorlanuvchanligi, shuningdek, iqlimiy frontlar uning predmeti hisoblanadi. So'nggi yillarda fanning bu tarmog'iga iqlimiy jarayonlarni modellashtirish va iqlim o'zgarishlarining ssenariylarini yaratish bilan bog'liq muammolarni hal qilish qo'shildi.

Iqlimiy qayta ishlash usullari — iqlimiy masalalarni yechish, qulay ko'rinishda tasvirlash (xaritalash, hududlashtirish) uchun meteorologik kuzatishlarni qayta ishlash va ularni o'rganish usullarini tadqiq etadi.

Paleoiqlimshunoslik — geologik va tarixiy o'tmishdagi iqlimlar to'g'risidagi fandir. Fizikaviy, kimyoviy, botanik va boshqa mezonlardan foydalanib turli geologik davrlardagi iqlimlarni qayta tiklash paleoiqlimshunoslikning vazifalaridan biri hisoblanadi. Tarixiy o'tmishdagi iqlimlarni qayta tiklash asosan saqlanib qolgan tarixiy hujjatlar (xronikalar, solnomalar va boshq.) va madaniy yodgorliklarga, bundan tashqari daraxtlar tanasining yillik o'sishini o'rganishga asoslanadi.

Mezo- va mikroiqlimshunoslik birinchi bo'lmagan to'shalgan sirt ta'sirida atmosferaning quyi 500–1000 metrli qatlamida iqlimning shakllanishini o'rganadi.

1.4. Iqlimshunoslikning amaliy ahamiyati

Iqlim inson faoliyatining deyarli barcha sohalariga katta ta'sir o'tkazadi. Har bir davlatning barqaror ijtimoiy-iqtisodiy va siyosiy rivojlanishi mazkur mamlakat joylashgan hududning iqlimiy-resurs potensialini hisobga olishi bilan bog'liq. Amaliy talablardan kelib chiqib umumiy iqlimshunoslikdan bir qator mustaqil fan tarmoqlari ajralib chiqdi.

Agroiqlimshunoslik turli qishloq xo'jalik mahsulotlari, shu jumladan chorvachilik mahsulotlarini ishlab chiqarishning iqlimiy sharoitlarini o'rganadi. Uning doirasida hududning qishloq xo'jaligi ishlab chiqarishini oqilona va samarali joylashtirish maqsadida agroiqlimiy baholash, hududlash-

tirish, agrotexnik tadbirlarni tadbiq qilish, mahalliy iqlimga mos yuqori hosildor ekin turlarini tanlash, chorvachilik mahsuldorligini oshirish kabi muammolar hal qilinadi.

Aviatsion iqlimshunoslik. Aerodromlarni loyihalashtirish va ekspluatatsiya qilishda shamolning ustuvor yo'nalishi, tumanlar hosil bo'lishining takrorlanuvchanligi va boshqa atmosfera hodisalari to'g'risidagi iqlimiy ma'lumotlar hisobga olinadi. Uchish xavfsizligi va ularning iqtisodiy samaradorligini ta'minlash nuqtai nazaridan havo kemalarining parvozigacha erkin atmosferadagi iqlimiy sharoitlarning ta'sirini o'rganish zarur. Parvoz yo'nalishi va esheloni iqlimiy sharoitlarni hisobga olgan holda tanlanadi.

Tibbiy (bio) iqlimshunoslik iqlimning inson organizmiga ta'siri bilan bog'liq muammolarni o'rganish bilan shug'ullanadi. U inson salomatligini tiklash uchun foydalaniladigan kurortlardagi davolash xususiyatlarining iqlimiy sharoitlarini o'rganadi.

O'rmon iqlimshunosligi iqlimiy omillar va o'rmon o'rtasidagi o'zaro ta'sirni o'rganadi. Uning doirasida iqlimiy sharoitlarning o'rmonning o'sishi va rivojlanishiga, o'rmon hududlarining mikroiqlimiga, shuningdek, o'rmonning yon-atrofdagi hududlar iqlimiga ta'siri tadqiq etiladi.

Transport iqlimshunosligi iqlimiy sharoitlarning temir yo'l, suv va avtomobil transportlarining ishlashiga ta'sirini o'rganadi.

Texnik iqlimshunoslikning asosiy maqsadi iqlimiy sharoitlarning turli texnik mahsulotlar (soatlar, elektr va tekstil sanoati mahsulotlari va boshq.)ga ta'sirini o'rganishdan iborat.

Texnikaviy rivojlanishning yangi yutuqlarga erishishiga bog'liq holda insonning ob-havo va iqlim sharoitlari oldidagi o'qizligi ortib boradi. Shu sababli, iqlimshunoslik oldiga kelajakda inson ehtiyojlarini qondirish uchun yangi talablarning qo'yilishi kutilmoqda.

NAZORAT SAVOLLARI

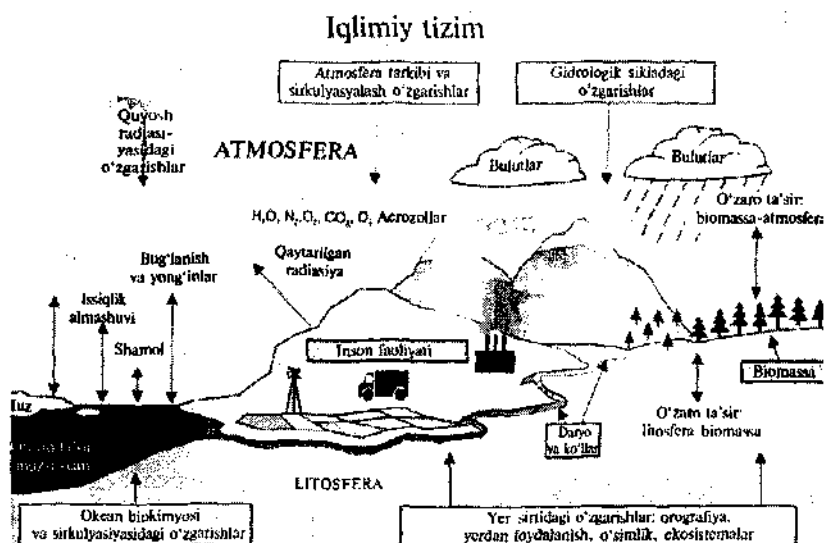
1. Iqlimshunoslikning predmeti nima? Iqlimshunoslikning asosiy vazifalari nimalardan iborat?
2. Global va lokal, mezo- va mikro iqlim nima?
3. Iqlimshunoslikning asosiy usullarini yoritib bering?
4. Iqlimshunoslikda xaritalashtirish usuli nimadan iborat?
5. Iqlimshunoslikda eksperiment va modellash usullarining mohiyati nimada?
6. Iqlimshunoslikda kuzatish va ma'lumot yig'ish usuli deganda nimani tushinasiz?
7. Statistik tahlil usuli yordamida qanday masalalar hal qilinadi?
8. Iqlimshunoslik qaysi asosiy fanlar bilan bog'liq?
9. Iqlimshunoslik qanday ilmiy Fan sohalariga bo'linadi?
10. Iqlimshunoslikning Amaliy ahamiyati nimada?

II BOB. IQLIMNI SHAKLLANTIRUVCHI ASOSIY OMILLAR VA JARAYONLAR

2.1. Iqlimiy tizim. Uning umumiy xususiyatlari

Mahalliy yoki lokal iqlim — bu global iqlimning xususiy ko‘rinishi. Geografiyada global iqlim Yer shari iqlimlari tizimi sifatida ko‘riladi. O.A. Drozdov va boshqalar global iqlimning quyidagi ta’rifini tavsiya etishadi: „Global iqlim atmosfera — okean — quruqlik — kriosfera tizimi meteorologik tashkil etuvchilarining uzoq (bir necha o‘n yildan kam bo‘lmagan) vaqt davomida o‘tuvchi holatlari ansambli (yoki rejimi)dir“. Iqlimiy tizimning tarkibiy qismlari deganda *atmosfera, gidrosfera, litosfera, kriosfera va biosfera* tushuniladi (1-rasm).

Iqlimiy tizim tarkibiy qismlarining fizik xossalarida muhim farqlar bor. Ya’ni atmosferaning massasi ($5,3 \cdot 10^{18}$ kg) gidrosferaning massasi ($1,45 \cdot 10^{21}$ kg) dan 275 marta kichik. Suvning solishtirma issiqlik sig‘imi havonikidan 4 marta katta. Suvning issiqlik o‘tkazuvchanligi havoning issiqlik o‘tkazuvchanligidan 20 martadan ko‘proq katta. Bundan dunyo okeani



1-rasm. Iqlimga ta'sir etuvchi omillar.

suvlari Quyosh energiyasining yaxshi akkumulyatori ekanligi kelib chiqadi. Yig'ilgan bu energiya katta qismi keyinchalik atmosferaga oshkor va yashirin issiqlik oqimi ko'rinishida uzatiladi.

Atmosfera gidrosferaga qaraganda harakatchanroq muhit hisoblanadi. Yer yuzasi yaqinidagi havo oqimlarining xarakterli tezliklari odatda bir necha m/s ni va erkin atmosferada bir necha o'nlab m/s ni tashkil etadi. Bu vaqtda okean oqimlarining o'rtacha tezligi 3,5 sm/s ga teng. Shunga qaramay gidrosferani iqlimiy tizimning boshqa tarkibiy qismlariga qaraganda yetarlicha *harakatchan muhit* deb hisoblash mumkin. Gidrosfera ham atmosfera kabi murakkab sirkulyasion xususiyatlar bilan xarakterlanadi. Okeanlarda suv yuzasidagi okean oqimlaridan tashqari *uyurmaviy* (siklon va antisiklonlarga o'xshash) strukturalar kuzatiladi. Ularning diametrlari 100 km gacha yetadi. Okean suvlarining katta chuqurliklardagi harakati ham murakkab.

Kriosfera iqlimiy tizimning tarkibiy qismi bo'lib, dengiz muzlari, muzliklar, Yer osti muzlari va qor qoplamidan tashkil topgan. So'nggi ma'lumotlarga qaraganda muzliklar, dengiz muzlari va qor qoplamini Yer yuzasining taxminan 10%, ya'ni $59 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ ni egallaydi. Jumladan muzliklar $16 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ atrofida, dengiz muzlari $26 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ maydonni egallaydi. Yer shari bo'yicha muzliklar tekis taqsimlanmagan. Muzliklar umumiy maydonining 90% Antarktidaga, 8% Arktikaga va 2% quruqlikning tog'li hududlariga to'g'ri keladi. Dengizlardagi muzlash maydonlari o'lchamlari turli fasllarda turlicha bo'ladi. Shimoliy muz okeanidagi dengiz muzlari yozda o'rtacha $8 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ atrofida, qishda esa $18 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ gacha maydonni egallaydi. Antarktida atrofida dengiz muzlari yozda $2 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ maydonni egallaydi, qishda esa ularning maydoni deyarli 10 marta ortadi. Ba'zi yillarda dengiz muzlari qishda janubiy yarimsharning 55—60° kengliklarida kuzatilishi mumkin.

Yer osti muzlari abadiy muzlik ko'rinishida $21 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ ga teng maydonni egallaydi. Abadiy muzliklarning asosiy hududlari Yevrosiyo va Shimoliy Amerikada kuzatiladi.

Qor qoplamini katta maydonlarni egallaydi. Ular maydonining katta qismi Shimoliy yarimsharda fevralda kuzatiladi. Yilning bu vaqtida u Shimoliy Amerika va Yevrosiyaning katta qismini egallaydi. Qor qoplamining chegarasi sovuq yarimyillik mobaynida o'zining joylashishini katta doiralarda o'zgartirishi mumkin. Bu ayniqsa mo'tadil nam iqlimli hududlar-ga xos.

Litosfera iqlimiy tizimning boshqa tarkibiy qismlariga qaraganda birmuncha konservativ komponent hisoblanadi. Litosfera qatlami yuzasining asosiy fizikaviy xususiyatlari nisbatan sekin o'zgaradi. Bunga tuproq hosil bo'lishi, shamol va suv eroziyasi, cho'llanish, o'rmon maydonining o'zgarishi va

boshqa jarayonlar taalluqli. Tuproq namlanishining o'zgarishi, tuproqqa qishloq xo'jaligi ishlab chiqarishi va boshqa ta'sirlar natijasida uning *issiqlik o'tkazuvchanligi*, albedosi va shular kabi ba'zi xossalari sezilarli o'zgaradi.

Biosfera iqlimiy tizimning tarkibiy qismi sifatida iqlimga o'simlik qoplamining ta'siri orqali ishtirok etadi. Quyosh radiyasiyasining yutilishi, atmosfera bilan issiqlik va nam almashinishi, daryo oqimining yuzaga kelishi sharoitlari ma'lum miqdorda o'simlik bilan qoplangan maydonlar o'lchami, o'simliklar vegetasiya davri va hokazolarga bog'liq. Landshaft qobig'i iqlim ta'siri ostida shakllanadi va uning o'zi iqlimning o'zgarishiga ta'sir ko'rsatadi. Bu jihatdan Yer yuzasi katta maydonlari cho'llanishining ahamiyati katta. Aynan shu narsa Afrika va Osiyoning ba'zi hududlarida kuzatilmoqda.

Iqlimiy tizim tarkibiy qismlari juda murakkab o'zaro bog'liqlikda va bir-birining hosil bo'lishiga ta'sir ko'rsatadi. Bunday katta masshtabli o'zaro ta'sirlarga misollar keltiramiz. Atmosfera okean oqimlarining shakllanishida ma'lum rol o'ynaydi, buning natijasida okeanlarda kengliklararo issiqlik almashinishi sodir bo'ladi. Okean *turbulent* almashinish yo'li bilan atmosferaga katta miqdorda ichki energiyani uzatadi va atmosferada ma'lum darajada harorat maydonlarining o'ziga xos xususiyatlari shakllanadi. O'z navbatida atmosferadagi sirkulyasion jarayonlarning xususiyatlari shakllanadi. Quruqlik yuzasining fizik holati, atmosfera sirkulyasiyasi intensivligi, havo massalari xossalriga bog'liq holda atmosfera va quruqlik orasida issiqlik, namlik va impuls almashinishi sodir bo'ladi.

Okean va atmosfera, okean va quruqlik, atmosfera va quruqlik orasidagi o'zaro ta'sir jarayonlarida bulutlilik alohida ahamiyatga ega. Atmosferadagi bulut maydonlari makro va mikromasshtabli (siklonlar, atmosfera frontlari, konveksiya va boshqalar) ma'lum sirkulyasion jarayonlar ta'siridagi suv bug'i kondensasiyasi natijasida hosil bo'ladi. Bu vaqtda katta miqdorda yashirin issiqlik ajralib chiqadi. Bu esa atmosferaning harorat rejimiga sezilarli darajada ta'sir ko'rsatadi. O'z navbatida bu atmosferadagi sirkulyasion jarayonlarga ta'sir etadi. Bulutlilik Quyosh radiyasiyasining ma'lum qismini va Yer yuzasi nurlaydigan uzun to'lqinli radiasiyaning katta qismini yutadi va shunday qilib, atmosfera issiqlik balansiga o'zining sezilarli hissasini qo'shadi. Bundan tashqari bulutlilik Quyosh radiyasiyasining ma'lum qismini qaytarib, sayyoramiz *global albedosining* shakllanishida sezilarli rol o'ynaydi.

Atmosfera, okean va kriosfera orasida murakkab o'zaro ta'sirlar sodir bo'lib turadi. Arktik havzadagi dengiz muzlari va antarktik muz qoplamini atmosferani katta balandliklarga sezilarli darajada sovitadi. Buning natijasida havo haroratining meridional farqlari ortadi va arktik kengliklaridagina emas balki o'rta kengliklarda ham *siklonik* faoliyat faollashadi. Ikkala yarimshar hududlaridagi muzlash maydonining o'zgarishi global iqlim o'zgarishining o'ziga xos *regulyatori* hisoblanadi.

Biosfera ekologik tizimlarining holati Quyosh energiyasi, issiqlik va namlik resurslari bilan belgilanadi. Bu resurslar Quyosh energiyasining boshqa turga o'tishi natijasida va namlik aylanishi xususiyatlarining iqlimiy tizim tarkibiy qismlari orasidagi murakkab o'zaro ta'sir jarayoni natijasida shakllanadi. Boshqa tarafdin qaraganda, biosferaning o'zi iqlimiy tizim holatiga muhim ta'sir ko'rsatadi. O'simlik qoplamini ma'lum darajada sayyora albedosini belgilaydi. U namlik aylanishi jarayonida ishtirok etadi, kislorodning asosiy manbai hisoblanadi, okean fitoplanktoni bilan bir qatorda atmosferadagi uglerod ikki oksidi miqdorini belgilaydi.

Iqlim tizimi holatining va alohida tarkibiy qismlari o'zgarishida inson xo'jalik faoliyatining ta'siri alohida ahamiyatga ega. Iqlimiy tizim ichki aloqalarining murakkab va turli-tumanligi, uning komponentalari doimiy evolyusiyasi jadalligining har xilligi sayyoradagi iqlimiy o'zgarishlarga sabab bo'ladi. Shunday qilib, iqlimiy tizim holati nafaqat tashqi o'zaro ta'sirlarga, balki uning tarkibiy qismlari orasidagi o'zaro munosabatga ham bog'liq. Bu omillarning hammasi iqlimning xilma-xilligini belgilaydi. Ya'ni bir xil tashqi sharoitlarda Yerdin bir nechta iqlim tiplari mavjud bo'lishi mumkin.

2.2. Iqlimni shakllantiruvchi omillar

Iqlimni *shakllantiruvchi omillar* deb iqlimiy tizimga tashqi ta'sirni belgilovchi va iqlimiy tizim tarkibiy qismlari orasidagi asosiy o'zaro ta'sirning fizikaviy mexanizmlariga aytiladi.

Iqlim o'zgarishini belgilovchi barcha omillar *tabiiy* va *antropogen* (ya'ni inson xo'jalik faoliyati bilan bog'liq) omillarga bo'linadi. Iqlimning tabiiy o'zgarishi ikki guruh omillar bilan belgilanadi:

— *ilimni shakllantiruvchi tashqi omillar*. Bular iqlimiy tizimga tashqaridan energetik ta'sirlar bilan belgilanadi.

— *iqlimni shakllantiruvchi ichki omillar*. Bular iqlimiy tizimning o'z xususiyatini xarakterlaydi.

O'z navbatida tashqi omillar ikki guruhga bo'linadi: *astronomik omillar* va *tashqi geofizik omillar*.

Astronomik omillarga quyidagilar kiradi. Quyoshning yorug'lik berishi, Quyosh tizimida Yer orbitasining holati va Yer orbital harakatining xususiyatlari, Yer o'qining orbita tekisligiga nisbatan qiyaligi va o'z o'qi atrofiga aylanish tezligi. Atmosferaning yuqori chegarasiga keladigan Quyosh energiyasining taqsimoti (solyar iqlim) hamda Quyosh, Oy va Quyosh tizimi sayyoralari gravitasion ta'sirlari yuqorida aytib o'tilgan omillarga bog'liq. Bu ta'sirlar natijasida, xususan, gidrosfera va atmosferada quyilish-qaytish harakatlari yuzaga keladi. Orbital harakat xususiyatlarining tebranishlari ham shularga bog'liq. Buning natijasida atmosferaning yuqori chegarasiga

Quyoshdan kelayotgan energiyaning tebranishi sodir bo'ladi. Tashqi magnit maydoni ham bu jarayonlarda ma'lum ahamiyatga ega.

Quyosh doimiysi kattaligi deb xarakterlanadigan, atmosferaning yuqori chegarasidagi Quyosh radiyasiyasining oqimi Yer iqlimiga hal qiluvchi ta'sir ko'rsatish xususiyatiga ega. Yer orbitasi eksentrisiteti e ning o'zgarishi Quyosh doimiysi kattaligiga ta'sir ko'rsatadi. Yer orbitasi uchun e parametr 0,0007 dan 0,0658 gacha oraliqda o'zgarib turadi (hozir u 0,016751 ni tashkil etadi).

Ekssentrisitetning bu diapozondagi o'zgarishlarida *afeliy* va *perigeliy* vaqtlari o'rtasida Quyosh radiyasiyasi oqimining o'zaro farqlari 7% dan 26% gacha o'zgarishi hisoblangan. Ekssentrisitet kichik bo'lganida orbitaning perigeliyi yoki afeliyida joylashgan Yerga yetib kelayotgan Quyosh energiyasining miqdori o'rtasidagi farq sezilarsiz bo'ladi. Eng katta eksentrisitetda perigeliyda energiya afeliydagiga nisbatan Quyosh doimiysining to'rt dan bir qismi miqdorida ko'proq yetib keladi. Ekssentrisitet taqminan 0,1; 0,425 va 1,2 mln. yil davriylik bilan o'zgaradi.

Quyosh tizimi sayyoralarining g'alayonlantiruvchi ta'sirlaridan yana biri yil fasllarining o'zgarishini ta'minlovchi Yer aylanish o'qining ekliptikaga nisbatan og'ish burchagining o'zgarishidir ϵ . Hozirgi vaqtda ekvator va ekliptika tekisliklari orasidagi burchak $23^{\circ}26'30''$ ni tashkil etadi. ϵ ning qiymatlari 41 ming yil davriylik bilan 22° dan $24,5^{\circ}$ gacha o'zgaradi.

Orbitaning eksentrisiteti bilan bir qatorda ekliptikaga perpendikulyarga nisbatan Yer o'qining *presessiyasi* ham gravitasion g'alayonlarning ta'sirini sezilarli ifodalaydi. Yer o'qining presessiyasi orbita perigeliyiga nisbatan qishki va yozgi Quyosh turishi nuqtalarining o'zaro joylashishi holatining o'zgarishiga olib keladi. Orbita perigeliyi va qishki Quyosh turishi nuqtasining o'zaro ustma-ust joylashish holati 21 ming yil davriylik bilan takrorlanadi. So'nggi marta bunday holat 1250 yilda kuzatilgan. Hozirgi vaqtda Yer perigeliydan 4 yanvarda o'tadi, qishki Quyosh turishi esa 22 dekabrda kuzatiladi. Perigeliyning qishki Quyosh turishi nuqtasi bilan navbatdagi ustma-ust joylashishi 20 ming yildan keyin yuz beradi. Biroq, bu vaqtgacha perigeliyning yozgi Quyosh turishi nuqtasi bilan ustma-ust joylashishi kuzatiladi.

Ekssentrisitet kichik bo'lganida Quyosh turishi nuqtalarining orbita perigeliyiga nisbatan joylashish holati yozgi va qishki mavsumlar davomida Yerga etib kelayotgan issiqlik miqdorining sezilarli o'zgarishlariga olib kelmaydi. Orbita eksentrisiteti katta bo'lganda umuman boshqa holat kuzatiladi. Bu holda Yer orbitaning Quyosh energiyasining miqdori eng katta bo'lgan perigeliyga yaqin qismini tezroq, orbitaning qolgan cho'zinchoqroq qismini esa Quyoshdan kattaroq uzoqlikda ko'proq qolib, sekinroq bosib o'tadi. Agar bu vaqtda perigeliy va qishki Quyosh turishi nuqtalari ustma-ust joylashsa, u holda shimoliy yarimsharda qisqa iliq qish va uzoq salqin

yoz, janubiy yarimsharda esa qisqa iliq yoz va uzoq sovuq qish kuzatiladi. Agar orbita perigeliyi yozgi Quyosh turishi nuqtasi bilan ustma-ust tushsa, u holda shimoliy yarimsharda issiq yoz va uzoq sovuq qish kuzatiladi, janubiy yarimsharda esa buning aksi bo'ladi. Uzoq davom etuvchi salqin va nam yoz muzliklar maydonining ortishiga olib kelishi mumkin. Demak, ko'rib chiqilgan astronomik omillarning kichik gravitasion g'alayonlari ta'sirida Yerga etib kelayotgan Quyosh energiyasi miqdorining o'zgarishi iqlimlarning shakllanishiga sezilarli ta'sir ko'rsatishi mumkin.

Tashqi geofizik omillarga quyidagilar kiradi. Yerning massasi va o'lchamlari, uning o'z o'qi atrofida aylanish tezligi, Yerning gravitasion maydoni va uning anomalialari, magnit maydoni, Yer qaridagi vulqonlarni keltirib chiqaradigan jarayonlar, issiqlikning *geotermal* oqimlari va boshqalar.

Sanab o'tilgan omillar ichida vulqonlar iqlimga eng sezilarli ta'sir ko'rsatadi. Vulqonlar otilishi vaqtida atmosferaga katta miqdorda *aerozol*lar chiqariladi. Bu aerozollar kelayotgan qisqa to'lqinli hamda uzun to'lqinli radiasiyaning ko'chishiga ta'sir ko'rsatadi.

Iqlim o'zgarishiga sezilarli ta'sir ko'rsatuvchi boshqa omil bu Yerning aylanish burchak tezligining tebranishidir. Hozirgi vaqtda bu tezlikning o'zgarish sababi bo'yicha yagona nuqtai nazar mavjud emas. Atmosfera sirkulyasiyasi intensivligining o'zgarishi bunga asosiy sabab deb tahmin qilinmoqda.

Global iqlimning o'zgarishida geotermal issiqlik manbalarining ahamiyati juda sezilarsiz. Biroq bu manbalarni iqlimning *lokal* o'zgarishlarini baholashda hisobga olish zarur.

Yer shaklining noto'g'riligi, Yerning gravitasion maydoni, Yer mantiyasidagi jarayonlar va boshqalarning iqlimga ta'siri yetarlicha o'rganilgan emas.

Ichki geofizik omillar iqlimiy tizimning alohida komponentlari va ular orasidagi o'zaro ta'sir qonuniyatlari uchun xarakterli. Bu guruhga *atmosfera tarkibi, okeanlar va materiklar taqsimoti, quruqlik yuzasi va okean tubi relefi, okeanning massasi va xususiyati, o'simlik, qor va muz qoplam, okean va atmosferadagi sirkulyasion jarayonlar, atmosfera tiniqligi va bulutlilik* kiradi.

Atmosferaning kimyoviy tarkibi Yerga keladigan Quyosh radiasiyasining va ketadigan uzun to'lqinli nurlanishning *transformasiyasini* belgilaydi. Iqlimni shakllantiruvchi asosiy gazlar orasida birinchi o'rinda *suv bug'i* va *uglerod dioksidini* ajratish mumkin. Ular „parnik“ effektining hosil bo'lishida asosiy rol o'ynaydi. Suv bug'i bo'lmaganda Yerdagi harorat 25°C ga past bo'lar edi. Uglarod dioksidi gazi bo'lmaganda esa Yerdagi harorat 6°C ga past bo'lar edi. Ozon ham katta ahamiyatga ega. U ultrabinafsha radiasiyani to'liq yutib, stratosferada iqlim rejimini shakllantiradi.

Iqlim shakllanishida va quruqlik ustidagi jarayonlarda dunyo okeanining roli benihoya katta. Geologik o'tmishda quruqlik va okeanning qayta taqsimlanishi 50 million yil oldin to'xtagan. Biroq bu qayta taqsimlanish jarayonida qit'alar joylashishi o'zgardi. Shu bilan birga quruqlik va okean maydoni orasidagi nisbat ham o'zgardi. Bu esa o'z navbatida *atmosfera sirkulyasiyasi* o'zgarishiga olib keldi. Buning natijasida sezilarli iqlim tebranishlari kuzatildi.

Atmosfera umumiy sirkulyasiyasi iqlim shakllanishida muhim rol o'ynaydi. Iqlimni shakllantiruvchi omillarning butun kompleksi o'zaro ta'siri ostida havo massalarining qayta taqsimlanishi sodir bo'ladi (bu yerda atmosferaning okean bilan va muz bilan o'zaro ta'sirini ham ta'kidlab o'tish lozim). Buning natijasida global va regional iqlimlar shakllanadi. Iqlimiy tizimni to'liq tasvirlash uchun unga yagona fizik tizim sifatida qarash lozim. Biroq zamonaviy bilimlar darajasi iqlimiy tizimni bunday to'liq tasvirlash imkonini bermaydi.

Iqlimning zamonaviy nazariyasi ichki iqlimiy tizim sifatida yoki atmosfera va okean tizimlarini birgalikda, yoki faqat atmosferani alohida ko'radi. Ikkinchi holatda iqlimni shakllantiruvchi tashqi omillar deb atmosfera va iqlimiy tizimning boshqa tarkibiy qismlari orasidagi energetik o'zaro ta'sirlarning xususiyatlarini belgilovchi xarakteristikalarni aytish mumkin. Bu xarakteristikalar yig'indisini iqlimning radiasion omillari deb ataymiz. Quyosh radiyasiyasining miqdori, Quyoshning og'ishi, soat burchagi astronomik omillar jumlasidandir. Meteorologik omillarga atmosferaning (suv bug'i va aerozolni hisobga olingan) tarkibi, atmosfera tiniqligi, bulutlilik miqdori va turi, to'shalgan sirt albedosi hamda uning harorati va namligi kiradi. Sanab o'tilgan barcha omillar Yer yuzasi, atmosfera va butun sayyora radiasiya balansining sutkalik va yillik o'zgarishini belgilaydi.

To'shalgan sirt bilan bog'liq bo'lgan xarakteristikalar yig'indisining barchasi iqlimni shakllantiruvchi tashqi omillarga kiradi. Bular iqlimning *geografik omillari* bo'lib, ularga geografik kenglik, dengiz sathidan balandlik, Yer shari yuzasi bo'yicha quruqlik va suv taqsimoti, quruqlik yuzasi orografyasi, okean oqimlari, o'simlik, qor va muz qoplamini kiradi.

Joyning geografik kengligi iqlimning muhim omillaridan biri hisoblanadi. Iqlim elementlari taqsimotidagi zonallik aynan shunga bog'liq.

Joyning dengiz sathidan balandligi ham iqlimning geografik omili hisoblanadi. Baladlik ortishi bilan atmosfera bosimi kamayadi, Quyosh radiyasiyasi va effektiv nurlanish ortadi, harorat va uning sutkalik o'zgarishi amplitudasi va havo namligi odatda kamayadi, shamol esa tezligi va yo'nalishi bo'yicha ancha murakkab o'zgaradi. Tog'larda bulutlilik va yog'inlarning xarakterli o'zgarishi kuzatiladi. Natijada tog'larda balandlik bo'yicha iqlimiy zonallik yuzaga keladi.

Shuni alohida takidlash lozimki, balandlik bo'yicha iqlimiy sharoitlarning o'zgarishi kenglik bo'yicha gorizonttal yo'nalishda ularning o'zgarishiga nisbatan ancha tezroq sodir bo'ladi.

Quruqlik va dengiz taqsimoti iqlimning juda effektiv omili. Iqlim turlarining dengiz iqlimi va kontinental iqlimga bo'linishi aynan shu bilan bog'liq.

Quruqlik yuzasi (relef shakllari) orografiyasi. Tog'larda iqlim sharoitlariga nafaqat joyning dengiz sathidan balandligi, balki relef shakli, tog' qoyalarning balandligi va yo'nalish bo'yicha joylashishi, yonbag'irlarning dunyo tomonlariga nisbatan ekspozitsiyasi va ustuvor shamollar, vodiylarning kengligi va yonbag'irlarning tikligi va boshqalar katta ta'sir ko'rsatadi.

Okean oqimlari, ayniqsa, dengiz yuzasida harorat rejimidagi keskin farqlarni yuzaga keltiradi va shu bilan birga harorat va havo namligi taqsimotiga hamda atmosfera sirkulyasiyasiga sezilarli ta'sir ko'rsatadi.

O'simlik, qor va muz qoplami. Yetarlicha zich o'tli qoplam tuproq haroratining sutkalik amplitudasini kamaytiradi va uning o'rtacha haroratini pasaytiradi. Buning natijasida havo haroratining sutkalik amplitudasi ham kamayadi. O'rmon iqlimga ancha sezilarli, o'ziga xos va murakkab ta'sir ko'rsatish xususiyatiga ega. Shuni ta'kidlash lozimki, o'simlik qoplamining ta'siri asosan mikroiklimiy ahamiyatga ega. Qor va muz qoplami tuproqning issiqlik yo'qotishini va uning harorati tebranishi amplitudasini kamaytiradi. Biroq qor va muz qoplamining o'zi kunduzi Quyosh radiasiyasini kuchli qaytaradi va tunda nurlanish hisobiga kuchli soviydi.

Bunday yondashuv bo'yicha atmosferaning umumiy sirkulyasiyasi iqlimni shakllantiruvchi ichki omil hisoblanadi.

Sirkulyasion omillar. Ular o'rta va yuqori troposferada katta masshtabli oqimlar tizimining shakllanishini belgilaydi va ularni *atmosferaning umumiy sirkulyasiyasi* (AUS) deb atash qabul qilingan. Bu sirkulyasiyaning asosiy tashkil etuvchilari *planetar yuqori frontal zonalar* (PYuFZ) va *iqlimiy frontlardir*. Iqlimiy frontlar asosiy havo massalarini ajratib turadi.

Qutbiy va ekvatorial kengliklarda Yer yuzasining va havoning bir xil isimasligi, materiklar va okeanlarning taqsimoti, okean oqimlari, Yerning o'z o'qi atrofida aylanishi sababli yuzaga keluvchi cheklangiruvchi kuch (Koriolis kuchi), *katta tog' massivlari ko'rinishidagi orografiya* atmosfera umumiy sirkulyasiyasini hosil qiluvchi asosiy sabablar hisoblanadi.

Sanab o'tilgan sabablar ta'sirida troposferada *atmosferaning ta'sir markazlari* (ATM) yuzaga keladi.

Iqlimiy nuqtai nazardan atmosferaning ta'sir markazi mazkur hududda bir ishorali *barik tizimlarning* (siklon yoki antisiklonlar) boshqa ishorali barik tizimlardan ustunligini ko'rsatadigan statistik natijadir. Ko'rilayotgan sathda atmosfera umumiy sirkulyasiyasining o'rtacha taqsimoti ta'sir markazlarining taqsimoti bilan belgilanadi.

O'rta Osiyo ob-havosi va iqlimiga yilning iliq qismida Azor antisikloni va Osiyo termik depresiyasi, yilning sovuq qismida esa Sibir sovuq antisikloni eng katta ta'sir ko'rsatadi. Atmosfera ta'sir markazlarining o'zaro ta'siri yirik *kvazizonal* iqlimiy mintaqalar yoki zonalarini hosil qiladi.

Iqlim mintaqalari — bu Yer sharining kenglik yo'nalishi bo'yicha cho'zilgan va ma'lum iqlimiy ko'rsatkichlar bilan xarakterlanadigan sohalaridir.

Atmosferaning umumiy sirkulyasiyasi sharoitlariga mos ravishda *quyidagi iqlim mintaqalari ajratiladi*.

1. Yil davomida termik ekvatorning siljishi ortidan ko'chib yuruvchi past bosimli ekvatorial mintaqalar (*ekvatorial botiqlik*). Bu mintaqalar kuchli yog'inlar bilan ajralib turadi. Unda yaqqol namoyon bo'lgan quruq davrlar kuzatilmaydi.

2. Shimoliy va janubiy yarimsharlarda joylashgan ikkita *yuqori bosimli subtropik mintaqalar*. Bu yerda yuqori bosim tizimlari passatlar ekvatori tomonga yo'nalgan. Bu mintaqalar qurg'oqchilikning ustuvorligi bilan xarakterlanadi.

3. Shimoliy va janubiy yarimsharlarda joylashgan past bosimli ikkita *past bosimli o'rta kengliklar mintaqalari*. Bu mintaqalarda siklonlarning takrorlanuvchanligi yuqori, troposferaning o'rta va yuqori qatlamlarida g'arbiy ko'chish ustuvor hamda materiklar va okeanlarning atmosferaga ta'siri mavsumlar bo'yicha o'zgaradi. Bu iqlim mintaqalari yaqqol namoyon bo'ladigan iqlim mavsumlarining keskin almashishi, iqlimlar kontinentalik darajasining turli-tumanligi va yog'inlar miqdorining nisbatan yuqoriligi bilan xarakterlanadi.

4. Yer yuzasida yuqori bosimli, o'rta va yuqori troposferada siklonlar mavjud bo'lgan ikkita *qutbiy mintaqalar*. Ular iqlimning o'ta qattiqligi va yog'inlar miqdorining minimalligi bilan xarakterlanadi.

Bu asosiy mintaqalardan tashqari yana ikkita oraliq mintaqalar ajratiladi.

1. Ikkita *subekvatorial mintaqalar* yoki *ekvatorial mussonlar mintaqalari*, ular goh past bosimli ekvatorial mintaqalar, goh passatlar ta'siri ostida bo'ladi. Ular bir yoki ikki juft juda nam va juda quruq mavsumlarning mavjudligi bilan xarakterlanadi.

2. Ikkita *subtropik iqlim mintaqalari*, ular yozda subtropik antisiklonlar, qishda o'rta kengliklar siklonlari ta'siri ostida bo'ladi.

2.3. Iqlimni shakllantiruvchi jarayonlar

Iqlimni shakllantiruvchi alohida omillarning o'zaro ta'siri butun Yer shari va uning alohida qismlarida iqlimiy sharoitlarni yaratadi. Bu sharoitlar *iqlimni shakllantiruvchi jarayonlar* deb ataladi. Issiqlik aylanishi, namlik

aylanishi, atmosferaning umumiy va mahalliy sirkulyasiyasi shunday jarayonlar hisoblanadi.

Issiqlik aylanishi — bu Yer yuzasi-atmosfera tizimida issiqlikning olinishi, uzatilishi, koʻchishi va yoʻqotilishi jarayonlaridir. Issiqlikning kelishi va sarflanishi radiasiyaning yutilishi, atmosfera va toʻshalgan sirtning xususiy nurlanishi yoʻli bilan, shuningdek, boshqa noradiasion yoʻllar bilan amalga oshadi. Ularga molekulyar va turbulent issiqlik oʻtkazuvchanlik hamda atmosferada suvning faza oʻtishlarida issiqlikning uzatilishi kiradi. Katta miqdordagi issiqlik *adveksiya* yoʻli bilan uzatiladi, yaʼni bu issiq yoki sovuqning havo oqimlari bilan gorizontol koʻchishida sodir boʻladi.

Namlik aylanishi — bu iqlimni shakllantiruvchi jarayon bugʻlanish, suv bugʻining atmosferaga uzatilishi, uning kondensasiyalanib, bulutlar va tumanlar hosil qilishi, yogʻinlarning yogʻishi va nihoyat suvning oqishi jarayonlarining majmuidan iboratdir. Shunday qilib, suvning yer yuzasidan atmosferaga va atmosferadan yana yer yuzasiga uzluksiz uzatilish jarayoni sodir boʻlib turadi.

Nisbatan kichik yuzada sodir boʻlib turadigan atmosfera sirkulyasiyasi *mahalliy sirkulyasiya* deb ataladi. U quruqlik-suv chegarasidagi termik farqlar hisobiga (brizlar) yoki yer yuzasining mexanik birjinsli emasligi hisobiga (togʻ-vodiy shamollari, fyonlar va boshqalar) sodir boʻlib turadi.

Yuqorida sanab oʻtilgan iqlimni shakllantiruvchi uch jarayon oʻzaro chambarchas bogʻliq. Masalan, toʻshalgan sirtning va atmosferaning issiqlik rejimiga toʻgʻri Quyosh radiasiyasi oqimini toʻsib qoluvchi bulutlilik taʼsir koʻrsatadi. Bulutlarning hosil boʻlishi oʻz navbatida namlik aylanishi elementlaridan biri hisoblanadi va hokazo. Har bir iqlim elementining rejimi iqlimni shakllantiruvchi barcha uch jarayonning oʻzaro taʼsiri natijasi hisoblanadi. Bunga yogʻinlarning Yer shari boʻyicha taqsimoti yorqin misol boʻla oladi, chunki bu yerda namlik aylanishi ham, issiqlik aylanishi ham, atmosfera umumiy sirkulyasiyasi ham ishtirok etadi.

2.4. Antropogen omillar

Inson xoʻjalik faoliyati minglab yillar mobaynida atrof-muhitning iqlim sharoitiga moslashib kelmoqda. Biroq bu faoliyatning iqlimga ijobiy yoki salbiy taʼsir koʻrsatishi hisobga olinmagan. Yerdagi aholi soni va insonning energetik qurollanganligi nisbatan kam boʻlgan davrda tabiatga antropogen taʼsir iqlimning turgʻunligiga oʻz kuchini koʻrsata olmagan. Biroq XX asrning oʻrtalaridan boshlab inson faoliyati shunday koʻlamlarga erishdiki, buning natijasida inson xoʻjalik faoliyatining iqlimga beixtiyor taʼsiri muammosi yuzaga keldi.

Iqlimga taʼsir etuvchi antropogen omillarga quyidagilar kiradi:

1. Inson xo'jalik faoliyatining *atmosfera kimyoviy tarkibiga ta'siri*. Bular: organik yoqilg'ilarni yoqish hisobiga uglerod ikki oksidi va boshqa „issiqxona“ gazlarining hamda turli sanoat aerozollarining atmosferaga chiqarilishi (2-rasm);

2. Inson xo'jalik faoliyatining *to'shalgan sirga ta'siri*. Bular: erning katta maydonlarini haydash (shudgorlash), o'rmonlarni kesish, chorva mollarini yaylovda qayta-qayta (tiklanishga imkon bermay) boqish va boshqalar. Bularning barchasi yer yuzasi albedosining o'zgarishiga hamda issiqlik va namlik aylanishi jarayonlarining buzilishiga olib keladi;

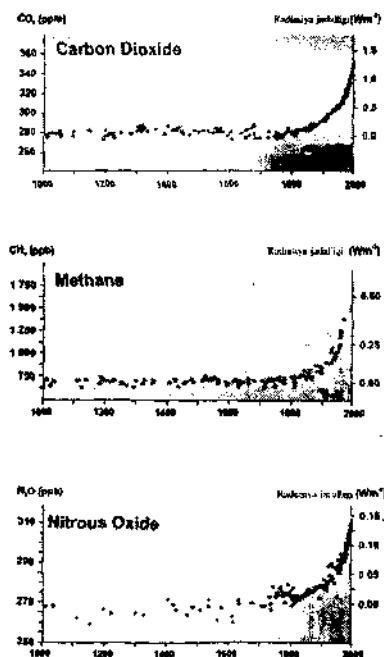
3. *Iqlimiy tizimlarning alohida tashkil etuvchilariga lokal ta'sir*. Bular: issiqlik bilan ifloslanish (issiqlik orollarining yuzaga kelishi), yangi suv omborlarini barpo qilish va mavjudlarining degradatsiyasi (Orol dengizi kabi), arid hududlarida o'simliklarni tepkilanishi va boshqalar;

4. *Atmosfera-okean-quruqlik yuzasi tizimidagi namlik aylanishiga ta'sir*. Bular: bulutlilikka ta'sir etish, sug'oriladigan erlarda bug'lanishning ortishi, okean suvlarining ifloslanishi va boshqalar;

5. Inson xo'jalik faoliyatining turli sohalarida *energiyadan foydalanish* atmosferaning qo'shimcha isishiga olib keladi. Inson foydalanayotgan energiya hammasi issiqlikka aylanadi va bu issiqlikning asosiy qismi atmosfera haroratining ko'tarilishiga hissa qo'shuvchi energiya manbai hisoblanadi.

Ko'mir, neft, tabiiy gaz, atom energiyasi hozirgi zamonda yutilgan Quyosh energiyasiga qo'shimcha issiqlik manbai hisoblanadi.

Gidroenergiya, yog'ochlarda hamda qishloq xo'jalik ishlab chiqarishi mahsulotlarida jamlangan energiya — bu har yili yerda yutilayotgan Quyosh radiyasiyasi energiyasining o'zgargan ko'rinishidir. Bu turdagi energiya sarfi yer issiqlik balansini o'zgartirmaydi va qo'shimcha isishga olib kelmaydi. Boshqa tomondan, ular inson iste'mol qilayotgan hamma energiya kichik bir qismini tashkil etadi.



2-rasm. Asosiy „issiqxona“ gazlari konsentrasiyalarining o'zgarishi

Energiyadan foydalanishning bundan keyingi ortib borishida xo'jalik faoliyati davomida ajralib chiqadigan issiqlik yer yuzasi Quyosh radiasiyasidan olayotgan energiyaning sezilarli qismiga tenglashishi mumkin. Bu global iqlimning isishiga olib keladi.

Atmosferadagi aerazol iqlimiy sharoitga birmuncha murakkabroq ta'sir ko'rsatadi, chunki aerazol zarrachalari ikki xil ta'sir etish xususiyatiga ega. Ular ham qisqa to'liqinli, ham uzun to'liqinli radiasiyani sochishi yoki yutishi mumkin. Inson xo'jalik faoliyati ta'sirida atmosferadagi aerazollar miqdorining ortishi atmosfera radiasion rejimining o'zgarishiga olib keladi. Bu o'z navbatida iqlimning isishiga ham, uning sovishiga ham imkon yaratishi mumkin.

NAZORAT SAVOLLARI

1. Iqlimiy tizim deb nimaga aytiladi? Iqlimiy tizimning alohida bo'g'inlari o'zaro qanday munosabatda bo'ladi?
2. Iqlimni shakllantiruvchi barcha asosiy omillarni sanab bering.
3. Iqlimning shakllanishida astronomik omilning rolini tushintirib bering.
4. Iqlim genezisida tashqi geofizik omillar qanday rol o'ynaydi?
5. Iqlimning shakllanishida ichki geofizik omillarning roli qanday?
6. Geofizik omillar qaysilar? Iqlimning shakllanishida ular qanday rol o'ynaydi?
7. Atmosfera sirkulyasiyasi iqlimning shakllanishida qanday rol o'ynaydi? Atmosferaning ta'sir markazlari nima?
8. Yer sharining iqlim mintaqalarini aytib bering?
9. Iqlimni shakllantiruvchi jarayonlarni aytib bering?
10. Inson faoliyatining iqlimga ta'sirining asosiy turlarini aytib bering?

III BOB. YER SHARINING ENERGIYA BALANSI

Iqlimning shakllanishida Yer sharining energiya balansi katta ahamiyat kasb etadi. *Yer sharining energiya balansi* deganda Quyosh energiyasining yer sirti, okeanlar va atmosferada yuz beradigan o'zgarishlari tushuniladi.

3.1. Atmosferaning yuqori chegarasida radiasiya taqsimoti. Solyar iqlim

Atmosferaning yuqori chegarasiga etib kelgan quyosh radiyasiyasi *quyosh doimiysi* deb ataladi. Quyosh doimiysi (I_0) — bu Quyoshdan Yergacha masofa o'rtacha bo'lganida, atmosferaning yuqori chegarasidagi quyosh nurlariga perpendikulyar bo'lgan birlik yuzaga (1 m^2) birlik vaqt davomida (1 s) yetib kelgan Quyosh radiyasiyasi oqimidir. Yer orbitasi ellips shaklida bo'lganligi uchun, Quyoshdan Yergacha joriy masofada bu oqim quyidagicha aniqlanadi:

$$I^* = I_0 \frac{r^2}{r_0^2} \quad (3.1)$$

bu yerda $I_0 = 1,367 \text{ kVt/m}^2$ — quyosh doimiysi, r va r_0 — mos ravishda Quyoshdan Yergacha bo'lgan joriy va o'rtacha masofa.

Horizontal yuzaga quyosh radiyasiyasi oqimi I (insolyasiya) Quyosh burchak balandligining (h_0) sinusiga proporsional:

$$I = I_0 \sin h_0 \quad (3.2)$$

Quyoshning burchak balandligi Quyoshning og'ishi (δ), joyning geografik kengligi (φ) va soat burchagi (ψ) bilan belgilanadigan sutka vaqtining funksiyasidir. Bu bog'lanishlarni hisobga olib, insolyasiyani quyidagicha ifodalash mumkin:

$$I = \frac{I_0}{R^2} (\sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \cos \psi) \quad (3.3)$$

bu yerda $R^2 = \frac{r^2}{r_0^2}$.

Quyoshning og'ishi (δ) — bu Quyoshga yo'nalgan chiziq va ekvator tekisligi orasidagi burchakdir. Yil mobaynida u yozgi quyosh turishi kunida $+23,4^\circ$ dan (shimoliy yarimsharda) $-23,4^\circ$ gacha (qishki quyosh turishi kunida) o'zgaradi. Tengkunlikda $\delta = 0$.

Soat burchagi (φ) — bu meridian tekisligidan Quyoshdan va olam tekisligidan o'tadigan tekislikkacha g'arbiy yo'nalishda hisoblanadigan burchakdir. Bu burchak orqali sutkaning vaqti aniqlanadi.

(3.3) tenglamani Quyosh chiqishidan ($-t_0$) uning botishigacha (t_0) integrallasak, quyosh radiyasiya sutkalik yig'indisini topamiz:

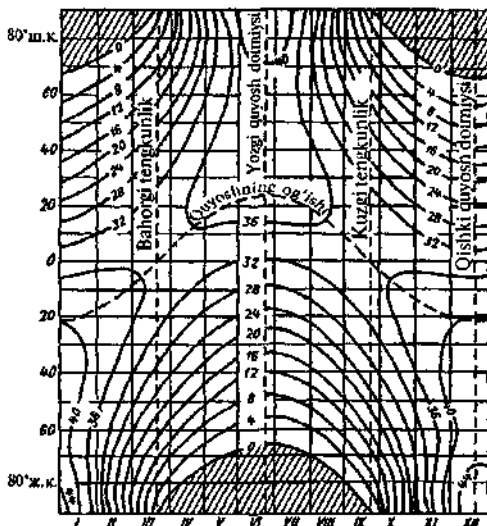
$$Q = \frac{2I_0}{R^2} \left(t_0 \cdot \sin \varphi \cdot \sin \delta + \frac{\pi}{2\pi} \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \sin \frac{2\pi}{\pi} \cdot t_0 \right) \quad (3.4)$$

bu yerda π — Yerning aylanish davri.

Shunday qilib, sutkalik insolyasiya faqat yilning vaqtiga va joyning geografik kengligiga bog'liq (3-rasm). Tengkunlik vaqtida sutkalik insolyasiya quyidagicha aniqlanadi:

$$Q = \frac{I_0 \pi}{\pi} \cos \varphi \quad (3.5)$$

Bu kunlarda insolyasiyaning eng katta qiymatlari ekvatorda kuzatiladi va $37,7 \text{ MJ/m}^2$ ga teng bo'ladi. Qutblarda qish mavsumi mobaynida, ya'ni kuzgi va bahorgi tengkunliklar orasida insolyasiya nolga teng bo'ladi. Yozgi Quyosh turishi davrlarida mos yarimsharlar qutblarida insolyasiya ekvatordagiga nisbatan kattaroq bo'ladi. Shimoliy va janubiy qutblarda u mos ravishda 46 MJ/m^2 va 49 MJ/m^2 gacha yetadi. Bunday holat yilning shu davrlarida qutblarda Quyosh nur sochishining davomiyligi ekvatordagiga nisbatan ikki barobar katta bo'lganligi bilan bog'liq. Umuman, yil davomida insolyasiya Yer shari bo'yicha zonal taqsimotga ega.



3-rasm. $I_0=1,37 \text{ kVt/m}^2$ bo'lganda atmosfera yuqori chegarasidagi sutkalik insolyasiya (kenglik va yil faslining funksiyasi sifatida), MJ/m^2

Yer va Quyosh orasidagi masofaning mavsumiy tebranishlari janubiy yarimsharda shimoliy yarimshardagiga nisbatan yozda sutkalik insolyasiyaning katta, qishda esa kichik bo'lishiga olib keladi. Yozgi va qishki yarim yilliklardagi insolyasiyani alohida aniqlash uchun (3.5) tenglamani R ning o'zgarishini hisobga olgan holda δ bo'yicha integrallash lozim. Integrallash natijasida yozgi (Q_S) va qishki (Q_N) insolyasiyalar uchun quyidagi ifodalarga kelimiz:

$$Q_S = \frac{Q_0}{2} + \frac{I_0 T_0}{2\pi\sqrt{1-e^2}} \sin \varepsilon \cdot \sin \varphi \quad (3.6)$$

$$Q_N = \frac{Q_0}{2} - \frac{I_0 T_0}{2\pi\sqrt{1-e^2}} \sin \varepsilon \cdot \sin \varphi \quad (3.7)$$

bu yerda Q_0 — insolyasiyaning yillik yig'indisi, $T_0 = 365,2422$ — yilning sutkalardagi davomiyligi, ε — Yer ekvatori tekisligining ekliptika tekisligiga nisbatan og'ish burchagi, $e = 0,0167$ — Yer orbitasining eksentrisiteti.

Joyning geografik kengligiga bog'liq bo'lgan yillik, yozgi va qishki insolyasiya miqdorlari 3.1-jadvalda keltirilgan.

3.1-jadval

Yillik, yozgi va qishki insolyasiya miqdorlari (GJ/m^2), $I_0 = 1,37 \text{ kVt/m}^2$

	Kenglik (φ°)									
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
Q_S	6,60	6,99	7,18	7,20	6,99	6,62	6,13	5,70	5,53	5,47
Q_N	6,60	6,05	5,31	4,44	3,46	2,43	1,38	0,55	0,12	0
Q_0	13,20	13,04	12,49	11,64	11,45	9,05	7,51	6,25	5,65	5,47

Jadvaldan ko'rinadiki, qutbda yillik insolyasiya ekvatoridagiga nisbatan 2,5 barobar kichik. 20° va 30° kengliklar orasidagi insolyasiyaning maksimumi yozgi Quyosh turishi davrida tropiklarda ekvatoridagiga nisbatan Quyoshning burchak balandligi kattaroq bo'lishi bilan bog'liq.

Janubiy yarimsharda mos kengliklarda Q_S va Q_N qiymatlari bir xil.

Yarimsharlarda astronomik yarim yilliklarning davomiyligi bir xil emas. Shimoliy yarimsharda yozgi astronomik yarim yillik janubiy yarimshardagidan 7 sutkaga uzunroq. Mos ravishda shimoliy yarimsharda janubiy yarimshardagiga nisbatan qishki astronomik yarim yillik qisqaroq.

Demak, yozgi yarim yillik insolyasiyaning sutkalik yig'indilari janubiy yarimsharda, qishki yarim yillikda, aksincha, shimoliy yarimsharda kattaroq bo'ladi. Bu farqlar 3.2-jadvalda o'z aksini topgan.

Sutkalik insolyasiyaning o'rtacha qiymatlari (MJ/m^2), $I_0 = 1,37 \text{ kVt}/\text{m}^2$

Yarimsharlar	Kenglik (φ°)								
	10	20	30	40	50	60	70	80	90
Yozgi yarim yillik									
Shimoliy	37,5	38,5	38,6	37,5	35,6	32,9	30,6	29,7	29,3
Janubiy	39,1	40,2	40,3	39,1	37,1	34,3	31,9	30,9	30,6
Qishki yarim yillik									
Shimoliy	33,8	29,7	24,8	19,3	13,6	7,7	3,1	0,7	0
Janubiy	32,4	28,5	23,8	18,5	13,0	7,4	3,0	0,7	0

Shunday qilib, Quyosh energiyasi kengliklar va mavsumga bog'liq holda o'zgarib, iqlim shakllanishiga ta'sir etadi.

Solyar iqlim — bu Yer sharining faqat Quyosh radiyasiyasi bilan aniqlanadigan va joyning geografik kengligi va Quyoshning og'ishiga bog'liq bo'lgan nazariy iqlimdir (Milankovich bo'yicha). Tabiiyki, bunday iqlim zonal xarakterga ega bo'lishi kerak.

3.2. Atmosferada Quyosh energiyasining transformasiyasi

Atmosferaning yuqori chegarasiga yetib kelgan Quyosh radiyasiyasi, atmosferadan o'tib *zaiflashadi*. Radiasiyaning zaiflashishiga olib keladigan fizik jarayonlar — bu radiasiyaning havoning gaz va aerosol tashkil etuvchilarda *yutilishi* hamda aerosol zarrachalar va molekulalarda *sochilishi* jarayonlaridir.

Quyosh energiyasini yutadigan asosiy gazlarga ozon va suv bug'i kiradi — ular Quyosh radiyasiyasini taxminan 15% ga kamaytiradi. Atmosfera aerosoli quyosh energiyasining infraqizil to'lqinlar qismini (0,76—4,0 mkm) yutadi.

Birjinsli bo'lmagan, o'lchamlari to'lqin uzunligidan kichik (reley sochilishi) bo'lgan zarrachalarda sochilish ko'pincha qisqa to'lqinli ko'rinuvchan radiasiya spektrida (0,4—0,76 mkm) yuz beradi. Yirik aerosol zarrachalarida sochilishning (Mi-sochilish) to'lqin uzunligiga bog'liqligi kam.

Atmosferada Quyosh radiyasiyasining sochilishi va yutilishi natijasida quyosh radiyasiyasi yer sirtiga *to'g'ri* va *sochilgan radiasiya* ko'rinishda yetib keladi.

To'g'ri Quyosh radiyasiyasi — bu birlik vaqt davomida (1 s) Quyosh nurlariga perpendikulyar (J) yoki gorizontal (J') bo'lgan birlik yuzaga (m^2) yetib kelgan energiya oqimidir. SI tizimida bu oqim $\text{J}/\text{m}^2 \cdot \text{s}$ yoki Vt/m^2 larda o'lchanadi.

Sochilgan radiasiya (D) atmosfera va bulutlarda Quyosh nurlarining sochilishi natijasida osmon gumbazidan gorizontal yer sirtiga yetib keladi.

Yig'indi radiasiya (Q) — gorizontaal yuzaga yetib kelgan to'g'ri va sochilgan Quyosh radiasiyalarining yig'indisidir.

$$Q = J' + D \quad (3.8)$$

Quyosh radiyasiyasining yuqorida sanab o'tilgan barcha turlari Quyoshning burchak balandligiga ($h_{\odot}$) bog'liq bo'lib, u quyidagi formula orqali aniqlanadi:

$$h_{\odot} = (90 - \varphi) \pm \delta \quad (3.9)$$

Radiasiya oqimi jadalligining Quyoshning og'ishi va joyning geografik kengligiga bog'liqligi radiasiyaning sutkalik va yillik o'zgarishlari, shuningdek, uning zonal taqsimotini belgilaydi. Quyosh radiyasiyasining zonal taqsimoti atmosferaning shaffofligi, bulutlarning turi va miqdori hamda boshqa omillar ta'sirida kuchli buzilishi mumkin.

Atmosferaning shaffofligi atmosferadagi suv bug'i va aerazol zarrachalar miqdoriga bog'liq. Shuning uchun turli havo massalarida atmosferaning shaffofligi har xil. Arktik havoda shaffoflik katta, chunki suv bug'i va aerazol zarrachalarning miqdori oz. Tropik havoning shaffofligi ancha kichik. Havo shaffofligining kamayishi atmosferadagi chang va qum zarrachalari miqdorining ortishiga bog'liq. Tropik dengiz havosida shaffoflikning kamayishi atmosferada suv bug'i miqdorining katta bo'lganligi bilan belgilanadi. Katta ko'lamli o'rmon yong'inlarida, kuchli chang bo'ronlarida, vulqon otilishlarida havoning shaffofligi kamayadi.

Bulutlilikning atmosfera shaffofligiga ta'siri quyidagicha. Bulutli ob-havoda to'g'ri Quyosh radiyasiyasi Yer sirtigacha umuman yetib kelmaydi. O'rta yarusli bulutlilik to'g'ri Quyosh radiyasiyasini qisman o'tkazishi va sochilgan radiasiya miqdorini ko'paytirishi mumkin. Patsimon bulutlilik Quyosh radiyasiyasining katta qismini o'tkazadi.

Yer sirtiga yetib kelgan yalpi radiasiya qisman qaytariladi, qisman yutiladi. Sirtlarning radiasiyani qaytarish qobiliyati *albedo* (A) kattaligi bilan xarakterlanadi:

$$A = \frac{I_q}{Q} \cdot 100\% \quad (3.10)$$

Tabiiy sirtlar albedosi keng chegaralarda o'zgaradi. Eng katta albedo yangi yoqqan qorda kuzatiladi (90—95%). Qora tuproqlar albedosi 5—15%, oqish tuproqlar albedosi — 22—32%, igna bargli o'rmonlar albedosi — 10—15%, yaproqli o'rmonlar va tundra albedosi — 15—20% lar atrofida o'zgaradi. Suv sirti albedosi Quyosh nurlarining tushish burchagiga bog'liq. Quyosh nurlarining tushish burchagi katta bo'lganda (Quyosh tikkada) suv sirti albedosi 4—5%, Quyosh gorizontda bo'lganda (burchak 5°) albedo

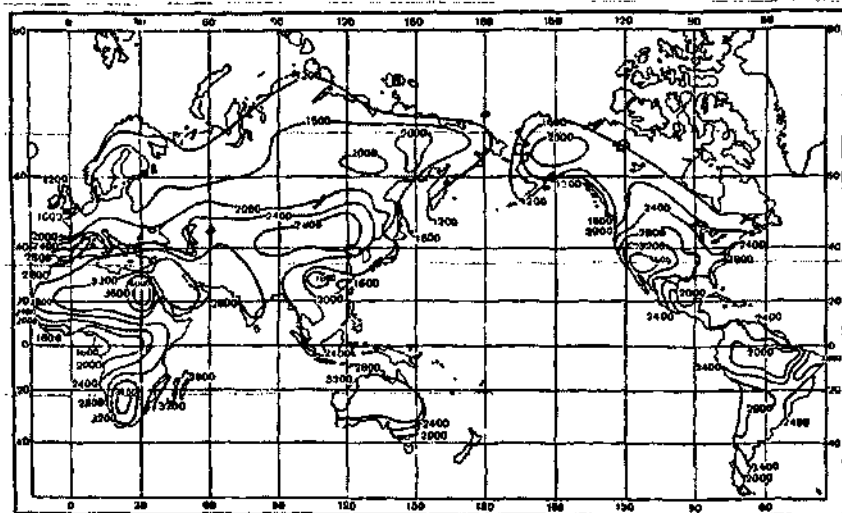
45% gacha yetadi. Bulutlar albedosi ham keng chegaralarda o'zgaradi. Eng katta albedo yomg'irli to'p-to'p bulutlarning ustida kuzatiladi — 86%, eng kichik albedoga qatlamli patsimon bulutlar ega — 32%. Bulutlar va qor qoplarning albedosi sayyora (planetar) albedosining mavsumiy o'zgarishlarida katta rol o'ynaydi. Qishda planetar albedo ortadi.

3.3. Quyosh radiyasiyasing geografik taqsimoti

Quyoshning nur sochish davomiyligi to'g'ri Quyosh radiyasiyasing geografik taqsimoti xususiyatlarining sifat xarakteristikasi hisoblanadi. Bu ko'rilayotgan joyda sutka, oy yoki yil mobaynida Quyosh bulut, tuman yoki g'ubor bilan to'silmagan soatlarning yig'indisidir. Quyoshning nur sochish davomiyligi to'g'risida ma'lumotlar Quyosh radiyasiyasing boshqa xarakteristikalariga nisbatan ancha ko'proq yig'ilgan. Shuning uchun ular Quyosh radiyasiyasi ma'lumotlar qatorlarini uzaytirish yoki aktinometrik tarmoq siyrak bo'lganda yetishmagan ma'lumotlarning o'rnini to'ldirish maqsadida qo'llaniladi.

4-rasmda Quyosh nur sochish davomiyligining geografik taqsimoti (soatlarda) keltirilgan.

Yer sharida Quyosh nur sochishi davomiyligining yillik yig'indisi 500 dan 4000 soatgacha o'zgaradi. Eng kichik qiymat (483 soat) Janubiy Orklend orollari (60°44' j.k., 44°4' g'u.) hududida, maksimal qiymati esa Sahroi Kabir sahrosida — Neuan hududida (≈ 3700 soat) kuzatiladi.



4-rasm. Quyosh nur sochish yillik davomiyligining geografik taqsimoti (soatlarda).

Shimoliy va janubiy yarimsharlardagi subtropik sahrolarga Quyosh nur sochish davomiyligining katta qiymatlari xarakterli. Shimoliy yarimsharda — bu Sahroi Kabir (≈ 4000 soat) va Kaliforniya sahrolari (3600 soat). Janubiy yarimsharda bularga Janubiy Afrika sahrolari (3600 soat), Katta Avstraliya sahrosi (3200 soat) va Janubiy Amerikadagi Atakama sahrosi (2800 soatgacha) kiradi. Quyosh nur sochish davomiyligining eng kichik qiymatlari shimoliy yarimsharda Tinch va Atlantika okeanlarining o'rta va yuqori kengliklardagi qirg'oqlarida kuzatiladi (1200 soatga yaqin).

Quyosh nur sochish davomiyligining bunday geografik taqsimotida bulutlilik hal qiluvchi ahamiyatga ega.

Yer sirti quyoshdan to'g'ri va sochilgan radiasiyalar ko'rinishidagi kelgan energiya hisobiga isiydi. 3.3-jadvalda shimoliy yarimsharda 80° dan 35° gacha kengliklar oralig'ida Quyosh radiyasiyasining yillik yig'indilari keltirilgan.

3.3-jadval

To'g'ri, sochilgan va yalpi (yig'indi) radiasiyalarning
o'rtacha kengliklar bo'yicha yillik yig'indilari

Radiasiya	Kenglik (grad)					
	80	70	60	50	40	35
To'g'ri	0,49	1,13	1,76	2,51	3,48	4,06
Sochilgan	1,97	1,68	1,55	1,63	2,05	2,18
Yalpi	2,39	2,81	3,31	4,14	5,53	6,24

Geografik kenglik kamayishi bilan to'g'ri Quyosh radiyasiyasining yillik yig'indilari ortib boradi. Sochilgan radiasiyaning yillik yig'indilari kengliklar bo'yicha sezilarli o'zgaraydi. Qutb doirasi ichida sochilgan radiasiya ustunlik qiladi. Boshqa kengliklarda ham sochilgan radiasiyaning ulushi yetarlicha katta.

Shunday qilib, Yer shariga issiqlik kelishida sochilgan radiasiya katta rol o'ynaydi va iqlimiy omil sifatida uning ahamiyati ancha katta. O'rtacha kengliklar bo'yicha yalpi radiasiya qiymatlarining yillik yig'indilari geografik kenglik kamayishi bilan ortadi. Biroq, to'g'ri va yalpi radiasiyalarning geografik taqsimoti murakkabroq.

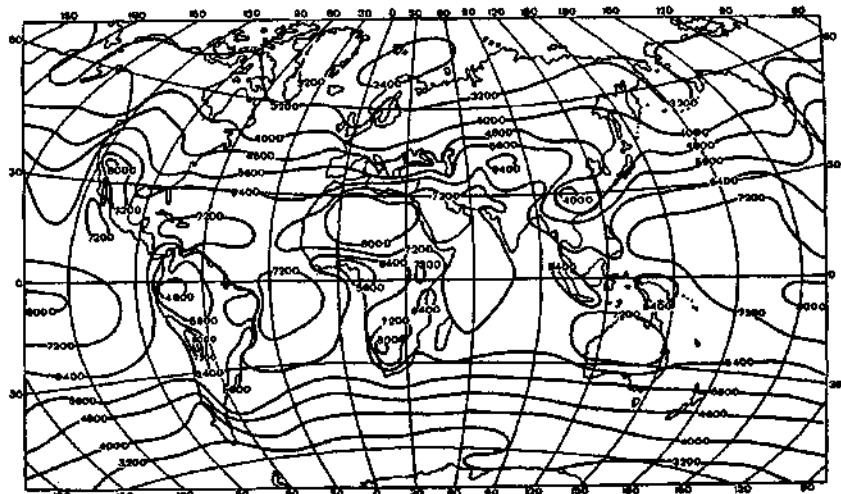
Shimoliy yarimsharda yozda to'g'ri Quyosh radiyasiyasining eng katta oqimlari qutbiy hududlarda emas, balki $30-40^\circ$ kengliklarda kuzatiladi. Sababi shundaki, qutbiy kengliklarda Quyoshning balandligi kichik bo'lganligi uchun quyosh radiyasiyasining zaiflanishi juda katta bo'ladi. Subtropik kengliklarda to'g'ri quyosh radiyasiyasining ortishi bulutsiz kunlarning ko'p bo'lishi bilan bog'liq. O'rta Osiyoda J' ning katta qiymatlari kuzatiladi. Bu yerda iyulda gorizonttal yuzaga kelgan to'g'ri radiasiyaning oylik yig'indilari $0,4 \text{ GJ/m}^2$, yanvarda esa $0,12 \text{ GJ/m}^2$ dan ortadi. Qish

oylarida to'g'ri Quyosh radiyasiyasining eng katta miqdorlari ekvatorga yaqin hududlarda kuzatiladi.

Gorizontal yuzaga tushuvchi to'g'ri Quyosh radiyasiyasining yillik yig'indilari ikkala yarimsharlarda ham qutblarga yaqin joylashgan hududlarda minimal qiymatlarga ega — $2,5 \text{ GJ/m}^2$. Maksimal qiymatlar esa shimoliy Afrika ($6,3 \text{ GJ/m}^2$) va Meksika (tahminan $5,0 \text{ GJ/m}^2$) ustida kuzatiladi. Janubi-sharqiy Osiyoning musson hududlarida J ning kichik yillik yig'indilari kuzatiladi — $4,0 \text{ GJ/m}^2$ dan kichik. Janubiy yarimsharda J ning eng katta yillik yig'indilari qit'alar ustida yuzaga keladi ($5,0 \text{ GJ/m}^2$ gacha).

Sochilgan radiasiyaning o'rtacha yillik oqimlari to'g'ri quyosh radiyasiyasi J bilan bir xil tartibga ega. Tropik kengliklarda sochilgan radiasiya yig'indi radiasiyaning 50—60% ni tashkil qiladi, o'rta kengliklarda u J ga yaqin bo'ladi, yuqori kengliklarda esa sochilgan radiasiya to'g'ri Quyosh radiyasiyasidan katta bo'ladi. O'rta Osiyoda yanvarda sochilgan radiasiya oqimi 120 MJ/m^2 , iyulda — 300 MJ/m^2 ni tashkil qiladi.

Yillik yig'indi radiasiyaning geografik taqsimoti 5-rasmda keltirilgan. Yer shari bo'yicha yillik yig'indi radiasiyaning miqdori $2,4 \text{ GJ/m}^2$ dan $8,0 \text{ GJ/m}^2$ gacha o'zgaradi. Yig'indi radiasiyaning eng katta qiymatlari shimoliy va janubiy yarimsharlarning yuqori bosimli hududlariga mos keladi. Shimoliy Afrikada ularning qiymatlari $9,2 \text{ GJ/m}^2$ gacha yetadi. Bu, aynan shu hududlarda bulutlarning eng kichik miqdorlarda kuzatili-shi bilan izohlanadi. Ekvatorial kengliklarda yillik yig'indi radiasiya miqdorining kamayishi kuzatiladi, chunki bu yerda subtropiklarga nisbatan



5-rasm. Yalpi radiasiya yillik yig'indisining geografik taqsimoti (MJ/m^2)

bulutli kunlarning takrorlanuvchanligi ortadi. Amazonka va Kongo daryolarining ustida, Indoneziyada yillik yig'indi radiasiyaning miqdori $4,2 \text{ GJ/m}^2$ gacha kamayadi.

Yuqori bosimli hududlardan shimolga va janubga yig'indi radiasiya miqdori kamayadi. Ularning izochiziqlari zonal xarakterdagi taqsimotga ega. Zonallikning buzulishi bulutlilikning notekis taqsimoti bilan bog'liq bo'lib, siklonal faoliyat kuchaygan hududlarda yuzaga keladi. Bu hududlar — Kanadaning g'arbiy qirg'oqlari, Yevropaning shimoliy qismi, Janubiy Afrikaning janubi-g'arbiy qirg'og'i va boshqalar. Yig'indi radiasiya zonaligining buzilishi musson (Hindiston, Osiyoning sharqiy qirg'og'i) va passat sirkulyasiyasi yaxshi rivojlangan hududlarda (okeanlarning tropik sharqiy hududlari) kuzatiladi.

Ikkala yarimsharning 60° kengliklarida yig'indi radiasiyaning yillik yig'indilari $2,5\text{—}3,4 \text{ GJ/m}^2$ ni tashkil qiladi. Qutblar tomon yillik yig'indi radiasiyaning miqdori biroz ortadi, ayniqsa Antarktidada. Antarktidaning ichki hududlarida ular $5,0\text{—}5,4 \text{ GJ/m}^2$ gacha yetadi. O'rta Osiyoda gorizontal yuzaga kelgan yig'indi radiasiyaning o'rtacha ko'p yillik qiymatlari $6,4 \text{ GJ/m}^2$ ni tashkil qiladi. Umuman, okeanlarda quruqliklarga nisbatan radiasiyaning yillik yig'indilari kichikroq bo'ladi.

Dekabrda, janubiy yarimsharning sahrolarida radiasiyaning eng katta oylik yig'indilari kuzatiladi — $0,8\text{—}0,9 \text{ GJ/m}^2$ gacha va undan yuqori. Ekvator yaqinida bulutli hududlarda ular $0,3\text{—}0,5 \text{ GJ/m}^2$ gacha kamaygan bo'ladi. Qishda shimoliy yarimsharda shimol tomon radiasiya tez kamayadi. 50° -paralleldan shimolda radiasiyaning oylik yig'indilari $0,08 \text{ GJ/m}^2$ dan kamroq, qutbiy doiradan biroz shimolroqda ular nolga teng bo'ladi. Yozda janubiy yarimsharda $50^\circ\text{—}60^\circ$ kengliklarda radiasiyaning oylik yig'indilari janubga tomon $0,4 \text{ GJ/m}^2$ gacha kamayadi. Undan keyin ular ortadi — Antarktida qirg'oqlarida $0,8 \text{ GJ/m}^2$, Antarktidaning ichkarisida — $1,3 \text{ GJ/m}^2$ dan oshadi, ya'ni tropiklardagi yozgi miqdorlardan katta bo'ladi.

Iyunda radiasiyaning eng katta yig'indilari ($0,9 \text{ GJ/m}^2$ dan ortiq) Shimoli-sharqiy Afrika, Arabiston va Yeron tog'lari ustida kuzatiladi. O'rta Osiyoda ular $0,8 \text{ GJ/m}^2$ gacha va undan ortiq, Janubiy yarimshardagi qit'alarning tropik qismlarida $0,6 \text{ GJ/m}^2$ gacha yetadi. Ekvatorga yaqin bulutli hududlarda, huddi dekabrdagidek, radiasiyaning yig'indilari $0,3\text{—}0,5 \text{ GJ/m}^2$ gacha kamayadi. Shimoliy yarimsharda yozda radiasiya yig'indilari subtropiklardan shimolga qarab asta-sekin kamayadi, 50° sh.k. dan shimolroqda ular ortib, Arktik dengizlar havzasida $0,8 \text{ GJ/m}^2$ qiymatlargacha yetadi. Qishda janubiy yarimsharda ular janub tomon tez kamayadi, qutbiy doira ortida nolga tushadi.

3.4. Yer shari va atmosferaning uzun to'liqinli nurlanishi. Effektiv nurlanish, uning geografik taqsimoti

Yer sirti unga yetib kelgan Quyosh radiyasiyasini yutib, isiydi va ixtiyoriy fizik jismlar kabi atmosfera va kosmik fazoga energiyani nurlaydi. Yer va atmosferaning haroratlari Quyosh haroratidan ancha past bo'lganligi uchun, ular nurlagan energiya ko'rinmas infraqizil spektrga to'g'ri keladi. Yer sirtini ham, atmosferani ham mutlaq qora *jism* deb bo'lmaydi. Turli sirtlarning uzun to'liqinli radiasiya spektrlarini o'rganish yetarli aniqlik bilan Yerni *kulrang* jism deb hisoblash mumkinligini ko'rsatdi. Bu shuni bildiradiki, barcha to'liqin uzunliklari uchun yer sirtining nurlanishi uning harorati bilan bir xil bo'lgan mutlaq qora jismning nurlanishidan bir xil ko'paytuvchiga farqlanadi:

$$B_0 = \delta \sigma T_0^4, \quad (3.11)$$

bu yerda B_0 — yer sirtining nurlanish oqimi (kVt/m^2), — Stefan-Bolsman doimiysi, T_0 — yer sirti harorati, δ — yer sirtining yutish qobiliyati yoki yutishning nisbiy koeffitsiyenti. Turli sirtlar uchun δ ning qiymatlari 0,89 dan 0,99 gacha o'zgaradi. Qor eng katta yutish qobiliyatiga ega ($\delta = 0,995$), suv sirtning yutish qobiliyati eng kichik — $\delta = 0,89$. O'rtacha yer sirti uchun 0,95 ga teng deb hisoblanadi.

Nurlanish orqali yer sirti yo'qotgan issiqlik energiyasi, qisman atmosferadagi gazlar tomonidan (asosan suv bug'i va „parnik“ gazlar - karbonat dioksidi, metan, azot birikmalari va h.k.) yutiladi. 8—12 mkm spektr diapozonida (atmosferaning shaffof oynasi) yer sirti nurlanishining bir qismi kosmik fazoga chiqib ketadi.

Atmosfera qisqa to'liqinli Quyosh radiyasiyasi va yer sirti nurlagan uzun to'liqinli radiasiyani yutish hisobiga, hamda suv bug'ining fazaviy o'tishlari natijasida ajralgan issiqlik hisobiga isishi bilan bir vaqtda o'z nurlanishi orqali issiqlikni yo'qotadi. Yer sirti tomon yo'nalgan atmosfera nurlanishi *atmosferaning uchrashma nurlanishi* (δB_A) deb ataladi.

Yer sirti nurlanishi va atmosferaning uchrashma nurlanishi orasidagi farq effektiv nurlanish deb ataladi:

$$B_e = B_0 - \delta B_A \quad (3.12)$$

Atmosferaning uchrashma nurlanishi odatda yer sirti nurlanishidan kichik bo'ladi, shu sababli $B_e > 0$, ya'ni effektiv nurlanish yer sirti yo'qotgan isilikni ifodalaydi. Kamdan-kam hollardagina atmosferaning quyi qatlamlarida haroratning kuchli inversiyasi va namlikning katta qiymatlari kuzatilsa, $B_e < 0$ bo'ladi va yer sirti atmosferadan issiqlik oladi. Effektiv nurlanish yer sirtining harorat rejimiga katta ta'sir ko'rsatadi, qor erishida, tumanlar va radiasion sovishlar hosil bo'lishida katta rol o'ynaydi.

Effektiv nurlanish atmosferadagi suv bug'i miqdoriga va bulutlilikka bog'liq. Suv bug'ining miqdori va bulutlilik ortishi bilan effektiv nurlanish kamayadi, chunki atmosferaning uchrashma nurlanishi ortadi.

O'rta hisobda o'rta kengliklarda yer sirti yig'indi radiasiyaning yutilishidan hosil bo'lgan issiqlikning taxminan yarmini *effektiv nurlanish* orqali yo'qotadi.

Yer sirti nurlanishi, atmosfera nurlanishi va effektiv nurlanishlarning to'liq uzunliklari 4 dan 120 mkm diapazoniga to'g'ri keladi. Shuning uchun ular *uzun to'liqlik nurlanish* deb ataladi.

Bulutsiz osmonda o'rta kengliklarda bir sutka mobaynida effektiv nurlanish orqali yer sirti 500—700 kVt/m² dan (qishda) 800—920 kVt/m² gacha (bahorda) issiqlik miqdorini yo'qotadi. Subtropiklarda bu yo'qotishlar yozda va kuzda 1050 kVt/m² gacha yetishi mumkin.

Effektiv nurlanish geografik taqsimotining asosiy xususiyatlarini ko'rib chiqamiz.

Yig'indi radiyasiyasiga nisbatan yer sirtining effektiv nurlanishi yer shari bo'yicha tekisroq taqsimlangan. Gap shundaki, yer sirti haroratining ortishi bilan, ya'ni kichikroq kengliklarga o'tgan sari yer sirtining nurlanishi ortib boradi. Lekin bu bilan birga havoning balandroq harorati va namligi tufayli atmosferaning uchrashma nurlanishi ham ortadi. Shuning uchun ham kengliklar bo'yicha effektiv nurlanishning o'zgarishlari katta emas.

Ekvator yaqinida atmosferaning namligi va bulutliligining yuqoriligi sababli dengiz va quruqlikda effektiv nurlanish deyarli bir xil bo'ladi — yiliga taxminan 0,13 GJ/m². Yuqori kengliklar tomon u ortib, 60° parallel-da okeanlar ustida yiliga taxminan 0,17—0,21 GJ/m² ga teng bo'ladi. Quruqlikda, ayniqsa quruq, kambuluti va issiq tropik saholarda, effektiv nurlanish yuqoriroq va yiliga 0,35 GJ/m² ga yetadi. Bulutlilik effektiv nurlanish yig'indisini o'rta 10—15% ga kamaytiradi.

3.5. Yer sirtining radiasiya balansini. Uning geografik taqsimoti

Qisqa to'liqlik Quyosh radiyasiya oqimlari va uzun to'liqlik effektiv nurlanishlarning algebraik yig'indisi yer sirti radiasiya balansini ifodalaydi:

$$R = Q(1 - A) - B_e \quad (3.13)$$

bu yerda A — to'shalgan sirt albedosi, Q — yalpi radiasiya.

Yer sirti albedosi iqlim shakllanishiga ta'sir etuvchi muhim omil hisoblanadi. Uning roli muz yoki qor bilan qoplangan hududlarning mavsumiy o'zgarishlarida ayniqsa katta. Masalan, Arktikada qutbdan suzib yuruvchi muzlikning janubiy chegarasigacha albedo 23% ga kamayadi. Albedoning

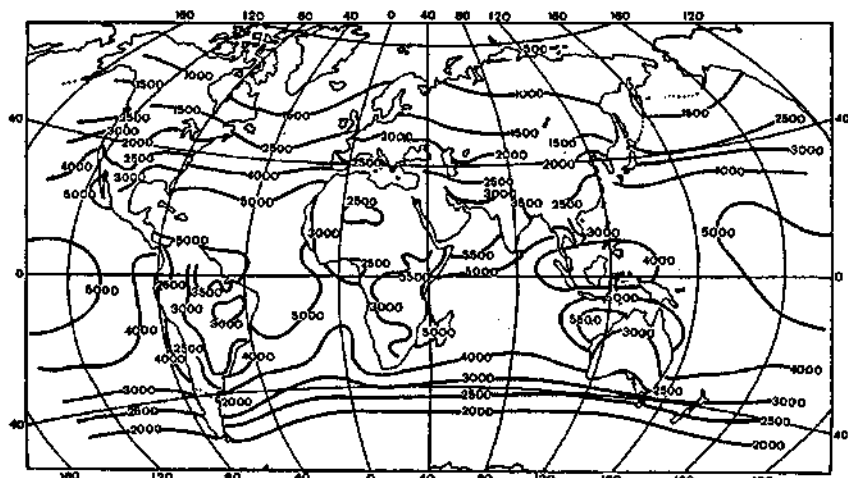
bunday o'zgarishiga qutb kuni mobaynida o'rtacha havo haroratining 11°C ga ko'tarilishi mos keladi.

Radiasiya balansining miqdori yalpi radiasiya, albedo va effektiv nurlanish qiymatlarining xarakteristikalariga bog'liq ekanligi ko'rinib turibdi.

Radiasiya balansining geografik taqsimotini ko'rib chiqamiz. Eng avval aytib o'tish lozimki, Grenlandiya va Antarktida muzliklaridan tashqari Yer sharining barcha joylarida, radiasiya balansining yillik miqdorlari musbat bo'ladi, ya'ni yil mobaynida yutilgan radiasiyaning miqdori effektiv nurlanishdan katta bo'ladi.

Bu faktdan, yildan yilga yer sirtining issiqligi ortib boradi deb xulosa qilish noto'g'ri bo'ladi. Gap shundaki, yutilgan radiasiyaning effektiv nurlanishdan ortib ketgan qismi yer sirtidan havoga o'tgan issiqlik va bug'lanishga sarflangan issiqliklar bilan muvozanatlanadi. Shunday qilib, butun yil uchun yer sirtida issiqlik muvozanati saqlanib qoladi.

Radiasiya balansining taqsimotiga okeanlar va quruqlik katta ta'sir o'tkazadi (6-rasm.). Bir xil kengliklarda suv sirtning radiasiya balansi quruqlik radiasiya balansidan doimo kattaroq bo'ladi. Okeanlarning albedosi kichikroq bo'lganligi uchun ular yig'indi radiasiyani ko'proq yutadi. Shu bilan birga suvning pastroq harorati effektiv nurlanishning kamayishiga olib keladi. Natijada, ekvatorial va tropik kengliklarda suv sirtlarining yillik radiasiya balansi $5,8 \cdot 10^2 \text{ GJ/m}^2$ va undan ortiq qiymatlarga yetadi.



6-rasm. Yer sirtining yillik radiasiya balansi (MJ/m^2) Subtropik, tropik va ekvatorial zonalarda radiasiya balansi namlik va bulutlilikning turli rejimlari bilan belgilanadi. Bu kengliklarda radiasiya balansining yillik qiymatlari $2,3-2,9 \text{ GJ/m}^2$ ga teng bo'ladi. Subtropik va tropik saholalarda effektiv nurlanish va to'shalgan sirt albedosi katta qiymatlarga ega bo'lganligi uchun bu joylarda radiasiya balansining eng kichik qiymatlari kuzatiladi.

Quruqlikda radiasiya balansning yillik yig'indilari $0,2 \cdot 10^2 \text{ GJ/m}^2$ dan (Antarktida) $3,7\text{--}4,0 \text{ GJ/m}^2$ gacha (tropik kengliklar) o'zgaradi. Ikkala yarimsharning o'rta va yuqori kengliklarida radiasiya balansining deyarli zonal taqsimoti kuzatiladi. Siklonal faoliyat ta'sirida bulutlilik jiddiy ravishda ortgan huddalarda zonal taqsimotning buzilishi kuzatiladi. O'rta va yuqori kengliklarda turli geografik zonalarda radiasiya balansining yillik yig'indilari quyidagi qiymatlarga ega: *arktik tundrada* — $0,4 \text{ GJ/m}^2$ dan kamroq, *tundra va o'rmonli tundrada* — $0,4\text{--}0,8 \text{ GJ/m}^2$, *shimoliy va o'rta taygada* — $0,8\text{--}1,0 \text{ GJ/m}^2$, *o'rta kengliklardagi bargli o'rmonlar va cho'llarda* — $1,2\text{--}1,45 \text{ GJ/m}^2$.

Okean sirtlarida radiasiya balansining geografik taqsimoti yaxshi ifodalangan zonallikka ega. Uning eng katta qiymatlari tropik va subtropik kengliklarga, eng kichiklari - suzib yuruvchi muzlar chegarasiga ($0,6\text{--}0,8 \text{ GJ/m}^2$) to'g'ri keladi.

Shimoliy yarimsharda yanvarda qutbiy va o'rta kengliklarda, quruqliklarda oyiga -40 dan -90 MJ/m^2 gacha o'zgaradigan manfiy radiasiya balansi kuzatiladi. Tropik kengliklarda radiasiya balansi musbat va $120\text{--}200 \text{ MJ/m}^2$ teng bo'ladi. Janubiy yarimsharda barcha joylarda radiasiya balansi musbat. Shimoliy yarimsharda yozda yarimsharning barcha joylarida radiasiya balansi musbat bo'lib, oyiga 200 MJ/m^2 dan (qutbiy kengliklar) 350 MJ/m^2 gacha (tropik kengliklar) o'zgaradi. Bir xil kengliklarda qishda va yozda okeanlarning radiasiya balansi quruqliklar radiasiya balansidan katta bo'ladi. Masalan, qishda yuqori kengliklarda okeanlarda radiasiya balansi nolgacha, tropik kengliklarda esa $350\text{--}400 \text{ MJ/m}^2$ gacha ko'tariladi. Yozda bu ko'tarilish hisobiga R qutbiy kengliklarda oyiga 200 MJ/m^2 gacha, tropik kengliklarda 600 MJ/m^2 gacha yetadi.

3.6. To'shalgan sirtning issiqlik balansi

Radiasion omillar ta'sirida yer sirti ma'lum vaqt oralig'ida ma'lum energiya miqdorini oladi yoki *nurlanish* orqali yo'qotadi. Ikkala holatda nurlanish orqali issiqlikning uzatilishidan tashqari, to'shalgan sirt va atmosfera, to'shalgan sirt va quruqlik yoki okeanning chuqurlikdagi qatlamlari va iqlimiy tizimning boshqa bo'g'inlari orasida issiqlik almashinuvi sodir bo'ladi. Bu jarayonlar noradiasion issiqlik almashinuvi deb ataladi. Umumiy holda to'shalgan sirtning issiqlik balansi tenglamasi quyidagicha yoziladi:

$$R = P + Q_m + LE + (B_k + M + N + F) \quad (3.14)$$

bu yerda R — to'shalgan sirtning radiasiya balansi, P — atmosferaga kelayotgan issiqlik oqimi, Q_m - tuproqqa yoki suv muhitiga kelayot-

gan issiqlik oqimi, LE — suvning fazaviy o'tishlariga bog'liq bo'lgan issiqlik oqimi, B_k — qor va muzning erishiga sarflanadigan issiqlik, M — yog'inlar bilan uzatilayotgan issiqlik, N — havo va to'shalgan sirt orasida ishqalanishda kinetik energiyaning dissipasiyasi bilan bog'liq bo'lgan issiqlik yo'qotilishi, F — fotosintez jarayonida Quyosh energiyasining kimyoviy energiyaga o'tishi bilan bog'liq bo'lgan biologik issiqlik almashinuvi.

Qavs ichidagi qo'shiluvchilar nisbatan kichik energiya miqdoriga ega, shu sababli iqlimning shakllanishi bilan bog'liq bo'lgan masalalarda ular hisobga olinmaydi.

Shunday qilib, issiqlik almashinuvining asosiy jarayonlarini hisobga olsak, issiqlik balansi tenglamasi quyidagi ko'rinishga ega:

$$R = P + Q_m + LE \quad (3.15)$$

Xususiyl hollarda bu tenglamani yana ham soddalashtirish mumkin. Masalan, yer sirti va chuqurliklar orasidagi yillik issiqlik almashinuvi nolga teng. U holda,

$$R = P + LE \quad (3.16)$$

Sahrolarda yilning katta qismida bug'lanish nolga teng. Demak,

$$R = P \quad (3.17)$$

Radiasion va noradiasion issiqlik almashinuv jarayonlari qalinligi muhitning fizik-issiqlik xossalari bog'liq bo'lgan faol qatlamda kechadi. Quruqlikda faol qatlamning qalinligi bir necha metr, okeanda bir necha o'n metrga yetishi mumkin.

(3.15) ga kirgan qo'shiluvchilarning umumiy issiqlik balansidagi ulushini baholaymiz.

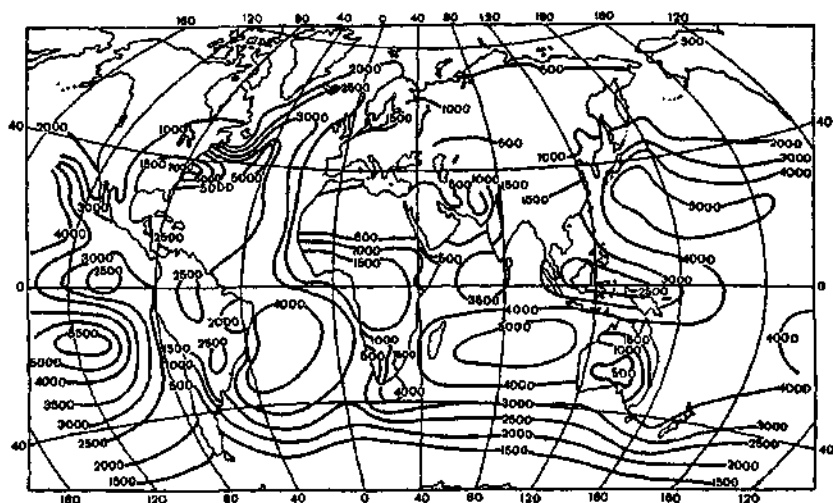
Bug'lanishga issiqlik sarflari. Yer sirtidan suvning bug'lanishi bug'lanish tezligi — birlik yuzadan birlik vaqt davomida bug'langan suv miqdori bilan xarakterlanadi. SI tizimida uning o'lchov birliklari $\text{kg/m}^2 \cdot \text{s}$ yoki mm/s . Bug'lanish tezligi bug'lanayotgan sirt harorati, uning ustidagi namlik defisiti, shamol tezligi va yerga yaqin havo qatlamining stratifikatsiyasiga bog'liq.

Bug'lanishga issiqlik sarflari suv bug'i massa ulushining gradiyentiga proporsional:

Bug'lanishga issiqlik sarfi suv bug'i massa ulushining gradiyentiga proporsional:

$$LE = -L\rho k_s \frac{\partial s}{\partial z} \quad (3.18)$$

bu yerda L — bug' hosil bo'lishining issiqligi, ρ — havo zichligi, k_s — suv bug'ining turbulent diffuziyasi koeffitsiyenti.



7-rasm. Yil davomida bug‘lanishga issiqlik sarflari (MJ/m²)

Tenglamadan kelib chiqadiki, bug‘lanishda $\frac{\partial s}{\partial z} > 0$ bo‘lganida, jismning issiqligi bug‘lanishga sarflanadi. $\frac{\partial s}{\partial z} < 0$ bo‘lganida $LE < 0$, ya’ni suv

bug‘ining kondensasiyasi (sublimasiyasi)da yer sirti issiqlik oladi. Bug‘lanishga issiqlik sarflari bug‘lantirayotgan sirtlarning turi (tuproq, suv) va Quyosh radiyasiyasining kelishi, ya’ni kenglik bilan belgilanadi (7-rasm). Okeanlar qit‘alarga nisbatan ko‘proq issiqlik yo‘qotadi. Tropik kengliklarda okeanlar ustida issiqlik sarfi 5000 MJ/m² gacha, quruqlik ustida faqat 500—600 MJ/m² gacha yetadi.

Geografik kenglikning ortishi bilan, qutbiy kengliklarda bug‘lanishga sarflangan issiqlik 500 MJ/m² gacha kamayadi. Iliq va sovuq okean oqimlari bug‘lanish jadalligiga ta’siri ko‘rsatadi. Masalan, Golfstrim iliq oqimi hududida bug‘lanishga sarflangan issiqlik miqdori ortadi. Sovuq okean oqimlari ustida (Labrador, Kaliforniya) bu sarflar, aksincha, sezilarli kamayadi.

Bug‘lanishga sarflangan yillik issiqlik miqdorining lokal (mahalliy) minimumi (2500 MJ/m²) ekvatorial hududda okeanlar ustida kuzatiladi. Bu hududda suvning harorati yuqori bo‘lishiga qaramay, suv bug‘i massa ulushining *gradiyenti* nisbatan kichik bo‘ladi.

Qit‘alar ustida, nam tropik o‘rmonlar bilan qoplangan hududlarda (Ekvatorial Afrika, Amazonka daryosi havzasi) bug‘lanishga issiqlik sarfi ortadi.

Issiqlikning turbulent oqimi. Issiqlikning turbulent oqimi potensial haroratning vertikal gradiyentiga proporsional bo'lib, quyidagi ifoda orqali aniqlanadi:

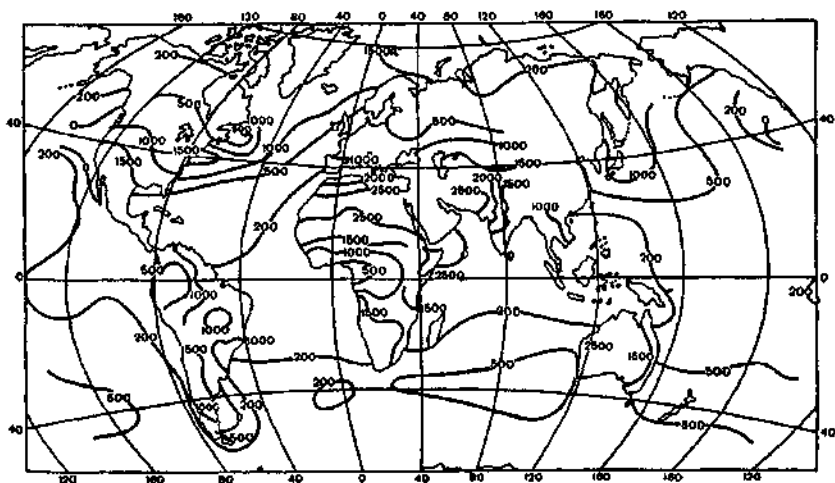
$$P = -\rho c_p k \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (3.19)$$

bu yerda ρ — havo zichligi, $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ — bosim o'zgarish bo'lgan sharoitdagi havoning issiqlik sig'imi, k — turbulentlik koeffitsiyenti.

Tenglamadan kelib chiqadiki, noturg'un stratifikatsiyada $\gamma > \gamma_a$, $P > 0$ bo'lganda, to'shalgan sirt o'z issiqligini yo'qotadi. Befarq stratifikatsiyada $\gamma = \gamma_a$ turbulent issiqlik oqimi nolga teng bo'ladi. Turg'un stratifikatsiyada $\gamma < \gamma_a$ turbulent issiqlik oqimi atmosferadan to'shalgan sirt tomon yo'nalgan bo'ladi. Turbulent issiqlik oqimining atmosfera stratifikatsiyasiga bog'liqligi uning mavsumiy tebranishlarini, shuningdek, quruqlik va okeanlardagi farqlarni belgilaydi (8-rasm).

O'rta hisobda yil mobaynida Antarktidadin tashqari barcha qit'alar va okeanlar katta qismlarining sirtlari issiqlikni atmosfera uzatadi. Okeanlar ustida turbulent issiqlik oqimi nisbatan katta emas (500 MJ/m² dan kam). Iliq okean oqimlari ustida u 900—1200 MJ/m² gacha yetadi.

O'rta hisobda okeanlar ustida turbulent issiqlik oqimi quyi kengliklardan yuqori kengliklar tomon ortadi. Qit'alar ustida u qarama-qarshi yo'nalishda o'zgaradi. Shu bilan birga, qurg'oqchil hududlarda u nam hududlardagiga nisbatan katta. Tropik cho'llarda turbulent issiqlik oqi-



8-rasm. Yil davomida atmosfera to'shalgan sirtan turbulent issiqlik oqimi (MJ/m²)

mi 2400 MJ/m² gacha yetishi mumkin. Nam tropik hududlarda va o'rta va yuqori kengliklarda u ancha kichik.

Tuproq va suv qatlamlariga issiqlik oqimi. Tuproq qatlamiga issiqlik oqimi uning ichkarisidagi vertikal harorat gradiyentiga proporsional:

$$Q_m = -\lambda \frac{\partial T}{\partial \xi} \quad (3.20)$$

bu yerda λ — tuproqning issiqlik o'tkazuvchanlik koefitsiyenti.

Tenglamadan kelib chiqadiki, agar tuproq qatlamida harorat chuqurlikning ortib borishi kamaysa $\frac{\partial T}{\partial \xi} < 0$, $Q_m > 0$ bo'ladi, ya'ni issiqlik oqimi tuproq qatlamining ichkarisiga yo'nalgan bo'ladi. Agar $\frac{\partial T}{\partial \xi} > 0$ bo'lsa, unda tuproqdagi issiqlik oqimi tuproq qatlami chuqurliklaridan to'shalgan sirt tomon yo'nalgan bo'ladi.

Issiqlik o'tkazuvchanlik koefitsiyenti tuproqning issiqlik sig'imiga bog'liq. O'z navbatida, tuproqning issiqlik sig'imi tuproqning namligi va g'ovakligiga bog'liq.

Tuproq ichkarisidagi harorat gradiyenti uning sirtidagi harorat bilan aniqlanadi. Sirtning harorati esa havo va tuproq orasidagi issiqlik almashinuvining jadalligiga bog'liq. Shuning uchun tuproq ichkarisida issiqlikning yillik o'zgarishi yer sirti yaqinidagi havo haroratining *yillik amplitudasi* bilan bog'liq. Shimoliy yarimsharda havo haroratining amplitudasi katta bo'lgan hududlarda tuproq ichkarisiga molekulyar issiqlik oqimlari ham katta bo'lishi mumkin.

Tuproq ichkarisidagi issiqlik almashinuviga qor qoplami katta ta'sir ko'rsatadi — yilning sovuq vaqtida u issiqlik oqimini kamaytiradi.

Suv havzalarida issiqlik almashinuvi tuproqdagidan katta farq qiladi. Bu farqlar quyidagi sabablar bilan belgilanadi:

— suvning katta hajmiy issiqlik sig'imi va issiqlik o'tkazuvchanlikka egaligi;

— issiqlik almashinuvining asosan turbulent aralashish yo'li orqali amalga oshishi;

— issiqlikning mezomasshtabli turbulent uyurmalar va okean oqimlari orqali gorizontol uzatilishi.

Yuqorida ko'rsatilgan omillarning ta'siri natijasida okeanlarda issiqlik almashinuvi 100—200 m chuqirlikkacha bo'lgan suv qatlamida kuzatiladi.

Konvktiv va turbulent issiqlik almashinuvi ta'sirida suvning *kvazibirjinsli* deb ataluvchi yuza qatlamida harorat va sho'rlikning tenglashishi kuzatiladi. Bu qatlamdan chuqurroqda suvning harorati chuqurlik ortishi bilan keskin o'zgaradi. Harorati turlicha o'zgaradigan suv qatlami mavsumiy *termik pona* qatlami deb ataladi. Iyuldan oktyabrgacha termik pona ayniqsa yaxshi ifodalanadi. Qish mavsumida kvazibirjinsli qatlamning qalinligi 100—150 m gacha ortishi mumkin va mavsumiy termik pona yaxshi ifodalanmaydi.

Okean, quruqlik va butun Yer shari uchun issiqlik balansining barcha tashkil etuvchilari kengliklar bo'yicha taqsimotining asosiy xossalarini ko'rib chiqaylik.

3.4-jadval

Yer sirti issiqlik balansi tashkil etuvchilari yillik
yig'indilarining kengliklar bo'yicha o'rtacha qiymatlari, MJ/m²
(M.I. Budiko bo'yicha)

Kenglik zonolari	Quruqlik			Okeanlar				Yer shari			
	R	LE	P	R	LE	P	Q _b	LE	P	Q	Q _b
70 – 60° sh.k.	920	670	250	960	1300	920	-1260	920	840	460	-380
60 – 50° sh.k.	1340	960	380	1800	1970	790	-960	1550	1380	550	-380
50 – 40° sh.k.	1890	1050	840	2680	2810	670	-800	2260	1890	750	-380
40 – 30° sh.k.	2430	960	1470	3770	4020	590	-840	3180	2720	960	-500
30 – 20° sh.k.	268	800	1880	4650	4560	290	-200	3940	3140	880	-80
20 – 10° sh.k.	3100	1340	1760	5080	4910	290	-120	4570	3980	670	-80
10 – 0° sh.k.	3310	2390	1050	5290	4350	290	550	4780	3900	420	460
0 – 10° j.k.	3310	2560	750	5320	4140	250	930	4860	3770	380	710
10 – 20° j.k.	3140	1890	1250	5210	4730	380	0	4690	4100	590	0
20 – 30° j.k.	2970	1180	1790	4560	4440	460	-340	4190	3690	750	-250
30 – 40° j.k.	2600	1220	1380	3850	3430	460	-40	3690	3180	590	-80
40 – 50° j.k.	1840	920	920	3010	2140	250	620	2970	2100	290	580
50 – 60° j.k.	1470	920	550	1930	1460	380	90	1930	1470	380	80
Butun Yer shari	2100	1130	970	3810	3430	380	0	3310	2760	550	0

Okean ustida issiqlik asosan bug'lanishga sarflanadi, shimoliy yarim-sharda u, hatto, radiasion balansdan ham katta bo'lishi mumkin. Bu sarflar, shuningdek, havoning isishiga issiqlik sarflarining kompensasiyalanishi okeandan atmosferaga issiqlik uzatilishi yo'li bilan amalga oshadi. Faqat ikkala yarimsharlarning ekvatorga yaqin kengliklarida issiqlik uzatilishi suvning yuqori qatlamlaridan quyi qatlamlari tomon amalga oshadi. Bu energiya okean oqimlari bilan o'rta va yuqori kengliklarga chiqariladi.

Shunday qilib, issiqlikning advektiv uzatilishi okeanlar issiqlik balansi shakllanishining asosiy omillaridan biridir.

Umuman, quruqlik ustida bug'lanishga sarflangan issiqlik miqdori havoga turbulent issiqlik oqimidan katta bo'ladi. Bu farq ikkala yarimsharning 50° dan yuqori kengliklarida ayniqsa katta. Shimoliy yarimsharning subtropik va tropik kengliklarida aksincha, havoning isishiga sarflangan issiqlik bug'lanishga sarflangan issiqlikdan ancha katta bo'ladi. Bunday holat bu kengliklarda sahrolar doirasi joylashganligi bilan bog'liq.

Ekvatorial zonada, 10° sh.k. va 20° j.k. orasida, okeanlar ustunlik qilganligi sababli, bug'lanishga sarflangan issiqlikning maksimumi kuzatiladi. Bu issiqlik miqdori havoning isishiga sarflangan issiqlikka nisbatan o'rtacha 5 marotaba katta. Bevosita okeanlar ustida bu munosabat 9 gacha, ekvatorial kengliklarda esa 17 gacha yetadi.

3.7. Issiqlik balansi tashkil etuvchilarining yillik o'zgarishi

Issiqlik balansi tashkil etuvchilarining yillik o'zgarishi *quyidagi asosiy omillar bilan aniqlanadi*:

- a) geografik kenglik va yil vaqtiga bog'liq bo'lgan insolyasiya;
- b) to'shalgan sirtning turi (quruqlik, okean);
- d) okean va atmosfera shirkulyasiyasining xususiyatlari.

Quruqlik va okean sirtlari uchun issiqlik balansi tashkil etuvchilarining yillik o'zgarishini ko'rib chiqaylik (9-rasm).

Shimoliy yarimsharda quruqlik sirtlari uchun bir nechta tipik landshaftlarga e'tibor qaratamiz.

a) Ekvatorial mussonlar iqlimiga ega bo'lgan *qit'alarning sharqiy qirg'oqlari* (Hoshimin, 9 a-rasm). Bu yerda radiasion balansning yil mobaynida maksimumi bahorgi teng kunlikka to'g'ri keladigan yuqori qiymatlari kuzatiladi. Radiasion balansning yuqori qiymatlari bu yerda ko'rilayotgan davrda kam bulutli quruq tropik havoning ustuvorlik qilishi bilan izohlanadi. Tuproqning namlanganligi kichik bo'lganligi uchun bug'lanishga issiqlik sarflari kamayadi. Musson yog'inlari davrida issiqlikning asosiy sarflari bug'lanish bilan bog'liq. Umuman, turbulent issiqlik almashinuvining yillik o'zgarishi bug'lanishning yillik o'zgarishiga teskari bo'ladi.

b) Qit'a tropik iqlimi bilan xarakterlanadigan *tropik sahro* (Asuan, 9 b-rasm). Asuanda yog'inlar deyarli kuzatilmagani uchun, bug'lanishga sarflangan issiqlikning yillik miqdorlari nolga yaqin. Shu sababli turulent issiqlik uzatilishi juda katta va radiasion balans qiymatlariga yaqinlashadi. Ular orasidagi farq tuproqda katta bo'lmagan issiqlik almashinuvining mavjudligi bilan bog'liq.

d) Qit'a subtropik iqlim hududidagi *subtropik sahro* (Oydin, Turkmaniston, 9 d-rasm). Bu yerda astronomik omillar bilan belgilanuvchi radiasiya balansining yillik o'zgarishi juda katta. Yozda yaqqol ifodalangan maksimum kuzatiladi, qishda radiasiya balansining qiymatlari noldan biroz kattaroq bo'ladi. Yog'inlarning yillik maksimumiga to'g'ri keluvchi (fevrat-may) namlanganlik eng katta bo'lgan davrda bug'lanishga eng ko'p issiqlik sarflanishi kuzatiladi. Turbulent almashinuvning yillik o'zgarishi radiasiya balansining yillik o'zgarishiga o'xshash va qiymat jihatdan ko'p farqlanmaydi.

e) Qit'a subarktik iqlimiga ega bo'lgan *subarktik hudud* (Turuxansk, G'arbiy Sibir, 9 e-rasm). Bu hududda radiasiya balansining maksimal qiymatlari quyiyoq kengliklardagidan kattaroq. Biroq, radiasiya balansining musbat qiymatlari kuzatiladigan davrning davomiyligi sezilarli kamayadi. Hatto, yilning sovuq davrida (oktyabr-mart) u manfiy qiymatlarga ega bo'ladi. Radiasiya balansining yillik o'zgarishi egri chizig'i qirrali shaklga ega bo'ladi. Bug'lanishga issiqlik sarfining yillik o'zgarish egri chizig'i analogik ko'rinishda bo'ladi. Turbulent issiqlik oqimi yilning iliq davrida oqim atmosferadan yer sirti tomon yo'nalishga ega bo'lgan sovuq davrdagidan kattaroq bo'lishini ta'kidlab o'tish lozim.

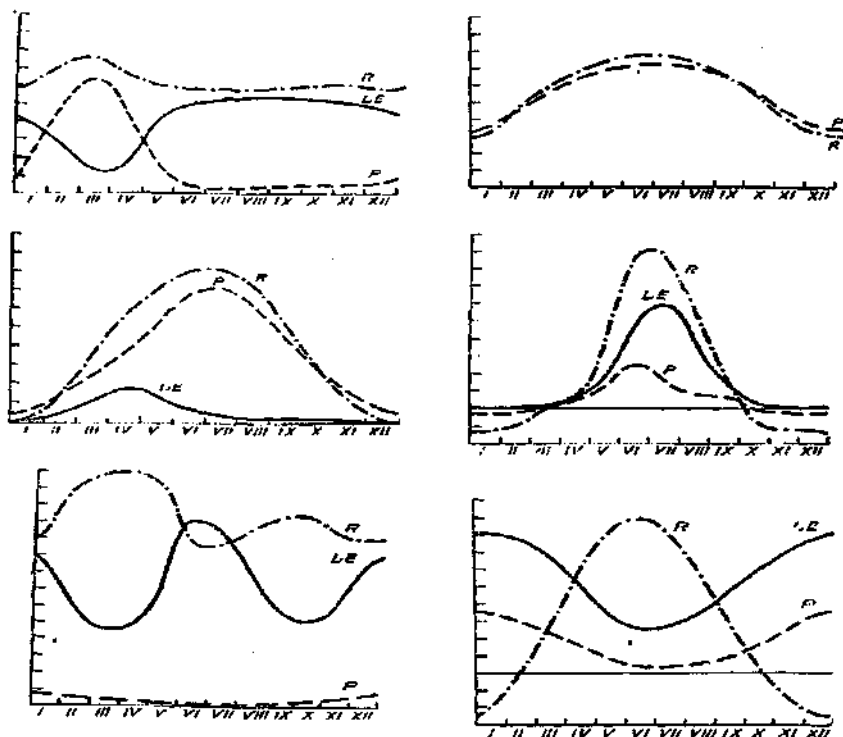
Shunday qilib, radiasiya balansining yillik yig'indilari qit'alarda ekvatorial kengliklardan subtropik kengliklar tomon kam o'zgaradi. Bu, yozda quyi kengliklarga nisbatan yuqoriroq kengliklarda Quyoshning maksimal burchak balandliklari kamayishining kun davomiyligining ortishi bilan kompensasiyalanishiga bog'liq.

Bug'lanishga sarflar va turbulent issiqlik oqimining yillik o'zgarishi namlanish sharoitlari bilan chambarchas bog'liq. Yog'ingarchilik kuzatiladigan davrda radiasiya balansining asosiy qismi bug'lanishga sarflanadi, quruq davrda, aksincha, tuproq qancha quruqroq va bu davr uzoqroq bo'lsa, turbulent issiqlik oqimi radiasiya balansining qiymatlariga yaqin bo'ladi.

Yilning iliq davrida tuproq ichiga yillik issiqlik oqimlarining qiymat'ari manfiy, ya'ni tuproq chuqurliklaridagi qatlamlarning isishi kuzatiladi. Yilning sovuq davrida oqimlarning qiymatlari musbat, ya'ni tuproq chuqurliklaridan yetib kelgan issiqlik uni sovishdan saqlab qoladi. Yil mobaynida tropik hududlarda tuproq ichiga issiqlik oqimlarining oylik yig'indilari katta emas. O'rta va yuqori kengliklarda kontinental iqlim sharoitida tuproq ichiga oylik issiqlik oqimlari eng katta qiymatlarga erishadi. Biroq, ular radiasiya balansining maksimal oylik qiymatlaridan sezilarli kichik bo'ladi.

Okean sirtlari uchun issiqlik balansi tashkil etuvchilarining yillik o'zgarishi xossalari ko'rib chiqaylik.

f) *Ekvatorial mussonlar hududi* (Arab dengizi, Hind okeani, 9 f-rasm). Bu yerda radiasiya balansining yillik o'zgarishi bulutlilikning ta'siri bilan uzviy bog'liq. Radiasiya balansining yozgi minimumi yozgi musson davri-



9-rasm. Turli sirtlar uchun issiqlik balansi tashkil etuvchilarining yillik o'zgarishlari:

- a) Xoshimin, ekvatorial musson iqlimi; b) Asuan, tropik kontinental iqlim; v) Oydin, subtropik kontinental iqlim; g) Turuxansk, subarktik kontinental iqlim; d) Hind okeani, ekvatorial musson iqlimi; e) Atlantika okeani, o'rta kengliklar iliq oqimlari sohasi iqlimi.

da bulutlilikning ortishi bilan belgilanadi. Qishki minimum esa astronomik omillar ta'siri — Quyoshning burchak balandligi va kun davomiyligining kamayishi bilan izohlanadi. Bug'lanishga issiqlik sarfining yillik o'zgarishida ikkita maksimum (yozda va qishda) va ikkita minimumlar (o'tish mavsumlarida) yaqqol ifodalangan. Shu bilan birga, bu *ekstremumlar* radiatsiya balansining yillik o'zgarishiga teskari fazada bo'ladi. Bug'lanishning qishki maksimumi quruq passat havo massalarining ustuvorligi bilan bog'liq, bunda issiqlikning yetishmasligi sezilarli ortadi. Yozgi maksimum, ekvatorial mussonning kuchayishi davrida shamol tezligining kuchli ortishi bilan belgilanadi. Bug'lanishga issiqlik sarflarining keskin ortishi natijasida, ayniqsa, yoz oylarida issiqlikning turbulent oqimlari susayadi.

Suv qatlamlari ichiga issiqlik oqimi o'tish mavsumlarida (bahor va kuzda) ustivor bo'ladi. Aynan shu davrda okeanning yuza qatlamlarining isishi

kuzatiladi, keyin jamg'arilgan issiqlik adveksiya yo'li bilan dunyo okeanining o'rta kengliklariga ko'chiriladi. Faqat yozda, yilning ma'lum vaqt oralig'ida, okean o'z sirtiga yaqin joylashgan havoga ma'lum miqdorda issiqlikni uzatadi.

O'rta kengliklarda okean sirti issiqlik balansi tashkil etuvchilarining yillik o'zgarishlari tipik chiziqlari 9 g-rasmda keltirilgan.

e) *Mo'tadil iqlimli subarktik kengliklar* (Atlantika okeani). Okean sirtining radiasiya balansi yaxshi ifodalangan, maksimumi yozda, minimumi qishda kuzatiladigan yillik o'zgarishga ega. Bunda qishda radiasiya balansi manfiy qiymatlari kuzatiladi. Issiqlikning turbulent oqimi va bug'lanishga issiqlik sarflari radiasiya balansining yillik o'zgarishlari bilan teskari fazada bo'ladi. Bunga binoan qish oylarida okean sirti bug'lanish va turbulent issiqlik uzatilishiga issiqlik sarflarini qoplash uchun suv qatlamining chuqurliklaridan katta miqdorda issiqlik oladi. Bu issiqlik yo'qotishlari Golf-strimning ulkan energetik zahiralari hisobidan qisman qoplanadi. Yozda, aksincha, atmosfera okeanga ma'lum miqdorda issiqlik uzatadi.

Okeanlarda issiqlik balansi tashkil etuvchilari yillik o'zgarishining umumiy qonuniyatlariga tegishli xulosalarni bayon qilamiz.

Okeanlarda radiasiya balansining yillik o'zgarishi nam iqlim sharoitida joylashgan quruqliklar balansining yillik o'zgarishlariga o'xshash bo'ladi.

Quruqliklardan farqli issiqlik turbulent oqimining yillik o'zgarishi radiasiya balansining yillik o'zgarishi bilan kuchli bog'liq emas. Bu okean oqimlari rejimining sezilarli ta'siri bilan izohlanadi.

Bug'lanishga issiqlik sarfining yillik o'zgarishi, odatda, radiasiya balansining yillik o'zgarishlariga teskari bo'ladi.

Ko'rsatilgan farqlar suvning chuqurliklarda joylashgan qatlamlarining okean sirti bilan issiqlik almashinuvi xossalariga bog'liq. Okeanlarda issiqlikning turbulent almashinuvi iliq va sovuq okean oqimlariga bog'liq, chunki ular suv sirti haroratini o'zgartiradi. Iliq oqimlar ustida issiqlik oqimi suv sirtidan atmosferaga, sovuq oqimlar ustida — atmosferadan suv sirtiga tomon yo'nalgan bo'ladi.

Suv havzalarida issiqlikning advektiv uzatilishi va suvning katta issiqlik o'tkazuvchanligi bilan bog'liq bo'lgan, yuqorida sanab o'tilgan qonuniyatlardan, dengiz va kontinental iqlimlar orasida vujudga kelgan farqlarning asosiy sababi hisoblanadi.

3.8. Yer iqlimiy tizimining issiqlik balansi

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

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

— quyosh energiyasining yutilishi $J'_0(1 - A_{Yer})$, bu yerda J'_0 — insolyasiya, A_{Yer} — Yer-atmosfera tizimining albedosi;

— suv bug'ining LC yashirin issiqlik ajralishini beruvchi kondensasiyasi, bu yerda C — kondensasiyalangan suv bug'ining massasi;

— havo ustunidan o'tuvchi iliq adveksiya Q_a ;

— gorizontal iliq okean oqimlari olib keladigan issiqlik F_j ;

Havo ustunining sovushi quyidagi yo'llar bilan yuz beradi:

— kosmik fazoga infraqizil nurlanishning chiqib ketishi U_∞ ;

— suvning bug'lanishiga issiqlik sarfi LE ;

— sovuq adveksiya Q'_a ;

— salqin okean oqimlari olib ketadigan issiqlik F_2 .

Ko'rilayotgan havo ustuni ichidagi issiqlik miqdorining Q_3 o'zgarishi yuqorida sanab o'tilgan oqimlarning algebraik yig'indisi bilan aniqlanadi:

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

yoki

$$Q_{Yer} = J'_0(1 - A_{Yer}) + L(C - E) + \Delta Q + \Delta F - U_\infty, \quad (3.21)$$

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

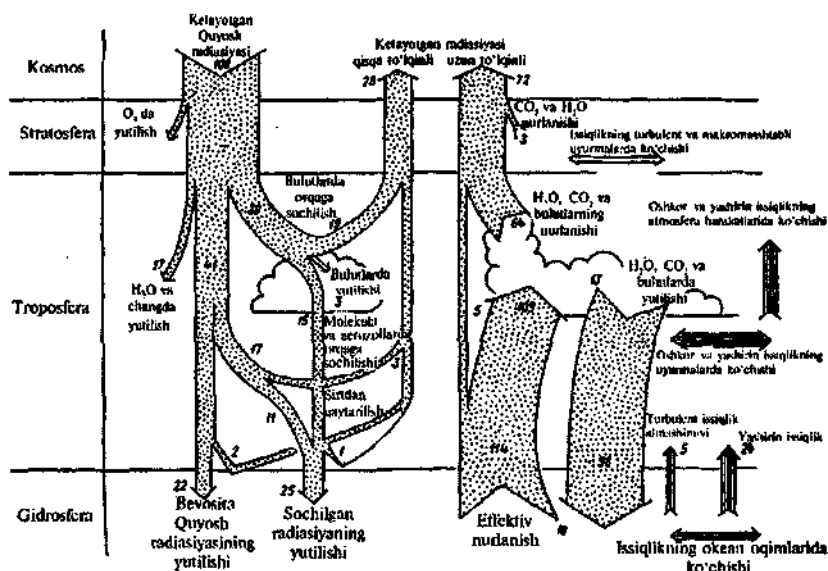
Bir yil davr uchun Q_{Yer} ning nolga yaqin ekanligi va $J'_0(1 - A_{Yer}) - U_\infty = R_{Yer}$ formulani e'tiborga olsak, quyidagini hosil qilamiz:

$$R_{Yer} = L(C - E) + \Delta Q + \Delta F \quad (3.22)$$

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

Yer-atmosfera tizimidagi iqlimiy tizimning turli tashkil etuvchilari o'rtasidagi issiqlik almashinuvi jarayonlarini shakllantiruvchi noursimon energiya oqimlari hamda yashirin va oshkor oqimlarning Shnayder va Dennet taklif qilgan o'rtacha yillik nisbiy birliklarda ifodalangan taqsimotini ko'rib chiqamiz (10-rasm).

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



10-rasm. Yer iqlimiy tizimining oʻrtacha yillik issiqlik balansi sxemasi.

Yer sirti spektrning uzun toʻlqinli qismida 114 birlik nurlaydi. Ulardan 109 birligini atmosfera yutadi, 5 birligi shaffoslik „oynasi“ orqali kosmik fazoga ketadi. Atmosfera yer sirtiga 96 birlikni qarshi nurlaydi, suv bugʻlari, uglerod ikki oksidi va bulutlar ochiq fazoga 64 birlikni nurlaydi, shuningdek yuqori atmosfera 3 birlik nurlaydi. Shunday qilib, ketayotgan nurlanish 72 birlikni tashkil qiladi.

Atmosferaning yuqori chegarasida radiasion oqimlarning balansi bajariladi: kelayotgan 100 birlik nurlanish ketayotgan qisqa (28 birlik) va uzun toʻlqinli (72 birlik) radiasiya bilan kompensasiyalanadi.

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

Yer sirti turbulent almashinuv yoʻli bilan 5 birlik va bugʻlanish hisobiga 24 birlik yoʻqotadi. Shunday qilib, Quyosh radiyasiyasini yutish hisobiga olingan 47 birlik issiqlik shu miqdordagi yoʻqotishlar ($18 + 5 + 24$ birlik) bilan kompensasiyalanadi.

Atmosfera yiliga oʻrtacha 163 birlik issiqlik ($25 + 109 + 5 + 24$ birlik) oladi va shuncha yoʻqotadi ($96 + 64 + 3$ birlik).

Koʻrib chiqilgan modelda issiqlik manbalari va uning sarfi iqlimiy tizimdagi energiyaning vertikal qayta taqsimlanishi mexanizmlari hisoblanadi.

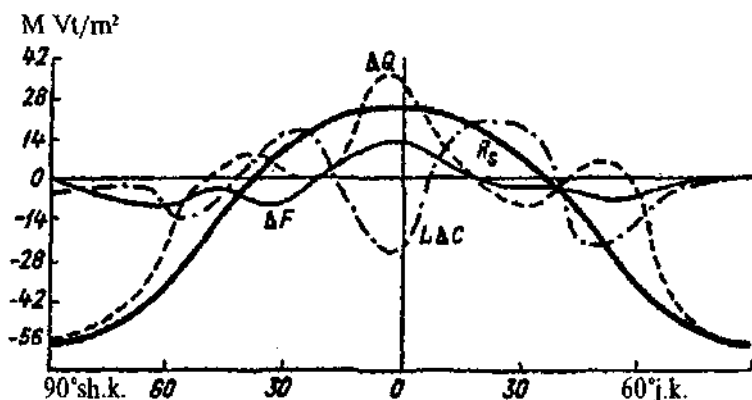
Ma'lumki, joy kengligiga bog'liq ravishda yer sirti va atmosferaning radiasion balansi yil davomida musbat yoki manfiy bo'lishi mumkin. Shunga qaramay, bir yoki ko'p yillik davrda nafaqat butun Yer uchun balki uning ayrim kenglik hududlari uchun ham issiqlikning kelishi va sarfi o'rtasida balans saqlanadi. O'rtacha havo haroratining doimiy bo'lishi buning ko'rsatkichi hisoblanadi. Bu ayrim hududlardagi ortiqcha yoki yetishmayotgan radiasiya ham yer sirti va atmosfera o'rtasida, ham ayrim kenglik hududlari o'rtasidagi noan'anaviy issiqlik almashinuvi bilan kompensatsiyalanishini bildiradi.

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

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

Ekvatorial sohada kuzatiluvchi eng katta ortiqcha issiqlik (11-rasm) atmosfera sirkulyasiyasi ta'sirida boshqa sohalarga uzatiladi. Issiqlik qit'alarining tropik va subtropik hamda o'rta kengliklarning okean sohalaridan boshqa sohalarga uzatiladi.

Okeanning suv sirtidan bug'lanishga issiqlik sarfi hisobiga 10° sh.k. va 10° j.k. orasidagi ekvatoroldi hududida $L(C - E) < 0$ bo'ladi. Bu yashirin



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

issiqlik oqimining atmosfera sirkulyasiyasi ta'sirida yuqori kengliklarga olib chiqilishi kerakligini bildiradi.

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

NAZORAT SAVOLLARI

1. Atmosferaning yuqori chegarasidagi Quyosh radiyasiyasining taqsimoti qaysi omillarga bog'liq?
2. Atmosferaning yuqori chegarasida Quyosh radiyasiyasining kengliklar bo'yicha taqsimoti qanday xususiyatga ega? Solyar iqlim nima?
3. Atmosferada Quyosh radiyasiyasining transformatsiyasi qanday sodir bo'ladi? Tabiiy yuza, bulutlar va umuman Yer shari albedosining qiymatlari qanday?
4. Quyosh radiyasiyasining geografik taqsimoti xususiyatlarini aytib bering?
5. Uzun to'liqinli nurlanish tashkil etuvchilarining geografik taqsimoti xususiyatlari qanday?
6. Quruqlik va okean ustida radiatsiya balansining geografik taqsimoti qanday xususiyatlarga ega?
7. To'shalgan sirt issiqlik balansining tashkil etuvchilarini xarakterlab bering?
8. Quruqlik, okean va umuman Yer shari issiqlik balansining tashkil etuvchilari yillik yig'indisining kengliklar bo'yicha taqsimoti qanday xususiyatlarga ega?
9. Quruqlik ustidagi to'shalgan sirt issiqlik balansi tashkil etuvchilarining yillik o'zgarishi qanday xususiyatlarga ega?
10. Okean ustidagi to'shalgan sirt issiqlik balansi tashkil etuvchilarining yillik o'zgarishi qanday xususiyatlarga ega?
11. Atmosferaning issiqlik miqdorini qaysi omillar belgilaydi?
12. Atmosferaning issiqlik balansida noradiatsion issiqlik almashinishi qanday rol o'ynaydi?

IV BOB. IQLIM SHAKLLANISHINING SIRKULYASION OMILLARI

4.1. Atmosfera sirkulyasiyasi to'g'risida umumiy ma'lumotlar

Qit'a va okeanlarning katta qismlari o'lchamlariga teng keluvchi planetar masshtabdagi yirik o'lchamli havo oqimlari tizimi *atmosferaning umumiy sirkulyasiyasi* deb ataladi. Havo massalarining Yerdagi sirkulyasiyasi quyidagi omillar ta'sirida yuzaga keladi:

- Quyosh radiyasiyasining kengliklar bo'yicha notekis uzatilishi;
- Quyosh radiyasiyasining atmosfera va Yer sirtida yutilishi xususiyatlari;
- Koriolis kuchi;
- okean va qit'alarining taqsimoti;
- to'shalgan sirt-atmosfera chegarasidagi ishqalanish kuchlanishi.

Radiation, turbulent va fazaviy o'tishlar natijasida issiqlikning kelishi oqibatida atmosferada havo harorati va bosimning notekis taqsimlangan maydonlari yuzaga keladi. Atmosferada bu jarayonlar havo sirkulyasiyasini shakllantiradi. Atmosfera sirkulyasiyasi katta sutkalik, mavsumiy va yillik o'zgaruvchanligi bilan xarakterlanadi. Shunga qaramasdan atmosferaning o'rtacha xarakteristikalari deyarli o'zgarmas.

Atmosferaning umumiy sirkulyasiyasi bir qator yirik masshtabli havo harakatlarini o'z ichiga oladi. Bularning ichida, qishda butun atmosferani, yozda esa troposferani va tropik kengliklardan tashqaridagi stratosferaning bir qismini qamrab olgan, eng yirik masshtabga ega bo'lgan *g'arbiy havo ko'chishidir*. Bunday havo ko'chishi ekvator va qutb orasidagi havo haroratlari farqining mavjudligi (buning natijasida gorizontal *barik gradiyent* tropiklardan qutblar tomon yo'nalgan bo'ladi) va Yer sharining o'z o'qi atrofida aylanishi tufayli paydo bo'ladigan chetlantiruvchi kuch (Koriolis kuchi) bilan belgilanadi. G'arbiy ko'chish shimoliy va janubiy yarimsharlarning tropikdan tashqari kengliklarining katta qismlari uchun xarakterli. Yer sirtiga yaqin quyi bir kilometrli qatlamda ishqalanish kuchlari hisobiga ekvatorial zonada Koriolis kuchi kichik bo'lganligi, hamda shamolning zonal va meridional tashkil qiluvchilari bir xil bo'lganligi tufayli havo oqimlarining *kvazigeostrofikligi* buziladi.

Shamol tezligi odatda balandlik bo'yicha (tropopauzagacha) ortadi. Natijada tropopauza ostida haroratning eng katta gradiyentlari zonasida g'arbiy shamol katta tezliklarga ega bo'ladigan tor zonalar hosil bo'ladi.

G'arbiy shamollarning tezliklari bir necha yuz km/soat ga yetishi mumkin. Bunday zonalar *tez havo oqimlari* deb ataladi. Qishki yarimsharda 12 km balandlikda tez havo oqimlari zonasida g'arbiy shamolning maksimal tezligi o'rtacha 200—300 km/soat ga yetadi. Yozgi yarimsharlarda o'rtacha maksimal tezlik kichikroq bo'ladi.

Tropopauzadan yuqorida, stratosferada harorat gorizontaal gradiyentining qarama-qarshi yo'nalishga o'zgarishi zonal shamol tezligining balandlik bo'yicha kamayishiga olib keladi va yozda taxminan 20 km balandlikda u nolga teng bo'ladi. Bu balandlikdan yuqorida yozda g'arbiy shamol sharqiyga almashadi.

Qishda sovuq qit'a va nisbatan iliq okean orasida, yozda iliq qit'a va nisbatan sovuq okean orasidagi haroratlarning farqlarini ikkinchi turdagi *issiqlik mashinasi* deb atash mumkin. Bu issiqlik mashinasining ishlashi natijasida qit'a va okeanlar o'lchamlari bilan teng masshtabli bo'lgan *musson sirkulyasiyasi* ta'minlanadi. Tropik zonasida *subtropik antisiklonlar* mavjudligi bilan bog'liq bo'lgan *passat sirkulyasiyasi* kuzatiladi.

Uzluksiz paydo bo'layotgan va yo'qalayotgan notropik siklon va antisiklonlar tizimidagi havo sirkulyasiyasi atmosfera umumiy sirkulyasiyasining muhim tashkil etuvchi qismi hisoblanadi. Bu sirkulyasiya havo massalarining kengliklararo almashinuvi xarakteriga katta ta'sir ko'rsatib, issiqlikning quyi kengliklardan yuqori kengliklarga, sovuqlikning yuqori kengliklardan quyi kengliklarga uzatilishini ta'minlab turadi. Kengliklararo almashinuv havo haroratining ma'lum taqsimotini ta'minlaydi, u nurli muvozanat orqali hosil bo'ladigan havo haroratining taqsimotidan keskin farqlanadi.

Janubiy yarimsharda atmosfera umumiy sirkulyasiyasi o'ziga xos xususiyatlarga ega. Birinchi navbatda bu xususiyatlar janubiy yarimsharning katta qismini okeanlar egallagani bilan bog'liq. Bundan tashqari Yerda kuchli „muzlatkich“ — Antarktida mavjud. Natijada shimoliy yarimsharga qaraganda janubiy yarimsharda zonallikning intensivligi ancha katta. Ikkinchi yarimsharlar orasidagi impuls momentining ayniqsa katta farqlari shimoliy yarimsharda yozda kuzatiladi. Bu paytda shimoliy yarimsharda atmosferaning kinetik energiyasi *minimal*, janubiy yarimsharda — *maksimal* bo'ladi va shimoliy yarimsharning energiyasidan taxminan 3,5 barobar katta bo'ladi. Qishda mos ekstremumlar o'z joylari bilan almashadi, lekin shimoliy yarimsharning maksimumi janubiy yarimsharning minimumi bilan taqqoslanadigan darajada.

Atmosfera harakatlari uyurma xarakteriga ega va nostasionarligi bilan ajralib turadi. Bu atmosfera sirkulyasiyasi va uning tashkil etuvchi elementlarining uzluksiz o'zgarishiga olib keladi.

Atmosferada uyurma harakatlardan tashqari to'liqinli harakatlar ham kuzatiladi. Ularga zonal oqimda to'liqin uzunligi taxminan 5000 km teng

bo'lgan to'liqlar (*Rossbi to'liqlari*), siklon va antisiklonlarga mos kichik-roq mashaqqatdagi to'liqlar, hamda gravitasion siljish to'liqlari kiradi. To'liqlik harakatlari atmosferada paydo bo'ladigan turli xil ajratish sirtlariga ham xarakterli.

Keltirilgan qonuniyatlar atmosfera umumiy sirkulyasiyaning asosiy xususiyatlari haqida tasavvur hosil qilishga imkon beradi.

Umumiy zonal ko'chishdan chetlanishlar *atmosfera*ning ta'sir markazlari — bosim past yoki yuqori bo'lgan sohalar bilan bog'liq. Atmosfera ta'sir markazlarining mavjudligi troposferada yacheykali sirkulyasiya, kengliklararo havo almashishi va bosh yoki *iqlimiy frontlarning* hosil bo'lishiga olib keladi.

Atmosfera *iqlimiy ta'sir markazi* mazkur hududda bir ishorali barik tizimlarning (siklon yoki antisiklonlar) boshqa ishorali barik tizimlardan ustunligini ko'rsatadigan statistik natijadir. Ko'rilayotgan sathda atmosfera umumiy sirkulyasiyasining o'rtacha taqsimoti ta'sir markazlarining taqsimoti bilan belgilanadi. Atmosfera ta'sir markazlari *permanent* (doimiy) va *mavsumiy*larga bo'linadi. Atmosfera ta'sir markazlari dengiz sathidagi havo bosimining o'rtacha oylik yoki yillik qiymatlari kartalaridan yoki barik topografiya kartalaridan aniqlanadi.

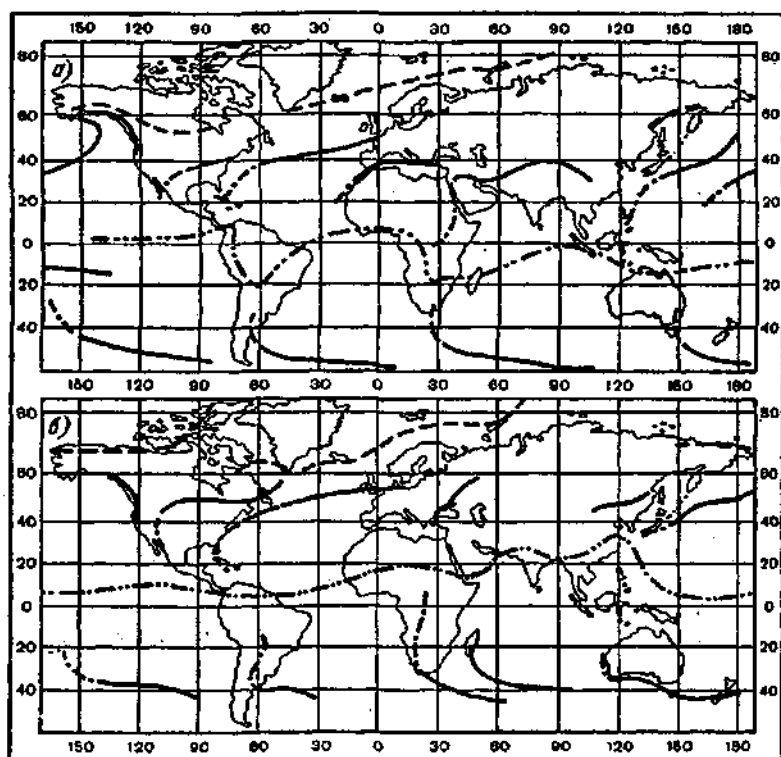
Iqlimiy frontlar deb atmosfera iqlimiy ta'sir markazlari bilan chambarchas bog'liq bo'lgan ma'lum hududda ma'lum geografik tipdagi bosh frontlarning o'rtacha joylashishi tushuniladi. Bu alomat bo'yicha iqlimiy frontlarning quyidagi turlari ajratiladi: *arktik* (janubiy yarimsharda antarktik) front, *o'rta kengliklar* (ba'zida u qutbiy deb ataladi) fronti, *tropik* (ba'zida u ekvatorial botiqlik o'qi bilan bir xil deb hisoblanadi) front. Yanvar va iyulda iqlimiy frontlarning joylashishi 12-rasmda keltirilgan.

Shimoliy yarimsharda yanvarda arktik va o'rta kengliklar havolarini ajratuvchi arktik frontning ikkita tarmog'i ajraladi. Ulardan bittasi Atlantika okeanining va Yevrosiyo qit'asining shimolida joylashadi, ikkinchisi Alyaska va Kanadaning shimolidan o'tadi. Yanvarda bu frontlar iyuldagiga nisbatan shimolroqda joylashgan.

Arktik front Antarktida qit'asini qamrab oladi va janubiy yarimsharda arktik havoni o'rta kengliklar havosidan ajratadi.

Arktik frontdan janubroqda o'rta kengliklar frontlar tizimi joylashgan. Bu frontlar tizimi o'rta kengliklardagi havoni tropik havodan ajratadi. O'rta kengliklar frontlari shimoliy yarimsharda 30° va 50° shimoliy kengliklar orasida joylashadi.

Yanvarda o'rta kengliklar frontining tarmoqlaridan biri Floridadan La-Manshgacha o'tadi, ikkinchisi O'rta Yer dengizida kuzatiladi, uchinchisi Osiyoda Yeron, Afg'oniston tog' tizmalari va Tibetning shimoliy chegarasi bo'ylab o'tadi. Yana bitta tarmoqni Tinch okeanida kuzatish mumkin, u Filippin orollaridan Alyaskaning janubiy chekkasigacha o'tgan. Janubiy



12-rasm. Yanvar (a) va iyuldagi (b) iqlimiy frontlar. 1 — arktik, 2 — qutbiy, 3 — passat (qutbiy frontning tropik zonadagi davomi), 4 — ekvatorial botiqlik o'qi.

yarimsharda o'rta kengliklar frontlari nisbatan torroq zonani egallaydi va 40°-50° janubiy kengliklar orasida joylashgan bo'ladi.

Iyulda o'rta kengliklar frontining Atlantika va Tinch okeanlardagi tarmoqlari yanvardagiga qaraganda shimolroqda joylashadi. Osiyodagi frontning tarmog'i faqat Uzoq Sharqda ko'zga ko'rinadi, Amerikadagi qismi esa, yanvarda AQSh janubida zo'rg'a ko'rinssa, iyulda Shimoliy Amerikaning markaziy qismini kesib o'tadi. Janubiy yarimsharda o'rta kengliklardagi iqlimiy frontning tarmoqlari 40° j.k. paralleli yaqinida joylashadi.

Shimoliy va janubiy yarimsharlardagi subtropik antisiklonlar mintaqalari orasida past bosimli polosa — *ekvatorial botiqlik* joylashadi. Uning o'qi ba'zida ichki tropik iqlimiy front deb ataladi. Bu holatda „front“ tushunchasi unchalik to'g'ri bo'lmaydi, chunki ekvatorial botiqlik o'qi bo'yicha janubiy va shimoliy yarimsharlarning xususiyatlari bir xil bo'lgan ekvatorial havoning yaqinlashuvi kuzatiladi.

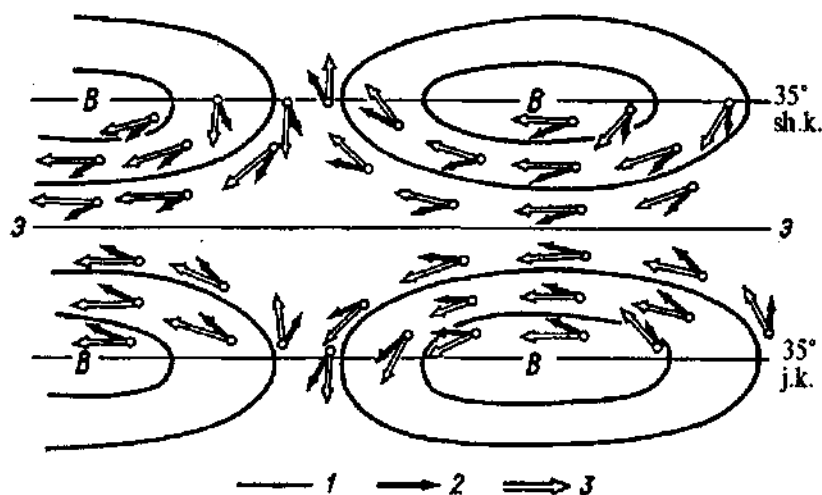
Shunga e'tibor berish kerakki, arktik va o'rta kengliklar frontlarida uzilishlar kuzatiladi, ayniqsa Yevrosiyo ustida bu uzilishlar katta. Bu uzilish joylari, sovuq havo massalari janubga, iliq havo massalari — shimolga chiqur kirib boradigan hududlarga mos keladi. Aytib o'tish lozimki, o'rta kengliklar frontlarining uchlari materik ichiga ancha kirib boradi va ular bu yerda tropik va o'rta kengliklar havosini emas, balki turli subtropik antisiklonlarda shakllangan turli tropik havo massalarini ajratadi. Shuning uchun ham ular passat frontlari deb ataladi.

Iqlimiy frontlar, yil mobaynida yer sharining qaysi hududlarida u yoki bu havo massalari ustuvor bo'lishini ko'rsatadi, qishdan yozga turli xususiyatlarga ega bo'lgan havo massalarining almashush hududlarini xarakterlaydi. Bu mezonlar asosida B.P. Alisov tomonidan iqlimlarning *genetik tasnifi* ishlab chiqilgan.

4.2. Tropik zonasida atmosfera sirkulyasiyasi

Atmosfera o'rtacha bosimining taqsimoti kartalarida ikkala yarimsharlarda subtropik kengliklarda yuqori bosimli mintaqalar doimo mavjud bo'ladi. Ular alohida joylashgan yopiq o'choqlarga — *subtropik antisiklonlarga* ajraladi. Umumqabul qilingan havoning sirkulyasion modeli bo'yicha havo ekvatorial zonada balandliklarda tropiklar tomon harakatlanadi. Koriolis kuchi ta'sirida havo oqimlari shimoliy yarimsharda o'ng tomonga, janubiy yarimsharda — chap tomonga chetlanadi. 30° kengliklarda yuqorida havo harakati g'arbiy yo'nalishga ega. Subtropik kengliklarda havo massalarining to'planishi kuzatiladi va Yer ustida yuqori bosimli mintaqalar yuzaga keladi. Antisiklonlar markazlarining joylashuvi mavsumga bog'liq ravishda o'zgaradi. Antisiklonal sirkulyasiyasiga mos antisiklonlarning markaziy qismlarida kuchsiz shamollar bilan ochiq yoki kambulutli ob-havo kuzatiladi. Bu kengliklarda, ayniqsa yoz oylarida yog'inlar kam kuzatiladi. Aynan bu kengliklarda ikkala yarimsharda sahrolar mintaqasi joylashgan: shimoliy yarimsharda — Sahroi Kabir, Arabiston sahrosi, Gobi, Janubiy Kaliforniyadagi O'lim vodiysi, Janubiy yarimsharda — Kalaxari, Katta Avstraliya sahrosi va boshqalar.

Subtropik antisiklonlarning ekvator tomondagi qismlarida turg'un sharqiy yo'nalishdagi shamollar — *passatlar* yuzaga keladi. Ishqalanish kuchlari ta'sir ko'rsatadigan Yer sirti yaqinida shamol izobaralardan past bosimlar tomoniga ma'lum burchakka og'adi (13-rasm). Bu shimoliy yarimsharda yer sirti yaqinida subtropik antisiklonning janubiy chetida sharqiy shamollar o'rniga shimoli-sharqiy yo'nalishdagi shamollar esishini bildiradi. Mos holda, janubiy yarimsharda subtropik antisiklonning shimoliy chetida yer sirti yaqinida — janubi-sharqiy shamollar yuzaga keladi. Shuning uchun



13-rasm. Passatlar zonasidagi havo oqimlari sxemasi.

- 1 — subtropik antisiklonlar izobalari, 2 — yer sirti yaqinidagi shamollar,
3 — ishqalanish sathi ustidagi shamollar.

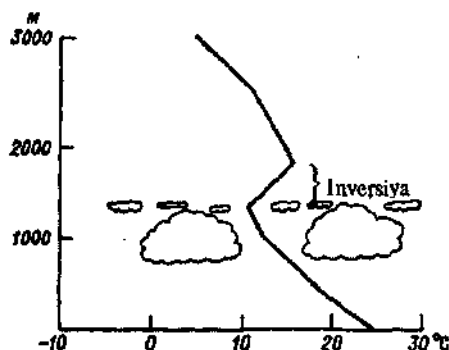
ham passatlar shimoliy yarimsharda shimoli-sharqiy, janubiy yarimsharda janubi-sharqiy *passatlar* deb ataladi.

Shimoliy yarimsharda qishda passat zonasi ekvator dan 28° sh.k. gacha cho'ziladi. Yozda bu zona 18° sh.k. va 31° sh.k. oralig'ida joylashadi, ya'ni qishdan yozga passat sirkulyasiyasi egallangan maydon 2 barobarga kamayadi. Qishda passatning o'rtacha tezligi 4,2 m/sek.

Janubiy yarimsharda passat zonasining joylanishi turg'unroq bo'ladi, uning tuzulishi ham o'zgarmaydi. Janubiy yarimsharda janubi-sharqiy passatlarning o'rtacha tezligi yozda — 3,2 m/sek, qishda — 5,2 m/sek ga teng bo'ladi.

Havoning katta balandliklardan yirik masshtabli cho'kishi ta'sirida subtropik antisiklonlarda *passat inversiyasi* yuzaga keladi. Cho'kayotgan havo ma'lum balandlikda ekvator tomonga yo'nalgan dengiz havo oqimi bilan to'qnashadi.

Shunday qilib, bu havo massalarining orasidagi ajratish sirti passat inversiyasining quyi chegarasi bo'lib qoladi, inversiyaning o'zi esa ko'tarilgan inversiyasiga aylanadi. Nisbatan iliqroq dengiz sirtiga ko'chgandan so'ng, passat oqimining quyi qatlamlarida noturg'un stratifikatsiya yuzaga keladi, shu sababli ko'tariluvchi oqimlarning tezligi 2,5—4 m/sek ga teng bo'lgan kuchli *konveksiya* rivojlanadi, to'p-to'p bulutlar hosil bo'ladi (14-rasm).



14-rasm. Passatlar zonasida balandlik bo'yicha haroratning tipik taqsimoti.

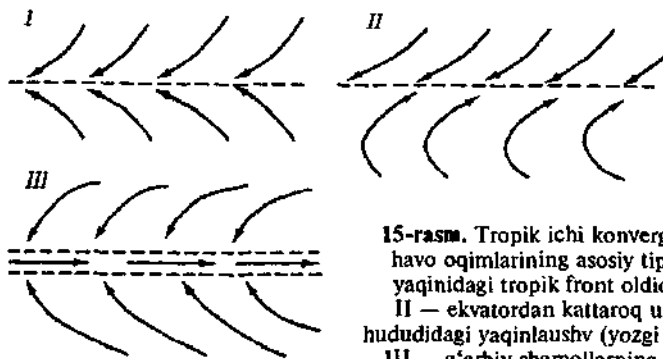
Lekin, quyi chegarasi dengiz sirtidan 1,0—1,2 km balandlikda joylashgan *inversiya* kuchli konveksiyani rivojlanishiga yo'l bermaydi va bulutlar vertikal bo'yicha yaxshi rivojlanmaydi. Asosan, qatlamli to'p-to'p bulutlar (Sc) kuzatiladi. Bu bulutlardan yog'inlar yog'maydi yoki kuchsiz qisqa muddatli va mayda tomchili yomg'irlar kuzaatilishi mumkin.

Ekvatorga yaqinlashgan sari passatlarning vertikal qalinligi ortadi, 20° sh.k. parallelida u 2—4 km ga yetadi. Ekvator yaqinida, ayniqsa janubiy yarimsharda, shar-

qiy shamollar butun troposferani va quyi stratosferani egallab oladi. Passatlar, butun troposferani egallamagan joylarda, ularning ustida g'arbiy shamollar ustunlik qiladi (*antipassatlar*).

Ko'tariluvchi havo harakatlarida havoning oqib ketishi hisobiga ekvatorial zonada past bosimli soha — *ekvatorial botiqlik* hosil bo'ladi. Ekvatorial botiqlikdan shimol va janub tomon bosim ko'tarilganligi uchun uning o'qida ikkala yarimsharlarda havoning *konvergensiya* (yaqinlashuvi) kuzatilishi kerak. Haqiqatda esa, ekvatorial botiqlik zonasining barcha joylarida konvergensiya aniq ko'rinmaydi. Bu botiqlikning oqimlar konvergensiya yaqqol ko'rinadigan qismlari tropik ichi konvergensiya zonasi deb ataladi (15-rasm).

Havo oqimlarining yaqinlashuvi natijasida bu zonada konvektiv harakat keskin kuchayadi va u passat zonalaridagiga nisbatan katta balandliklarga



15-rasm. Tropik ichi konvergensiya zonasidagi havo oqimlarining asosiy tiplari. I — ekvator yaqinidagi tropik front oldidagi yaqinlashuv, II — ekvatoridan kattaroq uzoqlikdagi passat hududidagi yaqinlashuv (yozgi ekvatorial musson), III — g'arbiy shamollarning ekvatorial zonasi.

rivojlanadi. Bulutlar kuchli to'p-to'p va yomg'irli to'p-to'p bulutlarga aylanadi, ulardan kuchli jala yog'inlari yog'adi. Tropik ichi konvergensiya zonasi ayrim qismlarining joylanishi kundan kunga o'zgaradi, ba'zida ancha kuchli o'zgaradi.

Ko'p hollarda tropik ichi konvergensiya zonasi tor tropik frontga aylanadi, bu frontda ko'rilayotgan yarimsharning passati boshqa yarimsharning passati bilan bevosita almashadi. Bunday holatda tropik front ekvatorial botiqlik (depressiya) o'qi bo'ylab joylashgan bo'ladi.

Havo oqimlarining yaqqol ifodalangan yaqinlashuvida harorat maydonida tropik frontlar yaxshi ifodalalmagan, chunki ikkala passatlardagi havo haroratlari bir biriga yaqin. Kattaroq farqlar namlik maydonida kuzatilishi mumkin.

Okeanlarning ba'zi qismlarida (masalan, Hind okeanining sharqida va Tinch okeanining g'arbida) tropik ichi konvergensiya zonasida passatlardan ikkita bir-biriga parallel tropik frontlar bilan ajralib turgan kuchli (5—10 m/sek) g'arbiy shamollar esadi. Bu ekvatorial g'arbiy shamollar yer sirtidan bir necha kilometr gacha cho'zilgan atmosfera qatlamini egallaydi.

O'tish mavsumlarida Hind okeani ustidagi eni bir necha kenglik graduslariga teng bo'lgan g'arbiy shamollarning ekvatorial zonasi ekvatorga nisbatan simmetrik joylashgan bo'ladi.

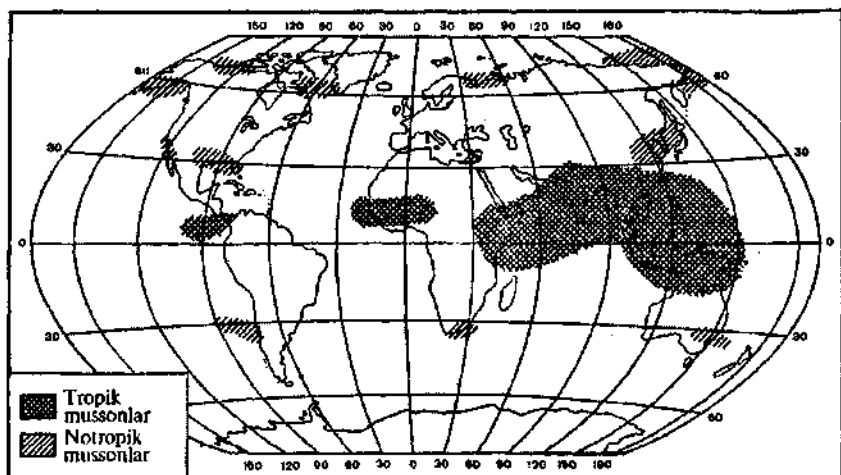
Ko'rilayotgan yarimsharning yozida g'arbiy shamollarning ekvatorial zonasi kengayadi, yuqoriroq kengliklarni o'z ichiga olib, u yerda *kvazigeostrofik* yozgi mussonni hosil qiladi. Bunda tropik frontlardan bittasi ekvator yaqinida qoladi, boshqasi esa musson bilan birga shimolga yoki janubga siljiydi.

Mussonlar — qishki va yozgi mavsumlarda shamolning ustuvor yo'nalishi va yetarlicha turg'un rejimi bilan xarakterlanuvchi shamollardir. Bir mavsumdan ikkinchi mavsumga o'tishda shamolning ustuvor yo'nalishi qarama-qarshi yoki unga yaqin yo'nalishga o'zgaradi.

Mussonlarning hosil bo'lish mexanizmi atmosfera umumiy sirkulyatsiyasi elementlari-siklon va antisiklonlar bilan chambarchas bog'liq. S.P.Xromov tuzgan kartada mussonli va „musson moyillik“ka ega bo'lgan, ya'ni qishda va yozda qarama-qarshi yo'nalishdagi shamollarning takrorlanuvchalligi 40% dan kam bo'lmagan mintaqalar ko'rsatilgan (16-rasm).

Shunga e'tibor berish kerakki, musson mintaqalari bir necha kengliklar zonalariga birlashgan bo'ladi. Bu zonalar Yevrosiyo qit'asining chekka hududlarini shimoldan, sharqdan va janubdan qamrab oladi. Ular Afrika va Amerika qit'alarining ayrim joylashgan hududlarida ham kuzatiladi.

Uchta musson zonalarini ajratish mumkin: 20° sh.k. va 20° j.k. orasidagi tropik zona; ikkala yarimsharlarda 30° va 40° kengliklar orasida joylashgan ikkita subtropik zonalar; o'rta kengliklar zonasi va qutbiy zona.



16-rasm. Yer shari bo'yicha musson sohalarining taqsimlanishi.

Oxirgi ikkita zonalar faqat shimoliy yarimsharda mos ravishda 50° — 60° va 70° sh.k larda kuzatiladi.

Musson mintaqalarining tuzilishi atmosfera ta'sir markazlarining intensivligi va joyining o'zgarishlari bilan bog'liq.

Tropik musson qishda Sibir antisikloni va ekvatorial botiqlikning, yozda — Janubiy Hind antisikloni va Osiyo depressiyasi o'zaro ta'siri natijasida hosil bo'ladi. Subtropik musson yozda Osiyo depressiyasi va Tinch okean antisiklonining o'rkachi, qishda — Sibir antisikloni va Aleut depressiyasi botiqligining janubi-g'arbiy qismi ta'sirida shakllanadi.

Qishki va yozgi Osiyo mussonining ayrim xususiyatlarini ko'rib chiqamiz.

Qishki Osiyo mussoni Tibetni chetlab o'tib, Xitoy va Yaponiya orqali janub va janubi-g'arbga Sibir antisikloni mintaqalaridan sovuq quruq havoni olib keladi. Janubiy Xitoy dengizi ustida 15 — 20° shimoliy kengliklar orasida bu havo shimoli-sharqiy passatga yaqinlashib, u bilan Hindixitoy, Malayziya, Filippin orollari va hatto Avstraliyaning shimoliy qismigacha yetib boradi. Iliq Atlantika okeanining ustida u isiydi va namga boyiydi. Natijada Hindixitoy yarimoroli hududlariga bulutli, yog'in-sochinli ob-havo olib keladigan iliq dengiz massasi kirib keladi. Ekvator tomon harakatlangan sari qishki Osiyo mussonining havosi ekvatorial havo xususiyatlarini o'rtirib boradi.

Yozda ekvatorial botiqlik bilan qo'shilgan keng Osiyo depressiyasining va kuchayayotib, shimolga siljiyotgan janubiy yarimsharning okean antisiklonlarining o'zaro ta'siri natijasida suv sirtidan quruqlikka yo'nalgan havo oqimlari - *yozgi musson* yuzaga keladi. Bu mussonni faollashtirishda

isigan qit'a va nisbatan salqin okean orasidagi haroratlar farqining ahamiyati katta. Yozgi mussonning subtropik va o'rta kengliklardagi qismlari Tinch okeani antisikloni mintaqasidan Xitoyning janubi-sharqiy qismiga, Koreya, Yaponiya va Primorega yo'nalgan nam havoning janubi-sharqiy oqimi ko'rinishda ifodalanadi.

Yozgi musson tropik qismining rivojlanishi ekvatorial botiqlikning Osiyo qit'asining janubiga siljishi bilan bog'liq. Dastlab janubi-g'arbiy musson oqimi Xitoyning janubiy qismini, keyin Hindixitoy, Birma va Hindistonni egallab oladi. Quruqlikka yetib kelgan yozgi Osiyo mussonining havosi nihoyatda nam bo'ladi va shu sababli Janubiy va Janubi-sharqiy Osiyoda kuchli yog'inlar yog'adi. Shuni nazarda tutish kerakki, yog'inlar hosil bo'lishi uchun havoning katta namligi yetarli emas - atmosferada suv bug'ining kondensasiyasi kuzatilishi uchun qulay sharoitlar bo'lishi kerak. Bu jarayon yuzaga kelishi uchun termik konveksiya va Janubiy Osiyodagi ko'psonli tog' tizmalarining janubiy yonbag'irlari bo'ylab nam havo massalarining ko'tarilishida paydo bo'ladigan majburiy konveksiya yordam beradi.

Yozgi mussonlar davrida o'rta kengliklardagi jarayonlar bilan bog'liq bo'lgan yozgi Osiyo depressiyasi intensivligining tebranishlari va u bilan bog'liq mussonlarning kuchayishi va kuchsizlanishi kuzatiladi. Bu — bosim maydonining meridional o'zgarishlariga olib keladigan *siklonal* faoliyatdir.

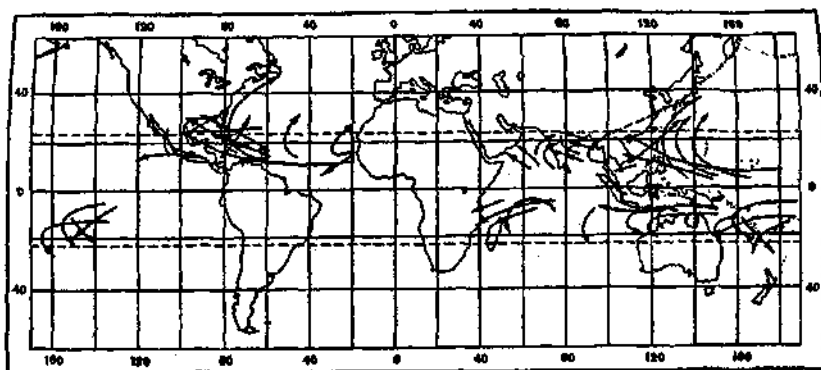
Ma'lum sharoitlarda tropik frontda past bosimli, siklonal sirkulyasiyaga ega bo'lgan atmosfera g'alayonlari — *tropik siklonlar* yuzaga keladi. Turli geografik hududlarda ular har xil ataladi: Janubi-sharqiy Osiyoda — *tayfunlar*, Atlantika okeanida — *dovullar*, Hind okeanida — *siklonlar*.

Notropik siklonlarga nisbatan tropik siklonlar kichikroq, biroq, ulkan energiyaga ega bo'ladilar. Ularning diametri bir necha yuz kilometrdan oshmaydi, lekin bosim va shamol tezligining gorizontal gradiyentlari yaxshi rivojlangan notropik siklonlardagilardan ancha katta bo'ladi. Tropik siklon markazida havo bosimi 885 gPa gacha pasayishi, shamol tezligi esa 70—90 m/sek, hatto 100 m/sek gacha yetishi mumkin.

Tropik siklonlar ikkala yarimsharlarning 10°—20° kengliklar zonasida suvning harorati 28°C gacha yetadigan okeanlarning iliq qismlari ustida yuzaga keladi (17-rasm).

Shimoliy yarimsharda tropik siklonlar Sariq dengiz, Filippin orollari va Tinch okeanning 170° sharqiy uzunlikkacha cho'zilgan qismida eng ko'p hosil bo'ladi. Bu siklonlar g'arbiy yo'nalishda harakatlanib, Osiyo qirg'oqlariga yetib keladi va qit'aga o'tib, tez to'lishadi yoki Tinch okeani antisiklonining g'arbiy chekkasidagi meridional oqim ta'sirida Shimoli-sharqqa chetlanib Yapon orollariga siljiydi.

Atlantika okeanida — Karib dengizi, Kichik Antil orollari va Meksika ko'rfazi hududlarida yuzaga keladigan tropik siklonlar odatda Shimoliy



17-rasm. Tropik siklonlarning trayektoriyalari.

Amerika qit'asining janubiga chiqadi yoki shimolga burilib, asta-sekin to'lishadi.

Meteorologik yo'ldoshlarning ma'lumotlariga qaraganda tropik siklonlar yetarlicha tez-tez, bir yilda o'rtacha 120 ta siklonlar hosil bo'ladi. Shimoliy yarimsharda tropik siklonlarning takrorlanuvchanligi janubiy yarimshardagidan uch barobar ko'p.

Aksariyat hududlarda tropik siklonlar ko'pincha suv sirtining harorati eng baland bo'lganida, yoz oxirida va kuzda yuzaga keladi. Kuzda ular yozdagiga qaraganda taxminan ikki barobar ko'proq hosil bo'ladi.

Tropik siklonlarning mavjud bo'lishi davomiyligi o'rtacha 6 sutkagacha yetadi. Bu vaqt siklonning paydo bo'lishidan to uning quruqlikka chiqib o'rta kengliklarga o'tishigacha bo'lgan vaqt hisoblanadi.

Tropik siklonning evolyusiyasi to'rtta bosqichga bo'linadi:

1. *Shakllanish bosqichi.* Bu bosqichda sinoptik masshtabga (xarakterli o'lcham 3000 km yaqin, egallagan maydoni $3 \cdot 10^5 \text{ km}^2$) ega bo'lgan sharqiy oqimda to'liqinli g'alayonlar yuzaga keladi. Ularning chuqurlashuvi bir necha sutka davom etadi, ba'zi hollarda jarayon nihoyatda tez o'tishi mumkin.

2. *Yosh siklon bosqichi.* Tropik siklonning rivojlanishi ikkita yo'nalishda bo'yicha davom etishi mumkin. U chuqur bo'lmagan depressiya ko'rinishda katta masofaga harakatlanib to'lishadi yoki faollashadi. Bunda uning markazida havo bosimi keskin, 1000 gPa va undan pastroqgacha kamayadi, markaz atrofida esa radiusi 30—50 km ga teng bo'lgan dovul kuchiga yetadigan shamollarning aylanmasi hosil bo'ladi.

3. *Maksimal rivojlanish bosqichi.* Siklon markazida bosimning pasayishi va shamolning kuchayishi to'xtaydi, tropik siklonning diametri bir necha yuz kilometrgacha kattalashadi. Bu bosqich bir necha sutka davom etishi mumkin.

4. *So'nish bosqichi*. Tropik siklon quruqlikka yoki sovuq okean oqimi ustiga chiqqanida so'nish bosqichi boshlanadi. Shimoliy yarimsharda ayrim hollarda sharq yoki shimoli-sharqqa harakatlanib tropik siklon o'rta kengliklar frontida regenerasiya bo'lib, intensiv notropik siklonga aylanadi.

Tropik siklonning bulutlilikgi uzluksiz ulkan momalqaldirimli bulut bo'lib, undan kuchli jala yog'inlari yog'adi, chaqmoq hodisalarining intensivligi nihoyatda katta bo'ladi. Tropik siklonning markazida diametri bir necha o'n kilometrli bulutsiz va kuchsiz shamollarga ega bo'lgan zona — „dovul ko'zi“ mavjud bo'ladi.

Tropik siklon dengizda kuchli to'liqlanishlarni yuzaga keltiradi. Yassi qirg'oqlar 10—15 m gacha yetadigan ulkan to'liqlar ostida qolib, ularni suv bosadi. Hindistonda bunday hodisa katta talofat va odam qurbonlariga olib kelgan (1976 y. 1 yanvarda 250 ming kishi qurbon bo'lgan).

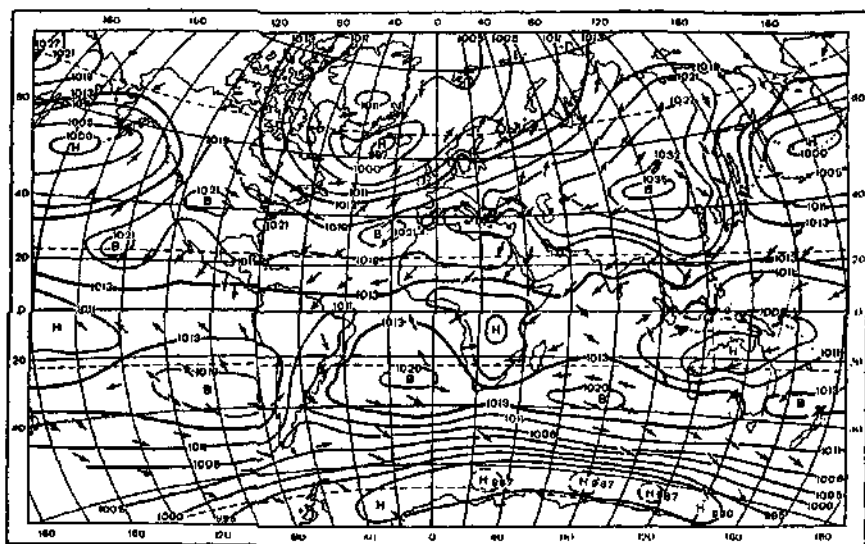
Tropik siklonlar o'tishi bilan bog'liq bo'lgan dovul shamollari va suv toshqinlari ko'plab shahar va qishloqlarning vayron bo'lishiga olib keladi.

4.3. Notropik sirkulyasiya

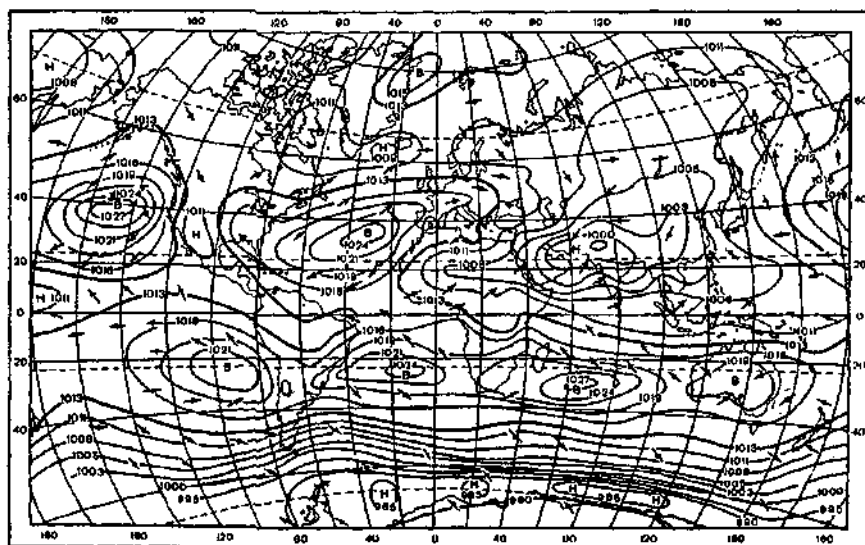
Yer sirti yaqinidagi havo bosimining geografik taqsimoti kartalaridan ko'rinadiki, yanvar va iyul oylarida ikkala qutblarning ustida 60°—70° kengliklar ostidagiga nisbatan bosim yuqoriroq bo'ladi (18, 19-rasmlar). Bu — qutbiy hududlarda antisiklonlar siklonlarga qaraganda ko'proq rivojlanishini bildiradi. Mos ravishda yer sirti yaqinida u yerda sharqiy yo'nalishdagi shamollar ustivor bo'ladi. Shimoliy qutb hududida antisiklondan hosil bo'lgan yuqori bosimli o'rkach Grenlandiyaga cho'ziladi. Kattaroq va muzlagan Antarktidaning ustida bundan ham kuchliroq va turg'un antisiklon kuzatiladi.

Yer sirtiga yaqin joylashgan sovuq antisiklonlarda havo bosimi yuqoriga ko'tarilgan sari tez kamayganligi uchun o'rta troposferada (3 km dan balandroqda) yuqori bosimli hududlar o'rnini past bosimli hududlar, ya'ni qutbiy kengliklarga yaqin hududlarni o'z sirkulyasiyasi bilan qamrab olgan siklonlar egallaydi. O'rta va yuqori troposferada, hamda quyi stratosferada kuzatiladigan bu siklonlar *sirkumpolyar siklonal uyurmalar* deb ataladi. Iyulda shimoliy qutb ustida quyi stratosferada sirkulyasiya o'z ishorasini teskarisiga o'zgartiradi, bu yerda past bosimli hudud o'rniga *sirkumpolyar antisiklonal uyurma* yuzaga keladi.

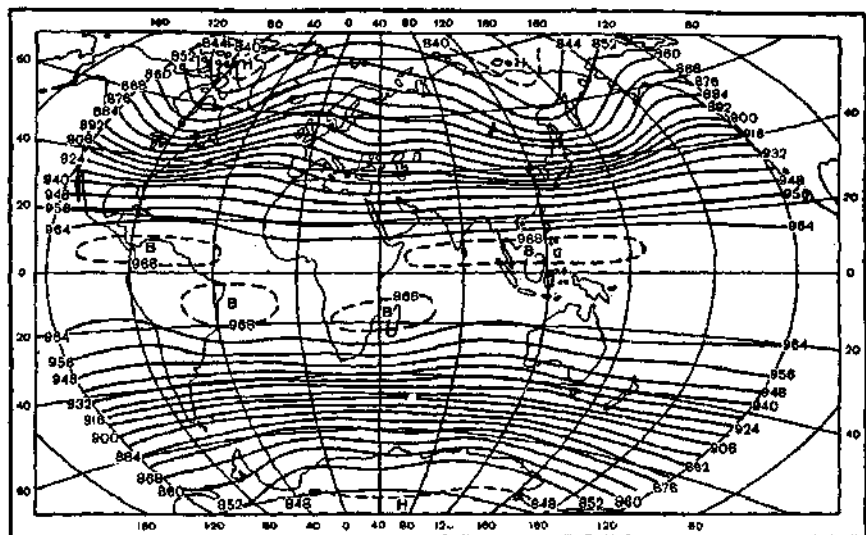
Qutblar ustidagi past bosimli hududlarning tropik kengliklardagi yuqori bosimli zonalar bilan o'zaro ta'siri natijasida ikkala yarimsharlarning 20°—25° dan 80° kengliklar zonasigacha o'rta va yuqori troposferada, hamda quyi stratosferada g'arbdan sharqqa yo'nalgan havoning zonal ko'chishi yuzaga keladi (20, 21-rasmlar). Rasmlardan ko'rinib turibdiki,



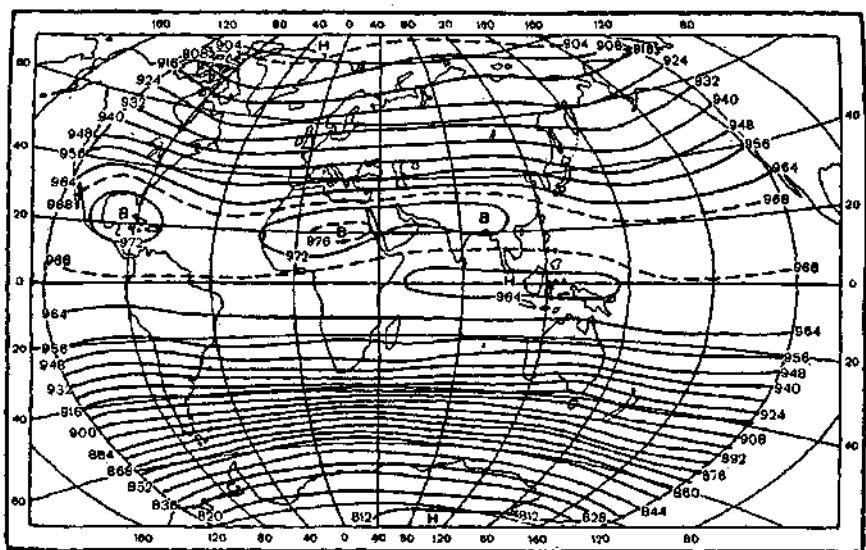
18-rasm. Yanvarda dengiz sathida havoning o'rtacha bosimi (gPa).



19-rasm. Iyulda dengiz sathida havoning o'rtacha bosimi (gPa).



20-rasm. 300 gPa izobarik sirtning dekabr-fevraldagi o'rtacha mutlaq balandligi.
Balandlik geopotensial dekametrlarda.



21-rasm. 300 gPa izobarik sirtning iyun-avgustdagi o'rtacha mutlaq balandligi.
Balandlik geopotensial dekametrlarda.

shimoliy yarimsharning okean va qit'alari ustida izogipsalarning deformasiyasi kuzatiladi, ayniqsa qishda bu deformasiya sezilarli. Qishda Shimoliy Amerika va Osiyo qit'alari ustida sovuq o'choqlarga mos keladigan botiqliklar, Atlantika va Tinch okeanlarining shimoliy qismlarida Golf-strim va Kurosio iliq okean oqimlari ustiga mos keladigan o'rkachlar yaqqol ifodalangan.

Notropik kengliklarda sirkulyasiyaning zonal va meridional turlari ajratiladi.

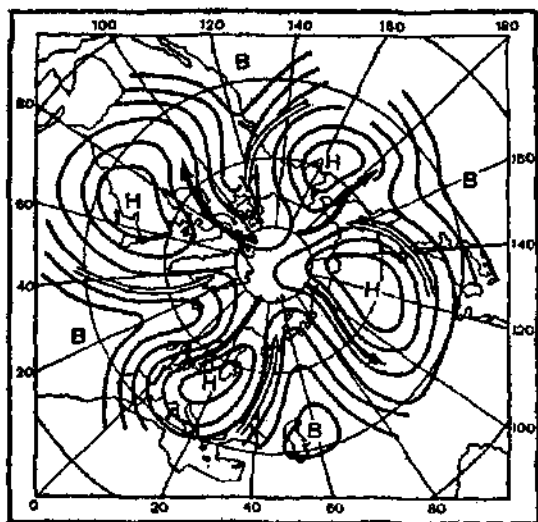
Sirkulyasiyaning zonal turida yarimsharning katta qismi, ba'zida butun yarimshar bo'yicha yaqqol ifodalangan havoning g'arbiy ko'chishi ustunlik qiladi. Huddi shu yo'nalishda harakatchan siklon va antisiklonlar yetarlicha tez harakatlanadi. Barik topografiya kartalarida izogipsalar ham zonal yo'nalishga ega bo'ladi. Izogipsalar yer sirti yaqinida harakatchan siklon va antisiklonlar harakatiga mos holda to'lqinsimon tebranishlarga ega. Siklonning orqa qismidagi sovuq havoning bostirib kelishi qisqa muddatli bo'lib, quyi kengliklarga uzoqqa yetib bormaydi, shuning uchun ham kengliklararo issiqlik almashinuvi kuchsiz.

Sirkulyasiyaning meridional turida subtropik antisiklonlar bilan genetik bog'liq bo'lgan iliq to'suvchi antisiklonlar paydo bo'lishi natijasida barik maydonning kuchli meridional o'zgarishlari yuzaga keladi (22-rasm). To'suvchi antisiklonlardan g'arbda va sharqda sovuq markaziy siklonlarga aylanishi mumkin bo'ladigan chuqur barik botiqliklar hosil bo'ladi. Bu barik tizim katta balandliklarga cho'zilib, butun troposferada g'arbiy ko'chishni buzadi. Siklonlarning old qismlarida, antisiklonlarning orqa qismlarida quyi kengliklardan yuqori kengliklarga iliq havo massalarini olib keluvchi kuchli havo oqimlari yuzaga keladi. Siklonlarning orqa qismlarida va antisiklonlarning old qismlarida esa, aksincha, sovuq arktik havo massalari yuqori kengliklardan quyi kengliklarga olib kelinadi. Shu sababli Yer sharining yuqori va quyi kengliklari orasida yetarlicha jadal issiqlik va namlik almashinuvi o'rnatiladi.

Yuqorida tavsiflangan sirkulyasiya turlarining har biri yarimsharning birmuncha katta qismida, ba'zida butun yarimsharda hukmronlik qiladi. Siklonal faoliyat mexanizmining xususiyatlari tufayli sirkulyasiya turlari bir-biriga o'tib, ya'ni yil mobaynida ko'p almashinib turadi.

Janubiy yarimsharda shimoliy yarimshardagiga nisbatan sirkulyasiyaning zonal turi meridional turdan ko'proq kuzatiladi. Bu janubiy yarimsharning birjinsliroq bo'lgan okeandan iborat to'shalgan sirti bilan izohlanadi.

Sirkulyasiyaning zonalligi yoki meridionalligini miqdoriy ifodalash uchun *sirkulyasiya indeksleri* deb ataladigan son ko'rsatkichlari qo'llaniladi. Ulardan eng oddiysi — bu kengliklararo bosim farqidir (kengliklar aylanasi bo'yicha o'rtachalangan). Bu ayirma qancha katta bo'lsa, ko'rilayotgan



22-rasm. Primer meridionalnogo tipa sirkulyasii na karte absolyutnoy topografi poverxnosti 500 gPa.

kengliklar orasidagi o'rtacha meridional barik gradiyenti va havoning zonal ko'chishining intensivligi shuncha katta bo'ladi. Zonal indeks sifatida geostrofik shamol zonal tashkil etuvchisining o'rtacha qiymatini qo'llash mumkin.

Siklonik faoliyat notropik kengliklardagi atmosfera sirkulyasiyasining asosiy xususiyati hisoblanadi. Siklonik faoliyat deganda, atmosferada yirik masshtabli past va yuqori bosimli atmosfera g'alayonlari - siklon va antisiklonlarning doimiy ravishda shakllanishi, rivojlanishi va harakatlanishi tushuniladi.

4.4. Yanvar va iyulda dengiz sathida bosimning geografik taqsimoti

Yanvar va iyul oylari uchun dengiz sathidagi ko'p yillik o'rtacha bosim taqsimoti kartalaridan ko'rinadiki, geografik nuqtai nazardan bosim taqsimoti zonal xarakterga ega (18, 19-rasm). Bu kartalarda ko'rsatkich bilan shamolning natijalovchi yo'nalishi ko'rsatilgan. Quruqlik va suv havzalarining notekis taqsimlanganligi uchun barik maydon berk izobarali past va yuqori bosimli alohida sohalarga bo'linadi. Bu sohalar atmosferaning *ta'sir markazlari* deb ataladi. Agar bu markazlar yilning barcha oylari uchun tuzilgan iqlimiy kartalarda mavjud bo'lsa, ular *permanent markazlar* deb

ataladi. Agar ular faqat yozgi yoki qishki kartalarda ko'rinsa, ta'sir markazlari mavsumiy markazlar deb nomlanadi.

Yanvar. Yanvar oyi kartasida past bosimli soha — bosimi 1010 gPa dan past bo'lgan *ekvatorial botiqlik* yaqqol ko'rinish turibdi. Ekvatorial botiqlikning o'qi qat'iy ekvator bo'ylab joylashmagan. Ekvatorial botiqlik o'qi yil mobaynida o'rtacha 5° sh.k. da joylashadi. Bu meteorologik ekvatoridir. Yanvarda o'rtacha u 5° j.k. atrofida yotadi. Quruqlik va dengizlar orasidagi harorat rejimidagi farqlar shunga olib keladiki, quruqliklarda ekvatorial botiqlikning o'qi janubiy yarimsharda 15°—17° j.k. gacha yetib boradi. Okeanlar ustida botiqlik o'qi shimoliy yarimsharda Tinch okeani ustida 8° sh.k. da kuzatiladi.

Ekvatorial botiqlikdan shimol va janub tomonda bosim ortayotganligi uchun uning o'qida shimoliy va janubiy yarimsharlar havo oqimlarining yaqinlashishi (konvergensiya) kuzatilishi kerak (8-rasm). Lekin ekvatorial botiqlik sohasida konvergensiya bir xil ifodalanmagan. Ekvatorial botiqlikning havo oqimlari konvergensiya yaxshi rivojlangan qismi, yuqorida aytib o'tganimizdek, *ichki tropik konvergensiya zonasi* deb ataladi. Odatda bir nechta zonalar hosil bo'ladi, aksariyat hollarda — ikkita.

Ekvatorial botiqlikning ikki tomonida *yuqori bosimli subtropik zonalar* aniqlanadi. Ular berk izobarali *alohida joylashgan subtropik antisiklonlarga* ajraladi. Ayniqsa, bu antisiklonlar janubiy yarimsharning uchta okeanlari ustida yaxshi ifodalangan (markazi 30°—35° j.k. da, markazdagi bosim 1020 gPa dan yuqori). Shimoliy yarimsharda subtropik antisiklonlarning markazlari 30°—35° sh.k. da Atlantika va Tinch okeanlarida aniqlanadi (1020 gPa teng bo'lgan berk izobaralar). Atlantika okeanidagi antisiklon — *Azor*, Tinch okeanidagi esa — *Gonolulu* antisikloni deb ataladi.

Afrika qit'asi shimolida va Osiyo janubida yuqori bosimli soha past bosimli soha bilan almashadi. U *termik depressiya* deb ataladi.

Janubiy yarimsharning o'rta va qutboldi kengliklarida, subtropik antisiklonlardan janubroqda uzluksiz past bosimli zona joylashgan. Shimoliy yarimsharning mos kengliklarida past bosimli zona faqat okeanlar ustida aniqlanadi. U *okean depressiyalari* deb ataladi. Atlantika okeanining shimolida — *Islandiya*, Tinch okeanining shimolida — *Aleut* depressiyalari kuzatiladi. Okean depressiyalarining markazlarida havo bosimi 1000 gPa dan past bo'ladi.

Shimoliy Amerika va Osiyo qit'alari ustida yanvarda qishki antisiklonlar vujudga keladi, ular *Osiyo* va *Kanada antisiklonlari* deb ataladi. Osiyo antisiklonining markazida havo bosimi 1035 gPa, Kanada antisiklonida esa — 1020 gPa dan yuqori bo'ladi.

Osiyo antisikloni butun Janubi-sharqiy Osiyoni egallaydi.

Qutbiy hududlar ustida bosim yana ko'tarila boshlaydi.

Iyul. Iyulda ekvatorial botiqlik shimol tomon siljiydi. Uning o'qi o'rtacha 15° sh.k. atrofida joylashgan bo'ladi, ekvatorial botiqlikning o'rni esa 2° sh.k. dan 27° sh.k. gacha o'zgaradi.

Ikkala yarimsharlarda subtropik antisiklonlar shimol tomon siljiydi, shimoliy yarimsharda siljish katta bo'ladi. Antisiklonlarning markaziy qismlarida o'rtacha bosim janubiy yarimsharda — o'rtacha 2—7 gPa, shimoliy yarimsharda esa - 3—4 gPa ga ortadi. Shimoliy yarimsharda qit'alar ustidagi antisiklonlar o'rniga past bosimli sohalar hukmronlik qiladi. Bular Shimoliy Afrika va Osiyoda — *Janubiy Osiyo termik depressiyasi*, Shimoliy Amerikada — *Meksika depressiyasidir*.

Shimoliy yarimsharda qutboldi va qutbiy kengliklarda past bosimli zona saqlanadi, lekin qishdagiga qaraganda uning intensivligi kamroq bo'ladi. Janubiy yarimsharda qutboldi kengliklarida yanvar va iyulda past bosimli zona saqlanib qoladi.

Iqlimiy kartalarda atmosfera ta'sir markazlarning mavjudligi, ular yil yoki mavsum davomida Yerning ma'lum joyida doimiy holda joylashadi degani emas.

Ular tez-tez bir-birini almashtiradi. Faqat bir joyda siklonal faoliyat antisiklonal faoliyatdan faolroq, boshqa joylarda esa aksincha.

4.5. Atmosferada namning aylanishi

1. Yerning barcha suv resurslari — yer yuzidagi, yer ostidagi, tuproqdagi suv va atmosferadagi namlik — tabiatda *suv aylanishi* jarayoni davomida bir-biri bilan chambarchas bog'liqdir.

Dunyo suv balansi deb Yerda suvning aylanish jarayonidagi turli ko'rinishlari orasidagi nisbatlari tushuniladi. Suv aylanishi jarayonida xususiy suv balanslari ko'rilishi mumkin: okean uchun — bug'lanish, yog'inlar va daryolar hamda yer osti suvlari oqib kelishi orasida; quruqlik uchun — bug'lanish, yog'inlar, infiltrasiya va daryo suvlari orasida; atmosfera uchun — bug'lanish, yog'inlar va nam kelishi orasida.

Sirtning turli qismlari uchun suv balansi *quyidagi tenglamalar bilan ifodalanishi mumkin*: quruqlikning chekka qismlari uchun:

$$E_q = r_q - f_q, \quad (4.1)$$

Daryo suvlari okeanlarga chiqmaydigan hududlar uchun:

$$E_q = r_q, \quad (4.2)$$

Dunyo okeani uchun:

$$E_o = r_o + f_q, \quad (4.3)$$

Butun Yer shari uchun:

$$E_g + E_o = r, \quad (4.4)$$

bu yerda E_g, r_g, f_g — quruqlikdagi bug‘lanish, yog‘inlar va daryo suvlari-ning oqishi (stok), E_o, r_o — okeanlardagi bug‘lanish va yog‘inlar, r — butun Yer sharidagi yog‘inlar.

4.1-jadvalda suv balansining asosiy tashkil etuvchilari keltirilgan. Har yili Yer shari yuzidan 577 ming km³ suv bug‘lanadi, shu jumladan, okeanlar yuzidan 505 ming km³, quruqliklardan — 72 ming km³. Bug‘langan suv atmosferada kondensasiyalanib, yog‘inlar ko‘rinishda Yerga tushadi. Okeanlarda yoqqan yog‘inlarning yillik miqdori bug‘langan suv miqdoridan 47 ming km³ ga kam. Bu ortiqcha namlik havo oqimlari bilan qit‘alarga kelib, daryolar, ko‘llar, muzliklar va yer osti suvlarini shakllantiradi. Huddi shunday suv hajmi yil mobaynida daryolar suvlari va yer osti suvlari ko‘rinishida okeanlarga qaytadi.

4.1-jadval

Butun Yer shari, quruqlik va Dunyo okeani uchun yillik suv balansi

Suv balansining tashkil etuvchilari	Hajm, ming km ³ /yil	Qatlam, mm/yil	%
Dunyo okeani (S=361 106 km²)			
Yog‘inlar	458	1270	90,7
Oqish	46,8	130	9,3
Bug‘lanish	504,8	1400	100
Quruqlik (S=149 106 km²)			
Yog‘inlar	119,1	800	100
Oqish	46,8	315	39,3
Bug‘lanish	72,3	485	60,7
Yer shari (S=510 106 km²)			
Yog‘inlar	577,1	1130	100
Bug‘lanish	577,1	1130	100

Namlik aylanishining eng faol bo‘g‘ini — bu okeanlar sirtidan bug‘lanish, bug‘ning havo oqimlari bilan qit‘alarga kelishi va yog‘inlardir. Shunga mos ravishda tashqi va ichki namlik aylanishi ajratiladi.

Agar yog‘inlar tashqaridan kelgan namlik hisobiga shakllansa, bu namlik aylanishi *tashqi namlik aylanishi* deb ataladi.

Agar suvning bug‘lanishi va yog‘inlarning yog‘ishi o‘sha quruqlik hududida sodir bo‘lsa, bu namlik aylanishi *ichki namlik aylanishi* deyiladi. Tashqi va ichki suv aylanishlari umumiy namlik aylanishini tashkil qiladi.

Yillik yog‘inlar umumiy miqdori, atmosferaning 0—7 km li qatlami va suv bug‘i ko‘chishining o‘rtacha zonal tezliklari ma‘lumotlari asosida hisoblangan Yer shari atmosferasidagi namlik aylanishining xarakteristikalarini 4.2-jadvalda keltirilgan.

Nam havo zarrachasining o'rtacha kenglik doirasi bo'yicha bir marta aylanib chiqishini ko'raylik.

4.2-jadvaldan ko'rinib turibdiki, suv bug'ining butunlay yangilanishi 8,1 sutkada kuzatiladi. Bir yilda, demak, havodagi namlik 45 marta almashadi.

Yer shari uchun havoning o'rtacha zonal tezligi 2,9 m/s yoki 220 km/sutka ga teng. Suv bug'ining o'rtacha kengliklar doirasi bo'yicha bitta to'liq aylanishi 109 sutkada amalga oshadi. 60° sh.k. da siklonal faoliyat ustunlik qilgan joyda suv bug'i o'rtacha 4,1 m/s (345 km/sutka) tezlik bilan ko'chadi. Ko'rsatilgan sharoitlarda suv bug'ining aylanishi vaqti 57,9 sutka.

4.2-jadval

Yer shari atmosferasida namlik aylanishi

1.	Yog'inlar r , m^3/yil	$577 \cdot 10^{12}$
2.	Atmosferadagi namlik W , m^3	$12,9 \cdot 10^{12}$
3.	Bug'lanish mavjudligida atmosferada suv bug'ining almashinishi soni, $N=P/W$	45
4.	Bug'ning bir marta almashishi davomiyligi, sutka	8,1
5.	Suv bug'i zonal ko'chishining o'rtacha tezligi 9_z , km/sutka	220
6.	Suv bug'ining Yer shari atrofida bir marta aylanishiga sarflangan vaqt, $\tau=1/9_z$, ($l=24 \cdot 10^3$ km — kenglik doirasining o'rtacha uzunligi), sutka	109,4
7.	Adveksiya va bug'lanish natijasida atmosferada paydo bo'lgan namlikning o'rtacha parallel ($l=24000$ km) bo'yicha bir marta aylanishidagi nam almashishlari soni, $k=\tau \cdot N/365$	13,5
8.	Okeandan kelayotgan havoning namligi, %	80
9.	Yog'inlar hosil bo'lishiga olib kelmaydigan havoning namligi, %	40
10.	Bug'lanish bo'lmaganda atmosferada bug'ning almashishlar soni (bitta almashish - 8,1 sutka), $N'=P/0,5N$	0,5
11.	Yog'inlar hosil bo'lishi sharoitlarini belgilaydigan havo namliklarining nisbati (bug'lanish bo'lmaganda)	0,5
12.	Faqat suv bug'i adveksiyasi natijasida atmosferada paydo bo'lgan namlikning o'rtacha parallel ($l=24000$ km) bo'yicha bir marta aylanishida almashishlar soni (bug'lanish yo'q)	0,5
13.	Real bug'lanishni hisobga olinganda yog'inlarning bug'lanish yo'q deb qabul qilingandagi yog'inlarga nisbati (o'rtacha parallel bo'yicha bitta aylanish davomida $l=24000$ km)	27

Bug'lanish va adveksiya hisobga olingan holda o'rtacha parallel bo'ylab bir aylanishda suv bug'ining almashishlar soni $k=13,5$ koeffitsiyenti bilan ifodalanadi. Yog'inlar to'xtaydigan nisbiy namlikning (40%) okeanlardan qit'aning shamolga qaragan tomoniga kelgan havo massalarining nisbiy namligiga (80%) nisbati 0,5 teng bo'lsin. Bu bug'lanish bo'lmaganida, okean-

lardan yetib kelgan havodan 50% namlik ajralishini bildiradi. Keyinchalik havoning o'zgarmas haroratida suv bug'ining ko'chishi yog'insiz kuzatiladi. Shunday qilib, bir aylanish davomida bug'lanish yog'inlarni suv bug'lanishi bo'lmaydigan holatdagidan 27 barobar kuchaytiradi (havo harorati o'zgarmas bo'lganida).

Barcha qit'alarda suv aylanishi tashkil etuvchilarining hisob-kitoblari quyidagini ko'rsatdi. Bir yilda okeanlardan quruqlikka 100600 km^3 hajmdagi namlik keladi. Lekin, namlikning barchasi qit'alarda yog'ib tushmaydi. Umumiy hajmdan 34% (34500 km^3) quruqliklardan o'tib yana okeanlarga yetib boradi. Turli qit'alardan tranzit bo'lib o'tayotgan namlik hajmi har xil bo'ladi. Masalan, Osiyo, Shimoliy va Janubiy Amerikalardan okeanlar namligining 20%, Afrikadan — 38%, Yevropadan — 48%, Avstraliyadan — 76% tranzit bo'lib o'tadi.

Janubiy Amerikada yog'inlarning eng katta miqdori kuzatiladi, ularning katta qismi Atlantika okeanidan kelgan suv bug'idan hosil bo'ladi.

Yog'inlar hosil bo'lishi uchun eng noqulay sharoitlar Avstraliyada yuzaga keladi. Bu yerda qit'adan tashqariga chiqib ketayotgan suv bug'ining miqdori yog'inlar miqdoridan 3 barobar katta bo'ladi.

NAZORAT SAVOLLARI

1. Atmosferaning umumiy sirkulyasiyasi yuzaga kelishining asosiy omillari qaysilar?
2. Atmosfera ta'sir markazlari nima va ular atmosfera sirkulyasiyasida qanday rol o'ynaydi?
3. Iqlimiy frontlar nima? Turli mavsumlarda ularning geografik joylashishi qanday?
4. Subtropik antisiklonlar hosil bo'lishining sababi nima? Ular qancha va qayerda joylashgan?
5. Passatlar nima? Ularni tushuntirib bering?
6. Ekvatorial botiqlik qanday sabablarga ko'ra yuzaga keladi? Tropik ichi konvergensiya zonasi nima?
7. Mussonlarni atmosferaning umumiy sirkulyasiyasi ob'ekti sifatida tushuntirib bering?
8. Yozgi va qishki Osiyo mussonining xususiyatlari qanday?
9. Tropik siklonlarning to'liq xarakteristikasini bering (paydo bo'lishi, rivojlanish bosqichlari va boshqalar).
10. O'rta kengliklar troposferasidagi g'arbi-sharqiy ko'chishning hosil bo'lishi sabablari nimada?
11. Notropik kengliklardagi sirkulyasiyaning asosiy turlarini xarakterlab bering?

V BOB. IQLIMNING GEOGRAFIK OMILLARI

5.1. Quruqlik va dengizning iqlimga ta'siri

Dengiz va quruqlikning iqlimga ta'siri turlicha. Bu birinchidan, ularning issiqlik sig'imi va issiqlik o'tkazuvchanliklarining bir-biridan keskin farq qilishi bilan bog'liq. Ikkinchidan, quruqlikda va suvda issiqlik almashinuvi va namlik aylanishi turlicha bo'ladi. Va nihoyat, okean oqimlari suvning termik holatiga ta'sir etadi.

Okeanlar va qit'alar iqlimiga yuqorida sanab o'tilgan omillarning ta'sirini ko'rib chiqaylik.

Suvning issiqlik sig'imi katta bo'lganligi uchun u quruqlikka nisbatan sekinroq isiydi va soviydi. Turbulent issiqlik almashinuvi natijasida suv havzalarida katta chuqurliklargacha suv massalarining isib borishi kuzatiladi. Shu sababli, suv haroratining sutkalik va yillik o'zgarishlari katta bo'lmaydi. Okean, dengiz va katta ko'llar issiqlik regulyatorlari rolini o'ynaydi.

Suvning sho'rliqi issiqlikning chuqurroq qatlamlarga uzatilishida ma'lum ahamiyatga ega. Sho'r suvning sirtidan kuchli bug'lanishda uning yuqori qatlamlari soviydi va ular zichroq bo'lib qoladi. Natijada, ular pastga tushib, ularning o'rniga chuqurlikdan issiqroq suv ko'tariladi. Konvektiv xarakterga ega bo'lgan suvning aralashishi yuzaga keladi. Chuchuk suvda bunday jarayon suvning harorati 4°C ga yetguncha davom etadi, chunki aynan shu haroratda suv eng katta zichlikka ega. Suvning harorati 0°C gacha pasayganda u muzlaydi.

Sho'r suvda sho'rlik qancha katta bo'lsa, muzlash harorati shuncha past bo'ladi. Dengiz suvining o'rtacha sho'rliqi taxminan 30—35 promillega teng bo'ladi. Dengiz suvining bunday konsentratsiyasida u maksimal zichlikka taxminan -2°C teng bo'lgan haroratda erishadi, bu harorat muzlash harorati deb ataladi.

Sho'rliqi 25 promilledan katta bo'lgan dengiz suvining muzlash xossalari yuqori kengliklardagi dengiz iqlimiga ega mamlakatlar uchun katta ahamiyat kasb etadi. Yilning sovuq vaqtida manfiy haroratlarda ham suv havoga o'zidan katta issiqlikni berishda davom etadi. Shuning uchun suv sirtida muz qoplamining paydo bo'lishi sekinlashib, yuqori kengliklardagi ba'zi joylarda qish mobaynida dengiz va okeanlarning katta qismlari muzdan holi bo'ladi.

Buning hammasi yuqori kengliklarda qirg'oqdagi hududlarning iqlimiga isituvchi va yumshatuvchi ta'sir o'tkazadi.

Yilning iliq vaqtida yirik suv havzalari ko'p miqdorda issiqlikni yig'ib, yilning sovuq vaqtida uni atmosferaga uzatadi. Natijada havo haroratining yillik amplitudalari sezilarli kamayadi. Dengizga yaqin joylashgan hududlarda bahor va yoz dengizlardan uzoq joylardagiga nisbatan salqinroq, kuz va qish esa iliqroq bo'ladi.

Tuproqda issiqlik almashinuv jarayonlari boshqacha kechadi. Tuproqda issiqlik uzatilishining asosiy mexanizmi — molekulyar issiqlik o'tkazuvchanlikdir. Shu bilan birga quruqlikning issiqlik sig'imi suvning issiqlik sig'imidan ancha kichik. Shu sababli, quruqlikning isishi va sovishi suvdagiga nisbatan ancha kichikroq chuqurliklarga tarqaladi. Quruqlikning isishi va sovishi suv sirtlaridagiga nisbatan tezroq sodir bo'ladi. Shuning uchun, quruqlik ustidagi harorat tebranishlari katta va bunga muvofiq yer sirtiga yaqin joylashgan havo harorati amplitudalari ham katta bo'ladi. Bundan tashqari, quruqlikda bug'lanishga sarflanadigan issiqlik miqdori ancha kam bo'ladi. Natijada, yuqorida sanab o'tilgan omillar ta'sirida quruqliklar ustidagi havo haroratining sutkalik va yillik o'zgarishlari suv sirti ustidagiga nisbatan ancha katta bo'ladi.

Suv va quruqliklar ustida issiqlik va namlik rejimlari shakllanishidagi farqlar, dengiz va okeanlar, orollar va qirg'oqbo'yi hududlarda *dengiz* yoki *okean iqlimi* deb ataluvchi o'ziga xos iqlim turlarining shakllanishiga sabab bo'ladi. Quruqliklar ustida shakllanadigan iqlim *qit'a* yoki *materik iqlimi* deb ataladi.

Iqlimning kontinentallik darajasi suv va quruqliklarning nisbiy taqsimotiga bog'liq bo'lib, qit'alar ichkarisiga kirib borgan sari ortib boradi. Qirg'oq chiziqlarining kuchli notekisligi iqlimning kontinentallik darajasini kamaytiradi. Kontinentallik darajasi nafaqat harorat rejimida, balki yog'inlar miqdorida ham namoyon bo'ladi. Okeanlardan uzoqlashgan sari yog'inlar miqdori kamayadi. Masalan, Sibirning shimoli sharqida joylashgan Verxoyanskda bir yilda 130 mm yog'inlar yog'adi. Aynan shu paytda, taxminan shu kenglikda joylashgan Grelandiyaning Janubi-sharqiy qirg'og'ida (Angmachsalik) bir yilda 870 mm yog'in yog'adi. O'rta kengliklardagi kontinental iqlim sharoitida (Ostona, Qozog'iston) bir yilda 330 mm yog'in yog'adi. Xuddi shu kenglikda, faqat dengiz iqlimida (Killarniy, Irlandiya) yillik yog'inlar miqdori 1440 mm ga yetadi.

Iliq va sovuq okean oqimlari iqlimga sezilarli ta'sir ko'rsatadi.

Yuqori kengliklarga yo'nalgan iliq oqimlar (Golfstrim, Kuro시오), ular yuvib turadigan qirg'oqlarda haroratning kichik yillik amplitudalari va o'ta iliq qish bilan xarakterlanadigan iqlimni yuzaga keltiradi. Bu yerda yog'inlar miqdori katta bo'lib, ko'p hollarda momaqaldiroqlar bilan birga kuzatiladi. Golf-

strim suvlari 10 ming km masofani o'tib, Floridadan Shpisbergan va Yangi Yer orollarigacha kirib boradi. Bu oqim sho'rli va zichligi turli bo'lgan ulkan suv massalarini ko'chiradi. Eni 120 km gacha, qalinligi 2 km gacha etadigan Golfstrim oqimida ko'chirilgan suvlarning hajmi Yer sharidagi barcha daryolar suv hajmidan 22 marotaba katta. G'arbiy Yevropa qirg'oqlari yaqinida oqimning harorati yozda 13° — 15°C , qishda 8°C issiq bo'ladi. Golfstrim Shimoliy Yevropa qirg'oqlarini yuvib o'tib, Barens va Kar dengizlari havzalarigacha yetib borib, g'arbiy Arktika iqlimini ancha ilitadi.

Baffin dengizidan Golfstrimga qarama-qarshi yo'nalgan sovuq katta Labrador oqimi janubga chiqib, u Labrador yarimorolini sharqdan aylanib o'tadi. AQSh qirg'oqlari yaqinida u Golfstrim oqimi bilan deyarli to'g'ri burchak ostida uchrashib, *subqutbiy gidrologik frontini* hosil qiladi. Bu oqimlar uchrashgan joyda suvning harorati noldan $+16^{\circ}\text{C}$ gacha tebranadi. Bu atmosferaning termodinamik holatiga katta ta'sir ko'rsatadi. Aynan shu joyda siklonlar yuzaga keladi.

Tinch okeanida sharqiy ekvatorial passat oqimining shimoliy tarmog'i Filippin orollari yaqinida shimolga buriladi. Tayvan orolidan shimolroqda u kuchayib, Kuro시오 iliq oqimini hosil qiladi. Yaponiya qirg'oqlarini yuvib o'tuvchi bu oqim 41° sh.k. dan shimolroqda kuchsizlanib, sharqqa buriladi. Shimoliy Amerika qirg'oqlariga yetib, u ikkiga ajraladi. Shimolga Alyaska va Aleut orollarining nihoyatda sovuq iqlimini yumshatuvchi iliq Aleut oqimi ketadi. Janubga esa sovuq oqimga aylangan Kaliforniya oqimi ketadi. Uning ta'sirida AQSh va Meksikaning g'arbiy qirg'oqlarida nisbatan salqin yoz kuzatiladi.

Oxirgi yillarda El-Ninyo hodisaning o'rganilishiga katta e'tibor berilmoqda. Bu Tinch Okeanining sharqiy qismidagi sho'rli kichik bo'lgan suv yuqori qatlamilarining mavsumiy iliq oqimidir. Odatda, u Janubiy yarimsharning yozida (dekabr yanvar) Janubiy Amerika qirg'oqlari bo'ylab 5° — 7° janubiy kengliklargacha tarqadi. Ba'zida bu oqim kuchayib, uzoq janub (15° j.k.)gacha kirib boradi. Tinch okeanining tropik hududlaridagi suv harorati anomalialari shu oqim bilan bog'liq.

El-Ninyo ikki sababning ta'siri ostida yuzaga keladi. Birinchidan, bu oqim, passatlar kuchsizlangan davrda, okeanning g'arbida iliq suv sirtining qalinligi ortib, keyinchalik bu suv massalari ekvatorial to'lqinlar ko'rinishida sharqqa ko'chganida kuzatiladi. Ikkinchidan, uning paydo bo'lishi ekvatorial g'arbiy shamollarning sharqqa kengayishi bilan bog'liq. Buning natijasida Tinch okeanining sharqiy qismida (janubiy yarimsharda) suv haroratining katta anomalialari shakllanadi. Bu davrda bu yerda, boshqa paytda umuman kuzatilmaydigan, kuchli yomg'irlar yog'ishi mumkin.

Ikki El-Ninyo hodisalari orasidagi vaqt oralig'i 2 dan 10 yilgacha o'zgarishi mumkin. Ayniqsa kuchli El-Nino hodisasi 1982—1983 yillarda kuzatilgan.

1982 yilning dekabrda Tinch okeanining katta maydonida suv sirti haroratining anomaliyasi 6°C dan oshgan edi. El-Ninyo hodisasi yuz berganda suv harorati, bosim va shamollar maydonlaridagi o'zgarishlar ulkan maydonlarda yog'in miqdoridagi katta tebranishlar bilan birga kechadi. Tropik kengliklardagi, odatda, qurg'oqchil qirg'oqlarda (Peru, Chili va boshq.) kuchli yog'inlar suv toshqinlarga olib keladi. El-Ninyo iliq suvlari okeanning suv yuqori qatlamlari ostiga kislorod kelishini kamaytirib, o'z atrofidagi okean flora va faunaga salbiy ta'sir ko'rsatadi.

Shunday qilib, El-Ninyo hodisasi nafaqat muhim iqlimiy, balki ekologik va iqtisodiy ahamiyatga ega.

Xulosa qilib, ta'kidlab o'tish kerakki, dengiz oqimlari iqlimni shakllantiruvchi qudratli omildir. U bevosita atrofdagi hududlar iqlimiga va atmosfera sirkulyasiyasi orqali okeanlardan olisda joylashgan hududlar iqlimiga ta'sir ko'rsatadi.

5.2. Relefning iqlimga ta'siri

Quruqlikning tahminan 35% maydonini morfometrik xususiyatlari va iqlimi turli bo'lgan tog' hududlari egallaydi. Iqlimga relief ta'sirining ko'p qirraliligiga qaramay ikkita xarakterli xossani ajratish mumkin.

Birinchidan, tog' tizimlari havò massalarining ko'chish jarayonlarini, shuningdek, atmosfera harakatlarining umumiy sirkulyasiya tizimini buzadi. Shu sababli M.A. Petrosyans atmosfera jarayonlariga *orografik* ta'sirlarni uch sinfga bo'lgan. Birinchi sinfga orografiyaning planetar sirkulyasiya tizimlari va havo oqimlari umumiy iqlimiy taqsimotining shakllanishiga yirik masshtabli ta'sirlari kiradi. Ikkinchi sinfga reliefning sinoptik masshtabdagi jarayonlarga, jumladan tog' yaqinida siklon va antisiklonlar paydo bo'lishi, rivojlanishi va harakati, atmosfera frontlarining keskinlashishi va yemirilishiga (orografik siklo- va frontogenez) ta'siri kiradi.

Ikkinchidan, tog' tizimlarining ichida relief xossalari ta'sirida iqlimning o'ziga xos xususiyatlari yuzaga keladi. Ular, M.A. Petrosyans tasnifi bo'yicha, uchinchi sinfga kiradi. Bu reliefning uzunligi katta bo'lmagan muayyan shakllarida (vodiy, tog' yonbag'ri, tog' havzasi, dovon va h.k.) meteorologik kattaliklarning taqsimotida turli xususiyatlarga olib keladigan, lokal orografik ta'sirlardir.

Geografik kenglik va atmosfera sirkulyasiyasidan tashqari, tog'larda iqlimni shakllantiruvchi asosiy omillarga tog' yonbag'irlarining tikligi va ekspozitsiyasi, relief shakli, dengiz sathiga nisbatan balandligi va reliefning boshqa xossalari kiradi. Yuqorida sanab o'tilgan omillarning atmosferaga va radiasion jarayonlarga ta'siriga qarab tog'larda iqlimning o'ziga xos turi — *tog' iqlimi shakllanadi*.

Tog'larning atmosfera jarayonlariga ta'sir mashtablari, ularning gorizontal cho'zilganligiga, balandligiga va kenglikka nisbatan joylashishiga bog'liq. Masalan, yirik tog' tizmalarining (Kavkaz, Pomir, Himolay va boshq.) ta'siri 10—12 km balandlikkacha sezilishi mumkin. Kavkaz tog'lari, kengliklar bo'yicha cho'zilganligi sababli, havo massalarining shimoldan janubga erkin o'tishiga to'sqinlik qilib, Shimoliy Kavkazdagi quruq salqin iqlimni Kavkaz ortidagi subtropik, nam iliq iqlimdan ajratib turadi.

Tog' reliefi radiasion balansning shakllanish jarayonlarini sezilarli o'zgartiradi. Balandlik bo'yicha havo zichligi va namligi, hamda aerazol konsentratsiyasining kamayishi bilan, atmosfera shaffoligining ortishi hisobiga 500—4200 m balandliklar oralig'ida ochiq havoda gorizontal yuzaga yetib kelgan sutkalik to'g'ri radiasiya miqdorlari dengiz sathidagilarga nisbatan 40% gacha ortishi mumkin.

Sutkalik to'g'ri radiasiya miqdorlariga ufqning yopiqligi katta ta'sir ko'rsatadi, u sutkalik miqdorlarni sezilarli darajada kamaytirishi mumkin. Reliefning ba'zi shakllarida (tog' havzalari, kengliklar yo'nalishda cho'zilgan tor vodiylar) qishda, ba'zida o'tish mavsumlarida, to'g'ri radiasiya yig'indilari nolgacha kamayishi mumkin.

Yonbag'irlarning ekspozitsiyasi va tikligi quyosh radiyasiyasining kelishida ma'lum rol o'ynaydi. Tikligi katta bo'lmagan shimolga qaragan tog' yonbag'irlariga gorizontal yuzaga qaraganda 10—15% kamroq radiasiya keladi. Aksincha, qiya bo'lgan janubiy ekspozitsiyali yonbag'irlarga gorizontal yuzaga nisbatan ko'proq radiasiya keladi. Janubi-g'arbiy, janubiy yoki janubi-sharqiy yo'nalishda cho'zilgan tik (30° dan katta) yonbag'irlar radiasiyaning eng katta miqdorlariga ega bo'ladi. Janubiy va shimoliy ekspozitsiyali yonbag'irlarga kelgan radiasiyaning sutkalik miqdorlari orasidagi farq ularning tikligiga bog'liq holda 5—12% orasida yotadi.

Bulutlilik ta'sirida tog'larda to'g'ri va sochilgan radiasiyalarning qayta taqsimlanishida sezilarli o'zgarishlar yuz beradi — ochiq havodagiga nisbatan to'g'ri radiasiya kamayadi, sochilgan radiasiya 5—6 barobar ortadi. Barcha tog' tizimlarida balandlik bo'yicha yig'indi radiasiyaning mumkin bo'lgan miqdorlari ortadi. Masalan, 500—4000 m balandliklar orasida yig'indi radiasiyaning sutkalik miqdorlari bir yilda o'rtacha 25—30% ga yuqoriligi kuzatiladi.

Ta'kidlash lozimki, yuqoriga ko'tarilgan sari Quyosh radiyasiyasining spektral tarkibi o'zgaradi. Tog'larda pastdagi tekisliklarga nisbatan yorug'lik qisqa to'liqlik nurlarga boy (ko'k, binafsha, ultrabinafsha ranglar).

Tog'larda yuqoriga ko'tarilgan sari, suv bug'ining miqdori tez kamayishi bilan, joyning balandligi ortgan sari effektiv nurlanish ham ortadi. Natijada, effektiv nurlanish kelgan qisqa to'liqlik radiasiyadan katta bo'ladi, ya'ni ma'lum balandlikda radiasiya balansi manfiy bo'lib qoladi. Masalan, Kavkazda

3200—3400 m balandlikda yillik radiasiya balansining qiymatlari nolga yaqin, bundan yuqorida va muzliklarda u manfiy bo'ladi.

Umuman, radiasiya balansining yillik o'zgarishi (Pomir, Tyan-Shan va boshq.) yorqin ifodalangan mavsumiy o'zgarishga ega — maksimum iyulda, minimum — dekabr yoki yanvarda kuzatiladi. Yozda ochiq havoda va turg'un qor qoplami yo'qligida balandlik bo'yicha radiasiya balansining biroz ortishi kuzatilishi mumkin. Qishda u asta-sekin kamayadi, qor yoki muz qoplagan hududlarda u manfiy bo'ladi.

Tog'larda yer sirti va havo haroratining taqsimoti nihoyatda rang-barang bo'ladi. U joyning balandligi, relef shakli, yonbag'irlarning tikligi va ekspozitsiyasi, to'shalgan sirtning ko'rinishi (o'simlik, qor, muz va h.k.) kabi omillarga bog'liq. Bundan tashqari, atmosferadagi sirkulyasion jarayonlarga nisbatan tog' tizimi joylashishining ta'siri ham katta.

Iqlimiy hisoblashlarda havo haroratini dengiz sathiga keltiriladi va haroratning o'rtacha vertikal gradiyenti $0,5^{\circ}/100$ m deb qabul qilinadi.

Joyning balandligiga bog'liq holda havo haroratining o'zgarishi eng yorqin ifodalangan. Haroratning taqsimotiga relef shakli ham katta ta'sir ko'rsatadi. Havo ochiq bo'lgan tunlarda, ba'zida qishda kunduzi ham, tog'larda harorat ma'lum balandlikkacha ko'tariladi, ya'ni baland joylarda harorat vodiy yoki tog' havzalaridagiga nisbatan yuqoriroq bo'ladi. Harorat *inversiyasi* yuzaga keladi. Buning sababi shundaki, sovuq havo yonbag'irlar bo'ylab pastga tushib, uning o'rniga pastliklardan siqilib chiqqan nisbatan iliq havo keladi. Masalan, Yakutiyada qishda balandroq joylarda past joylardagiga nisbatan sezilarli iliqroq bo'ladi. Verxoyanskda (balandlik 120 m) fevralda havoning o'rtacha harorati $-48,8^{\circ}\text{C}$, 1200 m balandlikda (Verxoyansk tog' tizmasida) esa havo harorati $-30,5^{\circ}\text{C}$, ya'ni $18,3^{\circ}\text{C}$ ga yuqoriroq.

Reliefning botiq shakllarida (tog' havzasida) havo haroratining sutkalik va yillik amplitudalari qavariq shakldagiga nisbatan bir necha barobar ortiq. Reliefning botiq shakllarida haroratning yillik amplitudalari balandlikka sust bog'liq bo'lib, vodiylar va havzalarining yopiqlik darajasi va chuqurligi bilan aniqlanadi. Yirik va chuqur suv havzalari joylashgan tog' havzalarida havo haroratining o'ziga xos rejimi yuzaga keladi. Masalan, Issiqko'l havzasida, dengiz sathidan 1600 m balandlikda yirik muzlamaydigan ko'l joylashganligi sababli, qish anchagina yumshaydi. Bu yerda xuddi shu balandlikda joylashgan yopiq tog' havzalaridagiga nisbatan harorat amplitudalari ancha kichik. Issiqko'l qirg'og'ida haroratning yillik amplitudalari Susamir botiqligi yoki Tyan-Shanning yassi tog'laridagidan (Sirtoq) deyarli ikki marta kichik.

Janubiy ekspozitsiyali tog' yonbag'irlari eng iliq bo'ladi, shimolga qaragan yonbag'irlarda eng past haroratlar kuzatiladi. Sharqiy yonbag'irlar, odatda, g'arbiy yonbag'irlaridan sovuqroq bo'ladi.

Tropik va subtropik kengliklardagi tog'li hududlarda havo harorati va boshqa meteorologik kattaliklarning yillik o'zgarishlari tekislanadi. Bu yerda yomg'irlar va qurg'oqchil davrlar uzayadi, havo haroratining sutkalik tebranishlari esa yillik amplitudalarning ekstremumlaridan katta bo'ladi. Tropik iqlim sharoitida baland tog'lardagi stansiyalarda haroratning sutkalik amplitudasi yillik amplitudalardan biroz katta bo'lishi mumkin. Masalan, ekvator yaqinida (12° j.k.) dengiz sathiga nisbatan 2850 m balandlikda joylashgan Kitoda (Ekvador) haroratning yillik amplitudasi $0,2^{\circ}$ ga teng ("abadiy bahor" ataluvchi iqlim). Havo haroratining sutkalik amplitudasi esa 20° gacha yetishi mumkin.

Yana bir xususiyat. Havo haroratining ekstremumlari kechroq muddatlarga siljiydi. Odatda, 800 m balandlikdan boshlab yilning eng iliq oyi - avgust, eng sovuq oyi esa — fevral bo'ladi. 1500 m dan balandda bahor kuzga qaraganda sovuqroq bo'ladi.

Tog'lar havoning namlik darajasiga sezilarli ta'sir o'tkazadi. Balandlik bo'ylab mutlaq namlik kamayadi, chunki havo harorati kamayadi, u bilan esa havodagi bug' miqdori chegaralanadi. Mutlaq namlikning eng katta qiymatlari — Quyoshning chiqish paytida kuzatiladi.

Tog'larda nisbiy namlik kam o'zgaradi, uning maksimal qiymatlari bulutlarning quyi chegarasi sathida kuzatiladi. Sutkalik o'zgarishda nisbiy namlikning minimumi yozda ertalab va tunda kuzatiladi, kunduzi u suv bug'ining vodiy shamoli bilan ko'chishi natijasida kattaroq bo'ladi. Yillik o'zgarishda o'rta kengliklardagi tog'larda nisbiy namlikning eng katta qiymatlari yozda, eng kichiklari — qishda kuzatiladi.

Tog'larning yonbag'irlarida havoning namligi doimo o'sha balandlikdagi erkin atmosferadagi sathlardagidan o'rtacha 10% ga katta bo'ladi.

Tog'larda bulutlilikning taqsimoti turlicha. Uning miqdori va turi joyning dengiz sathiga nisbatan balandligiga, relef shakliga, ustunlik qiladigan shamolga nisbatan tog' yonbag'irlari va vodiylarning ekspozitsiyasiga bog'liq. Bunda hal qiluvchi omil — bu tog'larning namlik olib keluvchi havo oqimlariga nisbatan joylashishidir. Tog' massivlari va tizmalarining shamolga qaragan tomonlarida havo massalarining ko'tarilishi majburiy konveksiyaga olib keladi va nam havoning *adiabatik* sovishi kuzatiladi. Shuning uchun ham tog'larning shamolga qaragan tomonida bulutlarning miqdori ortadi, shamolga teskari bo'lgan tomonida esa, aksincha, kamayadi. Yilning iliq davrida bulut tizimlarining kattalashishi va konvektiv bulutlar miqdorining ortishi kuzatiladi. Vodiy sirkulyatsiyasi normal rivojlanganda konvektiv bulutlar tog' tizmasi bo'ylab cho'zilib joylashadi. Tog'lar odatda qor bilan qoplangan yilning sovuq vaqtida ochiq havo yoki frontal xarakterdagi bulutlilik ustunlik qiladi.

Tog'dagi orografik to'liqlarda bulutlarning o'ziga xos shakli — *yas-miqsimon* bulutlar paydo bo'lishi mumkin (Ac lent, Cc lent).

Tog' reliefi yog'inlarning vaqt-fazo bo'yicha taqsimotiga va asosiy xususiyatlariga (turi, miqdori, davomiyligi, jadalligi) katta ta'sir ko'rsatadi. Balandlik bo'yicha yog'inlar miqdorining ortishi, geografik sharoitga, yil fasliga, yog'inlar hosil bo'lishining meteorologik sharoitlariga, sirkulyasiya jarayonlariga bog'liq bo'lgan ma'lum sathgacha kuzatiladi. Masalan, Himolay tog'larida yozda bu sath 1300 m balandlikda, qishda — undan balandroqda joylashgan bo'ladi. Bavariya Alplarida u qishda 600—1000 m balandlikda, yozda esa undan balandroq joylashgan bo'ladi. Kavkazda yog'inlar miqdori 2500—3000 m balandlikkacha ortib boradi, keyin kamayadi. G'arbiy Pomirda va O'rta Osiyoning boshqa tog' tizimlarida yog'inlar miqdori 4000 m balandlikkacha, ba'zida undan ham balandroqqacha ortadi.

Yog'inlarning miqdori va ularning maksimumi tog' yonbag'irlarining nam olib keluvchi oqimlarga nisbatan joylashishiga bog'liq. G'arbiy Gat (Hindiston) tog'larining shamolga qaragan yonbag'irlarida yozgi musson vaqtida yog'inlarning o'rtacha yillik miqdori 2000—3000 mm gacha, ba'zi joylarda 6700 mm gacha yetishi va undan ortiq bo'lishi mumkin.

Chilining janubiy qismida And tog'larining Tinch okean tomoniga qaragan yonbag'irlarda, yiliga 3000—5000 mm yog'inlar yog'adi. Shamolga teskari yonbag'irlarda, Patagoniyada, xuddi shu kengliklarda yog'inlar miqdori yiliga faqat 150—250 mm ni tashkil etadi.

O.A. Drozdov tomonidan orografiya ta'sirida yog'inlar maydonining uch xil xarakterli transformasiya zonalarining yuzaga kelishi aniqlanilgan.

Birinchi zonaga, tog' etagida, ayrim hollarda tog' tizmasidan ancha uzoqda yog'inlarning maksimumi kuzatiladigan havoning ko'tarilish hududi kiradi. Bu effekt, tog' massiviga yaqinlashgan havo oqimining sekinlashishi bilan izohlanadi. Havoning katta nisbiy namligida orografik konvektsiya qo'shimcha kondensasiya va yog'inlar yog'ishiga sabab bo'ladi. Tropik kengliklarda bu zonada yog'inlarning eng katta miqdori kuzatiladi. Tog' yonbag'irlarida yog'inlar kamayadi. O'rta kengliklarda ko'tarilish zonasida va tog' yonbag'irlarida yog'inlar miqdorining ortishi deyarli bir xil.

Ikkinchi zonaga, shamolga qaragan tog' yonbag'irlarida nam havo massalarining majburiy ko'tarilishida yuzaga kelgan yog'inlarning ortishi hududi kiradi.

Uchinchi zonaga, shimolga teskari tog' yonbag'irlarida yoki tog' havzalarida, havoning pastga harakatlanuvchi oqimlarida suv bug'ining to'yinish holatidan uzoqlashishi bilan bog'liq bo'lgan yog'inlarning kamayishi hududi kiradi.

Atmosfera yog'inlari tog'larda qor to'planishi va muzliklarni „oziqlantirishning“ asosiy manbai deb hisoblanadi. O'z navbatida, muzliklar suv zahiralari, suv oqimi va katta hududlarning suv balansini belgilaydi. O'rta Osiyoda ular xo'jalik faoliyatining muhim omilidir.

Tog'li hududlarda mahalliy sirkulyasiya yuzaga keladi. Ular, birinchi navbatda tog'-vodiy shamollari, *fyon*, *bora*, *dovon* shamollari va boshqalardir.

Tog'-vodiy sirkulyasiyasi yilning iliq davrida yaqqol ifodalanadi. U shamolning davriy almashishida ko'rinadi. Vodiy shamoli tekislikdan tog'larga namroq havoni olib keladi. Nam havo tog' tizimlari yonbag'ri-larida ko'tarilib, konvektiv bulutlar va yog'inlarni hosil qiladi. Tog' shamoli havoning pastga harakatlanuvchi oqimidir. Havoning adiabatik isishi hiso-biga haroratning tungi pasayishini sekinlashadi. Shuning uchun ham vodi-ylarda havo haroratining sutkalik amplitudalari atrofdagi tekisliklardagiga nisbatan kichikroq bo'ladi.

Fyon — bu tog' massivi yoki tizmasining shamolga teskari bo'lgan to-monida yuzaga keladigan havoning pastga harakatlanishi oqibatida paydo bo'ladigan iliq quruq shamol. Fyonda havo haroratining ortishi va namli-kning kamayishi mezo-, mikromasshtablardagi iqlimni shakllantiruvchi sezilarli omil bo'lishi mumkin.

Bora — baland bo'lmagan tog' tizmalaridan dengiz tomonga esadigan kuchli sovuq shamoldir. Novorossiyskda bora bir yilda o'rtacha 46 marta kuzatiladi. Bora, *fyon* kabi, mezo-, mikromasshtabdagi iqlim shakllan-tiruvchi omil hisoblanadi.

Tog'li hududlar uchun asosiy xususiyat — bu iqlimning vertikal zo-nalligi, ya'ni yuqoriga ko'tarilgan sari iqlimiy zonalarining ketma-ket al-mashishidir. Yuqoriga ko'tarilgan sari iqlimning o'zgarishi bilan o'simlik va hayvonot olami ham o'zgaradi. Balandlik sari iqlimiy zonalarining almashishi kengliklar o'zgarishi yo'nalishidagiga o'xshash bo'ladi. Tog'larda iqlimiy zonalar joylashishining o'zgarishi tezroq kuzatiladi va yuzlab metr-larda o'lchanadi. Kengliklar o'zgarishi yo'nalishida xuddi shunday masshtabdagi o'zgarishlar minglab kilometrlarda o'lchanadigan maso-falarda kuzatiladi.

Tog'li hududlarning o'zlashtirilishi bir qator tabiiy ofat va noxush gidrometerologik hodisalarning hisobga olinishi bilan bog'liq. Bularga qor ko'chkilari, sellar, suv toshqinlari, kuchli shamollar va boshqalar kiradi.

5.3. Tuproq va o'simlik qoplaminin iqlimga ta'siri

Yer sirtida Quyosh energiyasining yutilishi birinchi navbatda uning qaytarish qobiliyati bilan, ya'ni albedosi bilan belgilanadi (5.1-jadval).

Tabiiy sirtlarning albedosi
(V.L.Gayevskiy va M.I. Budiko bo'yicha)

<i>Sirt</i>	<i>Albedo</i>	<i>Sirt</i>	<i>Albedo</i>
<u>Yalang tuproq</u>		<u>Yog'och o'simligi</u>	
Qora tuproq	0,05 - 0,15	Ninabargli o'rmon	0,10 - 0,15
Nam qo'ng'ir tuproq	0,10 - 0,20	Yaproqli o'rmon	0,15 - 0,20
Quruq loy va qo'ng'ir tuproq	0,20 - 0,45	<u>Tabiiy sirtlarning asosiy turlari uchun o'rtacha qiymatlar</u>	
Quruq oq qumloq tuproq	0,25 - 0,45	Ninabargli o'rmon	0,14
<u>Dala, yaylov, tundra</u>		Tundra, dasht, yaproqli o'rmon, yilning nam vaqtidagi savanna	0,18
Suli va bug'doy dalasi	0,10 - 0,25	Yilning quruq vaqtidagi savanna va chalacho'l	0,25
Kartoshka maydoni	0,15 - 0,25		
Paxta dalasi	0,20 - 0,25		
Yaylov	0,15 - 0,25		
Quruq dasht	0,20 - 0,30		
Tundra	0,15 - 0,20	Cho'l	0,30

Yalang tuproqning albedosi keng chegaralarda o'zgaradi: qora tuproqlar uchun 0,05 dan quruq oq qumloq tuproqlar uchun 0,45 gacha. Tabiiy landshaftlarning albedosi ko'p o'zgarmaydi. Ignabargli o'rmonlar eng kichik albedoga, sahrolar eng katta albedoga ega. O'simliklar, ularning zichligi va yil fasliga bog'liq holda, albedosining qiymati 5—10% ga o'zgarishi mumkin.

Albedoning qiymati radiasiya balansining qisqa to'liqlik qismiga ta'sir ko'rsatadi. Tuproqning kunduzgi isish darajasi unga bog'liq. Kechasi manfiy radiasiya balansini tuproqning sovishiga olib keladi.

Tuproqning issiqlik rejimi radiasion omillardan tashqari, uning issiqlik-fizikaviy xususiyatlariga, ya'ni tuproqning issiqlik sig'imiga va issiqlik o'tkazuvchanligiga bog'liq.

Tuproqning issiqlik sig'imi uning namligi bilan aniqlanadi. Nam tuproqning issiqlik sig'imi quruq tuproqnikidan ancha katta bo'ladi. Nam tuproqlar sekinroq isiydi va mos holda, sekinroq soviydi.

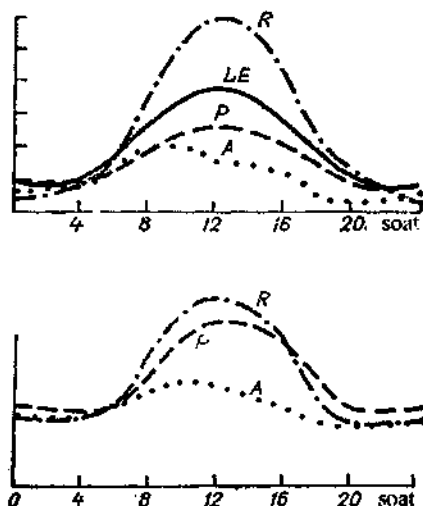
Tuproqning issiqlik o'tkazuvchanligi uning namligi, g'ovakligi va kimyo-mineral tarkibiga bog'liq. Havoning issiqlik o'tkazuvchanligi suvning issiqlik o'tkazuvchanligidan 25 baravar kichik bo'lganligi uchun, kunduzi quruq tuproq nam tuproqqa nisbatan kuchliroq isiydi. Nam tuproqning issiqlik o'tkazuvchanligi katta bo'lganligi sababli, qizigan yuza qatlamidan issiqlik chuqurroq joylashgan qatlamlarga tezroq o'tadi. Aynan shu sababli tunda nam tuproqning yuza qatlami quruq tuproqqa nisbatan kamroq soviydi. Tuproq issiqlik-fizikaviy xossalari uning namligiga bog'liqligi 5.2-jadvalda keltirilgan.

**Turli darajada namlangan tuproqning issiqlik-fizikaviy
xossalariining xarakterli qiymatlari**

Tuproqning namlanish darajasi	Hajmiy issiqlik sig'imi, $C_{hajm} \cdot 10^{-6}$ $J/m^3 \cdot \text{grad}$	Issiqlik o'tkazuv- chanlik koeffitsiyenti, $\lambda : J/m \cdot c \cdot \text{grad}$	Harorat o'tkazuv- chanlik koeffitsiyenti, $a \cdot 10^{-4} m^2/s$
Quruq	1,34	0,21	0,16
Kam namlangan	1,59	0,46	0,28
O'rtacha namlangan	1,93	0,84	0,43
Kuchli namlangan	2,43	1,47	0,60

Zich tuproq yumshoq tuproqdagiga nisbatan havo miqdorining ko'proq bo'lganligi uchun, kichikroq issiqlik o'tkazuvchanlikka ega. Shuning uchun ham yumshoq tuproqning sirti kunduzi yuqoriroq, kechasi pastroq haroratga ega. Mos holda yumshoq tuproqning sirtida zich tuproqnikiga nisbatan haroratning sutkalik amplitudalari kattaroq. Shudgorlangan tuproqda zich tuproqqa nisbatan haroratning yillik amplitudalari ham kattaroq.

Tabiiyki, tuproqning yuqorida sanab o'tilgan isish va sovish xossalari, hamda chuqurliklarda issiqlik almashinuvi tuproq issiqlik balansi tashkil etuvchilarining sutkalik o'zgarishiga ta'sir ko'rsatishi kerak. Sutkaning iliq vaqtida issiqlik balansi tashkil etuvchilarining sutkalik o'zgarishlari yaxshi ifodalangan ko'rinishga ega (23a-rasm). O'rta kengliklarda kunduzi radiatsiya balansining nisbatan katta musbat qiymatlari bug'lanishga, issiqlik turbulent uzatilishiga va tuproqda issiqlik aylanishiga sarflanadi. Bunda tuproqqa issiqlik oqimi boshqa turdagi yo'qotishlarga sarflangan issiqlik miqdoridan ancha kichik. Sutkaning kattaroq qismida issiqlik oqimi tuproqning chuqurliklaridan uning sirti tomon yo'nalgan bo'ladi. Tunda manfiy radiatsiya balansi asosan tuproqning issiqlik uzatishi hisobidan qoplanadi (kompensasiyalanadi).



23 - rasm. Issiqlik balansi tashkil etuvchilarining sutkalik o'zgarishi.
a) Sankt-Peterburg; b) O'rta Osiyo
chalacho'llari. Iyul.

Kunduzi chalacho'lda issiqlikning asosiy oqimi atmosfera tomon va tuproqning chuqurliklari tomon yo'nalgan bo'ladi (23b-rasm). Bunda issiqlikning turbulent oqimi tuproq chuqurligiga yo'nalgan issiqlik oqimidan ancha katta bo'ladi. Tunda issiqlikning radiasion yo'qotishlari birinchi holdagi kabi chuqurlikdan kelgan issiqlik oqimi hisobiga qoplanadi.

Ta'kidlab o'tish kerakki, yilning iliq vaqtida issiqlik balansi tashkil etuvchilarining sutkalik o'zgarishlari o'rta kengliklardagiga o'xshash iqlimiy sharoitlar uchun issiqlik balansi tashkil etuvchilarining yillik o'zgarishiga o'xshash bo'ladi. Mos holda tuproq va uning eng ustki qatlamlari haroratining sutkalik va yillik o'zgarishlari radiasiya balansining davriy o'zgarishlarini takrorlaydi. Tuproqning issiqlik-fizikaviy xossalari va albedosi tuproqning mutlaq haroratiga, uning sutkalik va yillik amplitudalari qiymatlariga o'z hissasini qo'shadi. *Bu ta'sirlar quyidagicha.*

Birinchidan, kunduzi quruq va yumshoq tuproqlarning harorati nam va zich tuproqlarning haroratidan doimo yuqori bo'ladi. Kechasi, aksincha quruq va yumshoq tuproqlar nam va zich tuproqlardan kuchliroq soviydi. Bunga muvofiq quruq va yumshoq tuproqlar haroratlarining sutkalik va yillik amplitudalari nam va zich tuproqlar amplitudalaridan kattaroq bo'ladi.

Ikkinchidan, o'simliklar qoplami kunduzi tuproq sirtini qisqa to'liqinli radiasiya oqimlari orqali isishidan himoya qiladi, kechasi esa nurlanish orqali issiqlik yo'qotishidan saqlaydi. Shu sababli o'simliklar qoplami ostidagi tuproq yalang tuproqqa qaraganda kunduzi salqinroq, kechasi iliqroq bo'ladi.

Tuproq harorati va unga yaqin joylashgan havo qatlamlarining harorati orasida kuchli bog'liqlik bo'lganligi uchun, tuproqning turi, uning namligi va tuzilishi ma'lum iqlimiy ta'sir o'tkazadi.

5.4. Qor va muz qoplaminin iqlimga ta'siri

Yer sirtiga yoqqan qor uzoq vaqt davom etgan havoning manfiy haroratlarida qor qoplami hosil qiladi. Ko'rilayotgan hududda yer sirtining 50% dan ko'prog'ida qor yotgan bo'lsa, bu joyda qor qoplami bor deb hisoblanadi. Ko'rilayotgan joy iqlimining shakllanishida qor qoplami alohida ahamiyatga ega.

Birinchidan, qor qoplami yer sirtining radiasion xususiyatlariga katta ta'sir ko'rsatadi. Qorning yuqori albedosi (80-90%) va uning infraqizil spektrdagi kuchli nurlanishi qor sirtining kuchli sovishiga olib keladi. Shu bilan birga qorning kichik issiqlik o'tkazuvchanligi yer sirtining sovishiga yo'l qo'ymaydi va natijada yer sirtining harorati yetarlicha baland bo'ladi. Qishda qor qoplami qancha yupqa bo'lsa, tuproq sirti shuncha kuchliroq muzlaydi.

Ikkinchidan, qor qoplami uning ustidagi havo qatlamini sovitadi, natijada qor qoplami ustida haroratning kuchli va chuqur radiasion inversiyalari yuzaga keladi. Bahorda qor qoplami haroratning qor inversiyasi paydo bo'lishiga olib keladi.

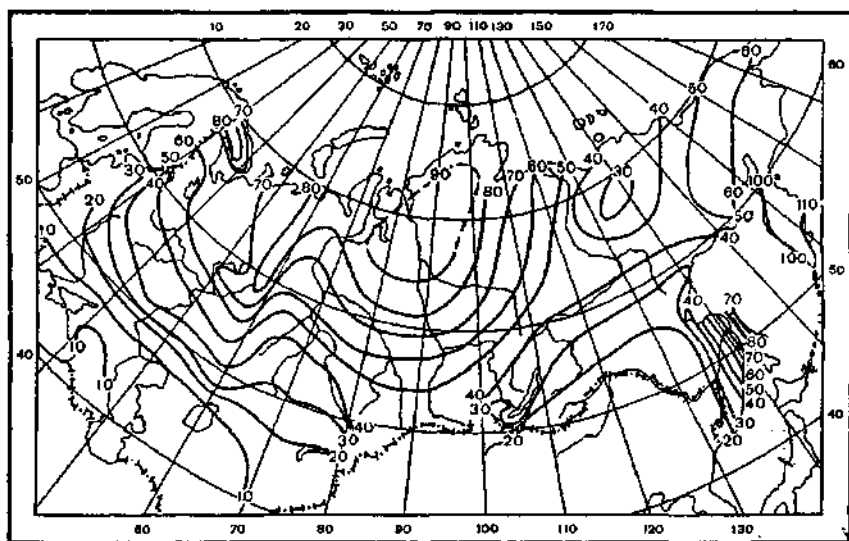
Uchinchidan, suv zahiralarning shakllanishida qor qoplami ahamiyati nihoyatda katta. Aynan qor qoplami Yevroosiyoda daryo suvlarining 50% ni ta'minlaydi. O'rta Osiyoda barcha yirik daryolar suv bilan qor va muzliklar erishi hisobiga ta'minlanadi. Qor qoplami shu regiondagi barcha muzliklarning nam zahiralari shakllantiradi.

Qor qoplami bahordagi erishi tekisliklardagi daryolarda suv toshqiniga olib keladi. Ko'tarilgan suv sathining balandligi nafaqat qor zahiralari, balki qorning erish tezligi va yer sirtining xususiyatlariga bog'liq. Agar kuzda qor muzlagan yer sirtiga yoqqan bo'lsa, u holda suv toshqini nihoyatda kuchli bo'ladi. Ekstremal hollarda suv toshqini fojiali xarakterga ega bo'lishi mumkin.

To'rtinchidan, qor qoplami, ayniqsa tog'larda, shuningdek yozda Arktika va Antarktikada tarqoq radiatsiya miqdorini oshiradi. Natijada, buyumlarning yoritilganligi oshadi, bu esa alpinistlarda ko'z tinishiga olib keladi.

Qor qoplami qalinligi va davomiyligi (qor qoplami mavjud bo'lgan kunlar soni) asosiy xarakteristikalar deb hisoblanadi.

Manfiy haroratlarda qancha ko'p qor yog'sa va qishda iliq havo qancha kam kuzatilsa, qor qoplami qalinligi shuncha katta bo'ladi (24-rasm).



24-rasm. MDH hududidagi qor qoplami balandligi (sm).

Rossiyada ko'p yillik ma'lumotlarga ko'ra eng qalin qor qoplami Kamchatkada (100 sm gacha), uning janubi-sharqiy qirg'oqlarida yanada qalin qoplami (pana joylarda — 150 sm gacha, tog'larda — 300 sm gacha) kuzatiladi. Huddi shunday qor qoplami Saxalinda ham kuzatiladi. Shimoliy Uralda va O'rta Sibir yassi tog'ligining G'arbiy tog' etaklarida qor qoplami 90 sm gacha yetadi. Bu hududdan janubga va g'arbga qor qoplami qalinligi kamayadi. Rossiya Yevropa qismining ko'p hududlarida u 50 sm dan ortiq bo'ladi. Moskvada martning birinchi dekasida qor qoplami 60 sm ga yetadi. Janub tomon qor qoplami qalinligi kamayadi. Qora, Azov va Kaspiy dengizlarining shimoliy qirg'oqlarida u 10 sm dan kam bo'ladi.

Qor juda ko'p yoqqan yillarda Rossiyaning g'arbida qor qoplami ko'p yillik o'rtacha qalinligidan 4 marta, shimoli-sharqda esa — 1,5—2 marta katta bo'ladi.

O'zbekistonning tekislik qismida qor qoplami har yili kuzatilmaydi. Ayrim sovuq qishlarda qor qoplami shimoli-g'arbiy va markaziy hududlarda 5—10 sm, sharqiy tog' etalariga yaqin hududlarda 10—20 sm va undan ortiq qiymatlargacha yetishi mumkin.

Qor qoplami taqsimoti joyning orografiyasi va topografiyasiga bog'liq. Reliefning past joylarida qor qoplami qalinroq, chunki u yerga qor shamol bilan ham keltiriladi. Tepaliklarda, aksincha, shamol qorni uchirib ketadi. Tog'larda shamolga qaragan yonbag'irlarda va dovonlarda qor qoplami ancha qalin bo'ladi. Achishxo tog'i yaqinida (Kavkazorti) qish oxirida qor qoplami o'rtacha 4—5 m, ba'zi yillarda — 7—8 m gacha yetadi.

O'rta Osiyo tog'larida va dovonlarda qor qoplami qalinligi 4—5 m va undan ortiq bo'lishi mumkin. Bu hududlar ko'chki xavfi bo'lgan hududlar hisoblanadi.

Janubi-g'arbiy chekkasidan tashqari Yevropaning deyarli barcha tekislik joylarida qor yog'ishi kuzatiladi. Masalan, janubiy Italiyada yilda o'rtacha bir kun qor yog'adi va qor qoplami kuzatilmaydi. Shimoliy Afrika qirg'og'ida, Suriya va Falastinda qor yilda bir marta yoki undan ham kam yog'adi. Rossiyaning barcha hududlarida qor yog'adi. Rossiyaning katta qismida qor yillik yog'inlar miqdorining 25—30% ni tashkil qiladi. Qrimning janubiy sohilida, Kavkazorti pastliklarida va Turkmanistonning janubida ayrim yillarda qor yog'masligi mumkin. Bu yerda turg'un qor qoplami kuzatilmaydi yoki ko'p turmaydi. AQShda faqat Florida va Kaliforniyaning janublarida qor yog'maydi. Meksika yassi tog'larida qor 19° sh.k. kacha yog'adi, lekin qor qoplami janubiy chegarasi bu yerda ham yuqoriroq kengliklarda yotadi.

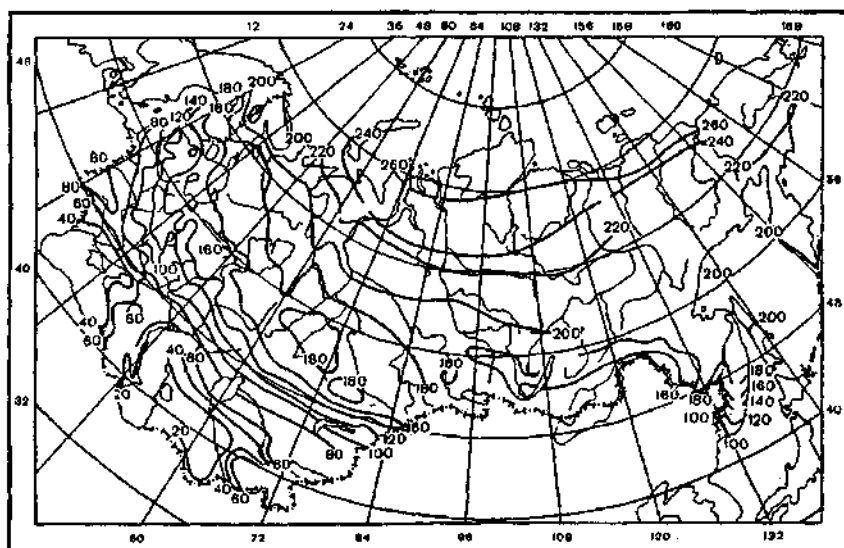
Yuqori qutbiy kengliklarda (Antarktida, Grenlandiya, Arktika havzasi) qor qoplami yil mobaynida saqlanadi. O'rta va tropik kengliklarda qor yil

mobaynida faqat baland tog'larda kuzatiladi. O'rta kengliklardagi tekisliklarda qor qoplami kuzda shakllanadi va bahorda erydi.

MDHda birinchi qor qoplami Novosibirsk orollarida o'rtacha avgust oxirlarida, Rossiya Yevropada qismining uzoq shimoli-sharqida — oktyabr boshida, Moskvada — noyabr boshida, Qrimning janubiy sohilida va O'rta Osiyoda — yanvarning birinchi dekadasida hosil bo'ladi. Tepaliklarda pastliklardagiga qaraganda qor qoplami oldinroq yuzaga keladi. Turli joylarda qor qoplami paydo bo'lishi sanasidagi tebranishlar 35 kundan 85 kunchaga yetishi mumkin. Turg'un qor qoplami odatda birinchi qor bilan yuzaga kelmaydi. Havoning ilishida qor qoplami erishi, keyin yana hosil bo'lishi mumkin va h.k. Bahorgacha saqlanadigan turg'un qor qoplami o'rtacha bir oydan (MDH janubi-g'arbi) yetti oygacha (shimoli-sharqi) kuzatilishi mumkin. Shimoliy Yer orollarining janubiy orollarida qor qoplami to'qqiz oydan ko'proq saqlanadi. Qrimning janubiy sohilida qor 10 kundan kam, Kaspiyning janubi-sharqiy qirg'og'ida 4 kundan kam yotadi (25-rasm).

O'rta Osiyoda qor qoplami davomiyligi 60—70 kundan (shimoli-g'arb) 20 kungacha (janub) o'zgaradi.

Janubiy hududlarda qor qoplami eng katta qalinligi fevralning boshlarida kuzatiladi. Fevralning oxirida Qrimning janubiy sohilida va O'rta Osiyoning janubida qor qolmaydi. Shimoliy Yer orolida qor iyulning boshlarigacha yotadi.



25-rasm. MDHda qor qoplami kunlar soni.

Tog'li xududlarda qor qoplami vertikal taqsimotining muhim xarakteristikasi *qor chizig'i* hisoblanadi. Yil davomida tog'larda qor qoplami saqlanib turadigan balandlik qor chizig'i deb ataladi (ko'pyillik o'rtacha hisobda).

Qor chizig'i nafaqat harorat rejimiga, balki qattiq atmosfera yog'inlari miqdoriga ham bog'liq. Qutbiy kengliklarda qor chizig'i past joylashgan, chunki u yerda, xatto yozda ham, manfiy haroratlar kichik balandliklardan yoki dengiz sathidan boshlanadi. Matochkin Sharida (76° sh.k.) qor chizig'ining balandligi 700 m, Shpisbergenda — 300—500 m, Frans-Iosif Yerining shimolida — 50—100 m ga teng bo'ladi. Janubiy yarimsharda yoz nisbatan salqin bo'lganligi uchun qor chizig'i pastroq joylashadi; Janubiy Georgiya orolida (54° j.k.) — 500 m balandlikda, Janubiy Shetland orollari (62° j.k.) esa doimo qor bilan qoplangan.

Tropik kengliklarga yaqinlashgan sari qor chizig'i ko'tariladi; tropik yaqinida u o'rtacha 5300 m, ayrim tog' tizmalarida 6000 m balandlikda joylashgan. Ekvatorga yanada yaqinlashganda yog'inlar ko'payadi va qor chizig'i o'rtacha 4600 m gacha pasayadi.

Iqlim kontinentalligining ortishi bilan, ya'ni yozgi haroratlar ko'tarilganda, yog'inlar esa kamayganda, qor chizig'i balandligi oshadi. Alp tog'larida qor chizig'i 2500—3200 m, Kavkazda 2700—3900 m, Pomirda 4500—5500 m, Qoraqurumda 5500—5900 m balandlikda joylashgan. Kavkazda, Qora dengizdan uzoqlashgan va yog'inlar kamaygan sari, g'arbdan sharq tomonga qor chizig'i balandligi tez ko'tariladi. Kavkaz tog'larining g'arbida u 2700—2900 m balandlikda joylashgan, Dog'istonda esa 3500—3650 m gacha ko'tariladi.

Tog'larning janubiy yonbag'irlarida shimoliylariga nisbatan qor chizig'i odatda balandroq joylashgan bo'ladi.

Muz qoplaminig albedosi 30—40 % ga teng, ya'ni ko'pchilik tabiiy sirtlarning va tuproqlarning albedosidan taxminan ikki baravar katta. Muzda yutilgan issiqlik uning yerishiga sarflanadi, natijada muz sirtining harorati nol gradusdan ortmaydi. Shuning uchun ham muz qoplami yaqinidagi havo haroratini sezilarli kamaytiradi. Bundan tashqari muz sirtining past harorati bug'lanishni kamaytiradi, tabiiyki, suv bug'i miqdorini ham. Muzning issiqlik o'tkazuvchanligi qornikidan katta. Suvdan kelib muzdan o'tgan issiqlik oqimi hisobiga qor qoplami ostida bo'lgan suv havzalari atrofidagi havoga isituvchi ta'sir ko'rsatadi. Masalan, muz bilan qoplangan Baykal ko'li qirqog'ida qishda havo harorati ko'ldan olis joylardagidan taxminan 5° balandroq bo'ladi.

Ba'zida, qor sirtida hosil bo'lgan muz qoplami uning ostidagi o'simliklarning nobud bo'lishiga olib keladi.

Ma'lum hududlarning iqlimiga abadiy muzliklarning ta'siri alohida o'rin egallaydi. Bu yozda ham erimaydigan, tuproq qatlaminig qalinligi 1—2

metrdan yuzlab metrgacha yetadi. Abadiy muzliklarning qalinligi qator omillarga bog'liq: tuproq xossalari, o'simlik qoplami, tog' yon bag'irlari ekspozitsiyasi, yer harorati rejimi, qor qoplami qalinligi va boshqalar. Masalan, Shimoliy Ural tog' oldiga yaqin joylashgan Vorkutada u 80—130 metr, Vaygach ko'li yaqinida 400 metr, Nerdvikda 600 metr atrofida, Yakutskda 210—220 metr, Baykalortida 70—80 metr.

Muzlagan tuproq qatlami suvni yomon o'tkazadi. Shu sababli, yomg'ir suvlari va erigan suvlar tuproqning ustki qatlamida ushlanib qoladi, ular yozda eriydi, bu esa botqoqlanishga olib keladi. Boshqa tomondan, yer ishlari uchun bu abadiy muzlik ijobiy omil bo'lib xizmat qilishi mumkin. Masalan, Sharqiy Sibirda. Bu yerda yog'inlar kam. Muzlagan tuproq suvni ushlab qoladi va uning erib borishi bilan tuproq qo'shimcha miqdorda suv oladi.

Abadiy muzlik yer ishlarida, ayniqsa, shaharsozlikda muammolarni yuzaga keltiradi. Abadiy muzlik ustida qurilgan binolar zamin erishi natijasida cho'kish va qulashi mumkin. Shu munosabat bilan iqlimning kutilayotgan isishi abadiy muzlik bilan qoplangan hududlarni o'zlashtirishga sezilarli ta'sir ko'rsatishi mumkin.

NAZORAT SAVOLLARI

1. Suvning issiqlik sig'imi va sho'rliqi suv va havo orasidagi issiqlik almashinishiga qanday ta'sir ko'rsatadi?
2. Dengiz va kontinental iqlimlar qaysi sabablarga ko'ra shakllanadi?
3. Iqlimning shakllanishida okean oqimlarining roli qanday?
4. Iqlimning shakllanishida El-nino hodisasi qanday ahamiyatga ega?
5. Iqlimning shakllanishida orografik ta'sirning ko'lamlari qanday?
6. Radiasiya balansining shakllanishida orografiyaning roli qanday?
7. Orografiya havoning harorati va namligiga qanday ta'sir ko'rsatadi?
8. Orografiya bulutlilik va yog'in rejimiga qanday ta'sir ko'rsatadi?
9. Tog' hududlarida qanday mahalliy sirkulyasiyalar yuzaga keladi?
10. Yer sirti harorat rejimining shakllanishida uning albedosi va issiqlik-fizikaviy xossalariining roli qanday?
11. Tuproq issiqlik balansi tashkil etuvchilarining sutkalik o'zgarishi qanday xususiyatlarga ega?
12. Qor qoplamining iqlim shakllanishiga ta'siri qanday?
13. Muz qoplami va abadiy muzliklar iqlimga qanday ta'sir ko'rsatadi?

VI BOB. IQLIMLAR TASNIFLARI. MEZO- VA MIKROIQLIM

6.1. Iqlimlarni tasniflash va hududlashtirish tamoyillari

Yer shari yuzida iqlimlarning xilma-xilligi kuzatiladi. Bu iqlimlarning u yoki bu alomatlariga yoki ularning kelib chiqishi sharoitlariga qarab bo'linishi *iqlimlar tasnif* deb ataladi. Ixtiyoriy masshtabdagi joyni (fizikaviy-geografik provinsiya, mamlakat yoki uning bir qismi, qit'a yoki uning bir qismi, okean va boshq.) u yoki bu darajadagi birjinsli iqlimiy sharoitlari yoki umuman iqlimiy alomatlariga qarab mintaqalar va hududlarga bo'lish iqlimiy *hududlashtirish* deb ataladi. Shunday qilib, iqlimiy hududlashtirish iqlim turlarini ajratishga, ya'ni ularni tasniflashga imkon beradi.

Iqlim tasniflari umuman o'simliklar, tuproqlar, daryo tarmog'i, relef yoki landshaftning tarqalishiga, yoki global iqlimiy tizimning lokal iqlimlaridan kelib chiqqan iqlim shakllanishi qonuniyatlari asoslangan bo'ladi.

Iqlimlarni hududlashtirish inson faoliyatining ma'lum sohalariga tegishli (qishloq xo'jaligi, aviatsiya, transport, tibbiyot, qurilish va boshqalariga xizmat ko'rsatish) amaliy masalalarni yechishga yo'nalgan. Bunda u alohida ob'ektlar uchun detallashtirish bo'lishi mumkin. Masalan, qishloq xo'jaligiga xizmat ko'rsatish maqsadida hududlashtirish agrotexnik, geografik, gidrologik, tuproq va boshqa sharoitlarni hisobga olgan holda muayyan qishloq xo'jalik ekini uchun bajarilishi mumkin.

Iqlimlarning u yoki bu tasniflari yoki hududlashtirish amalga oshirilganda quyidagi talablarni hisobga olish lozim. Ulardan birinchisiga tasniflashni (hududlashtirishni) qo'llash chegaralari, maqsadlari va vazifalarini fizik nuqtai nazardan aniq belgilash masalalari kiradi. Ikkinchi talab, zamonaviy ilmiy saviyaga va kuzatish ma'lumotlarining mavjudligiga muvofiq, tasnif vazifalarini to'g'ri tanlash bilan bog'liq. Xususan, ko'rilayotgan hudud iqlimiy sharoitlarini ob'ektiv xarakterlaydigan yetarlicha sinalgan mezonlar va yangi ishlab chiqilgan miqdoriy mezonlarni qo'llash lozim. Bu *parametrlarni* hisoblash *reprezentativ*, aniq va oson olinadigan meteorologik ma'lumotlarga asoslangan bo'lishi kerak. Bu ayniqsa, bug'lanuvchanlik va yog'inlar miqdori kabi kattaliklarga tegishli.

Qo'llanilayotgan mezonlarga bog'liq holda iqlim tasniflarini to'rtta guruh botanik, gidrologik, tuproq va genetik tasniflarga bo'lish mumkin.

6.2. Iqlimning botanik tasniflari

6.2.1. Kyoppen tasnifi

Yer sharida o'simliklarning iqlim bilan bog'liqlikdagi dastlabki rayonlashtirilishi 1872 yilda Grizebax tomonidan o'tkazilgan. O'simliklarning tabiiy geografik zonalligi va uning iqlim bilan bog'liqligi 1874 yilda de Kondol tomonidan qayd etilgan. U beshta zona ajratgan bo'lib, ular harorat rejimi va namlanish sharoitlarga bog'liq. De Kondol prinsipini rivojlantirib, Kyoppen o'z tasnifini yaratgan.

Kyoppenning iqlimlar tasnifi harorat va yog'inlar rejimlarini hisobga olishga asoslangan. Kyoppen beshta kengliklar bo'yicha joylashgan iqlimiy zonalarini ajratadi:

A — qish bo'lmaydigan tropik yomg'irlar zonasi, barcha oylarda o'rtacha havo harorati $+18^{\circ}\text{C}$ dan yuqori;

B — to'liqsiz xalqa ko'rinishda yer sharini qamrab olgan ikkita quruq zonalar (har bir yarimsharda bittadan), eng iliq oyning harorati $+10^{\circ}\text{C}$ dan yuqori, bu zonada ikkita *zona osti* ajratiladi: BS — cho'l, BW — sahro;

C — nomuntazam qor qoplamli kuzatiladigan ikkita mo'tadil iliq zonalar, eng sovuq oyning o'rtacha harorati $+18^{\circ}\text{C}$ dan past, lekin -3°C dan yuqori;

D — yaqqol ifodalangan qish va yoz kuzatiladigan *boreal* iqlim zonasi, eng iliq oyning o'rtacha harorati $+10^{\circ}\text{C}$ dan yuqori, eng sovuq oyning harorati -3°C dan past;

E — qorli iqlimning ikkita *qutbiy* hududlari, ular o'z navbatida ikkita podzonalarga bo'linadi; ET — tundra iqlimi, EF — abadiy ayoq iqlimi, eng iliq oyning o'rtacha harorati $+10^{\circ}\text{C}$ dan past, EF uchun 0°C dan past. C va D zonalar uchun qo'shimcha bo'linishlar kiritilgan;

a — eng iliq oyning harorati $+22^{\circ}\text{C}$ dan yuqori;

b — eng iliq oyning harorati $+22^{\circ}\text{C}$ dan past, lekin kamida to'rt oy uchun o'rtacha harorat $+10^{\circ}\text{C}$ dan yuqori;

c — 1 oydan 3 oygacha vaqt mobaynida o'rtacha harorat $+10^{\circ}\text{C}$ dan yuqori;

d — eng sovuq oyning o'rtacha harorati -38°C dan past.

Quruq zonalar uchun bu harflar qo'llanilmaydi, ular o'rniga jazirama (o'rtacha yillik harorat $+18^{\circ}\text{C}$ dan yuqori) va salqin (o'rtacha yillik harorat $+18^{\circ}\text{C}$ dan past) sahrolar haqida ma'lumotlar qo'llaniladi. „h“ harfi jazirama hududlarga, „k“ — sovuqroq quruq hududlarga mos.

Namlanishni xarakterlash uchun mavsumiy namlanishni hisobga olgan taqdirda yog'inlar (r , sm) va yillik harorat (t , $^{\circ}\text{C}$) orasidagi munosabatlar qo'llaniladi:

qishki yog'inlarda
yozgi yog'inlarda
bir tekis namlanishda

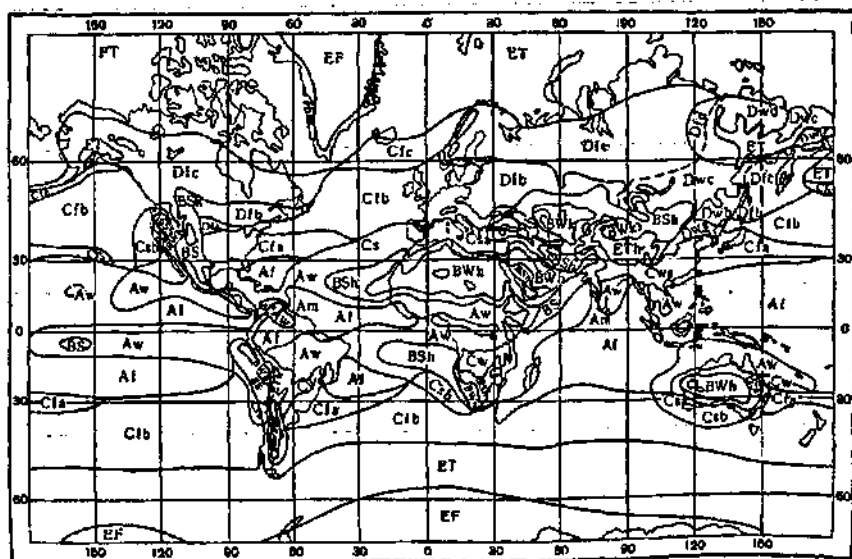
$$\begin{aligned} & \text{BS} \\ & r_r \leq 2t_r \\ & t_r + 14 \leq r_r \leq 2(t_r + 14) \\ & t_r + 7 \leq r_r \leq 2(t_r + 7) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \text{BW} \\ & r_r < t_r \\ & r_r < t_r + 14 \\ & r_r \leq t_r + 7 \end{aligned}$$

Qurg'oqchilikning kelish payti (A, S va D zonalarida) quyidagi harflar bilan ajratiladi: w — qishki qurg'oqchilik, s — yozgi qurg'oqchilik, f — bir tekis namlanish.

Asosiy harflarni hisobga olgan holda o'simliklar bilan bog'liq holda Kyoppen yer sharining quyidagi iqlimlar tizimini yaratdi (26-rasm):

1. A_f — tropik o'rmonlar iqlimi;
2. A_w — savanna iqlimi (As iqlim atmosfera sirkulyasiyasining yillik o'zgarishiga mos kelmaydi va deyarli kuzatilmaydi);
3. B_s — cho'llar iqlimi;
4. B_w — sahrolar iqlimi;
5. S_w — quruq qish bilan mo'tadil iliq iqlim (musson hududlarda);
6. C_s — quruq yoz bilan mo'tadil iliq iqlim (O'rtayer dengizi yoki etezyi iqlimi);
7. C_f — bir tekis namlanish bilan mo'tadil iliq iqlim (baland tog'lardagi tekisliklarda (plato) S iqlimlar A iqlimlar bilan almashadi);
8. D_w — quruq qish bilan boreal iqlim (musson hududlarda);



26-rasm. Yer shari iqlimlari. Kyoppen bo'yicha.

9. D_f — bir tekis namlanish bilan boreal iqlim.

D iqlimlar uchun „a“ va „b“ yaproqli o'rmonlar iqlimlari, „s“ va „d“ tayga iqlimlarini berishi ahamiyatli. Tekisliklarda D_s iqlim uchramaydi, chunki o'rmonlar sovuq qishdan keyin yozgi qurg'oqchilikka chiday olmaydi, lekin bu iqlim turi tog'larda kichik maydonlarda uchraydi, o'rmonlar (masalan, Hisor tog'larida yong'oq) yozda baland tog'lardan tushgan suv hisobiga sug'oriladi;

10. ET — tundra iqlimi;

11. EF — abadiy ayoz iqlimi.

Kyoppen meteorologik ko'rsatkichlardan kelib chiqib baland tog'lar va tekisliklar iqlimlarni farqlamaydi. Shuning uchun ham ichki tropik zonasida A iqlimlar yuqoriga ko'tarilgan sari C, ET va EF iqlimlar bilan almashadi, Tibetda ba'zida EB - quruq tundrasimon iqlim ajratiladi.

Ba'zi iqlimlar — B_s , B_w , C_w , D_f , D_w — ko'pincha quruqlikda kuzatiladi, ulardan ba'zilar okeanda ham kuzatiladi (masalan, passatlar zonasidagi quruq iqlimlar). Quruqliklarda eng katta maydonlarni D_f , B_c va B_w iqlimlar egallaydi, okeanlarda esa — A_f , C_f , E_T va A_w .

Umuman yer shari bo'yicha iqlimlar quyidagi maydonlarni egallaydi (butun yer shari maydoniga nisbatan): A_f — 30%, A_w — 13,1%, B_s — 6,7%, B_w — 3,9%, C_w — 2,5%, C_s — 2,6%, C_f — 22,1%, D_f — 5,8%, D_w — 1,5%, ET — 13,4%, EF — 5,4%.

Bu tasnif ba'zi kamchiliklardan holi emas:

— B_s va B_w turlar uchun namlanish mezonlari qoniqarsiz, chunki yillik harorat yog'inlar miqdori bilan yaxshi moslashmaydi;

— V zonani batafsillash uchun asosiy termik ko'rsatkichlar qo'llanilmagan;

— tekislik va baland tog'lar uchun iqlimlar ajratilmagan;

— rayonlashtirishning botanik tamoyiliga to'g'ri kelmaydigan musson iqlimlari ajratilgan.

Biroq, bunga qaramasdan iqlimlarning bu tasnifi eng yaxshi va batafsil iqlimlar tasnifi deb hisoblanadi. Iqlimiy zonalar chegaralarining miqdoriy meteorologik mezonlar bilan farqlanishiga yo'l qo'yilganligi bu tasnifning ob'ektivlik darajasini pasaytiradi.

6.2.2. L.S.Berg bo'yicha iqlimlarning landshaft-botanik tasnifi

Tasnif geografik tamoyilda tuzilgan, unda yer sharining landshaft zonalarini hisobga olingan. Ba'zi zonalar miqdoriy chegaralarining Kyoppen va boshqa tasniflardan eng katta farqi uning landshaft nuqtai nazaridan tuzilishida. Shu bilan birga iqlimlarning zamonaviy chegaralari landshaft alo-

matlari bo'yicha emas, balki meteorologik alomatlar bo'yicha belgilanadi. Yer sharining iqlimlari pastliklar va baland tog'lar iqlimlariga bo'linadi. Ularga qisqacha tavsif beramiz.

Pasttekisliklar iqlimlari.

1. Tundra iqlimi. Eng issiq oyning o'rtacha harorati $10-12^{\circ}\text{C}$ dan past, lekin 0°C dan yuqori. Ikkita *podtip* mavjud: a) shimoliy yarimshar tundrasi (quruqlikda) va b) janubiy yarimshar tundrasi (okeanik).

2. Tayga (Sibir) iqlimi. Iyul oyining o'rtacha harorati $10-20^{\circ}\text{C}$, yillik amplitudasi 10°C dan kam emas, yog'inlar miqdori $300-600$ mm. *Podtiplar*: a) g'arbiy, bulutli va qorli qish bilan: b) Sharqiy Sibir, ochiq quruq va nihoyatda sovuq qish bilan.

3. Mo'tadil zona o'rmonlar iqlimi (dub iqlimi). Iliq davrdagi 4 oyning harorati $10-22^{\circ}\text{C}$. Yozgi yog'inlar ustunlik qiladi. Bunga o'rmon-dasht ham kiradi.

4. Mo'tadil kengliklardagi musson iqlimi — oldingi iqlimning bir turi bo'lib, ochiq sovuq quruq qish, nam yoz va shamollarning mavsumiy almashinuvi bilan ajralib turadi.

5. Dasht iqlimi. Yoz iliq yoki issiq, yog'inlar minimumi yozda. Iqlim turlari: a) dasht iqlimi — salqin qish, yog'inlar miqdori $200-450$ mm, quruq shamollar (mo'tadil kengliklardagi dashtlar); b) iliq qishlar bilan ajralib turadigan dasht iqlimi (subtropik va tropik dashtlari).

6. O'rtaer dengizi iqlimi. Subtropik hududlar. Yoz issiq va quruq, qish iliq va nam, yog'inlar kuzda, qishda va bahorda yog'adi. Iqlim turlari: a) eteziya iqlimi; b) subtropik cho'llar iqlimi; v) salqin yozgi O'rtaer dengizi iqlimi.

7. Subtropik o'rmonlar zonasi iqlimi. Eng sovuq oyning o'rtacha harorati $+2^{\circ}\text{C}$ dan yuqori. Yoz issiq va yog'inlarga boy, qishda yog'inlar nisbatan kam yog'adi.

8. Materik ichidagi sahrolar iqlimi (mo'tadil zona). Barcha mavsumlarda yog'inlar kam (300 mm dan kam), ayniqsa yozda. Qish salqin, eng sovuq oyning o'rtacha harorati $+2^{\circ}\text{C}$ dan past, qisqa davrda bo'lsa ham, qor yog'adi. Iqlimning alohida bir turi — nisbatan salqin yoz bilan ajraladigan Patagoniya sahro iqlimi. O'rta Osiyoning katta qismidagi iqlim aynan shu iqlim turiga kiradi.

9. Subtropik sahrolar iqlimi (passatlar hududi), yog'inlar nihoyatda oz, ayniqsa yozda. Yoz issiq, yog'insiz, qish ham iliq, eng sovuq oyning o'rtacha harorati $+10^{\circ}\text{C}$ dan past emas. Havo haroratining sutkalik amplitudasi juda katta. Iqlimning alohida bir turlari — Peru, Chili shimolidagi va Janubiy Afrikaning 18° sh.k. kacha cho'zilgan g'arbiy qirg'oqlaridagi sahro iqlimlari.

10. Savanna yoki tropik o'rmon-dasht iqlimi. Eng sovuq oyning o'rtacha harorati 18°C dan yuqori, yog'inlar ko'p, lekin $200-250$ sm dan

ortmaydi, qishga va bahorga to'g'ri keladigan yaqqol ifodalangan quruq davr mavjud.

11. Nam tropik o'rmonlar iqlimi. Yog'inlar ko'p, yilga 150 sm dan kam emas, quruq davr qisqa yoki umuman kuzatilmaydi. Eng sovuq oying o'rtacha harorati $+18^{\circ}\text{C}$ dan past emas, haroratning yillik amplitudasi kichik ($1-6^{\circ}\text{C}$).

Baland plato iqlimlari. Platolarga dengiz sathidan 1000 m dan yuqori joylashgan yassi tepaliklar kiradi. *Iqlimning asosiy turlari:*

1. Qutbiy muzli plato iqlimi — o'rtacha oylik haroratlar bo'yicha — abadiy ayoz;

2. Mo''tadil mintaqadagi baland dasht va yarimcho'llar iqlimi;

3. Mo''tadil kengliklardagi sahrolar iqlimi;

4. Tibet iqlimi, yoz salqin, haroratning katta yillik va sutkalik amplitudalari;

5. Subtropik dashtlar iqlimi (yoki Yeron iqlimi);

6. Tropik plato yoki baland savannalar iqlimi. Haroratning yillik amplitudasi kichik, yozning ikkinchi yarmida yog'inlar maksimumi, qish va bahorning bir qismida — quruq davr.

Umuman, Kyoppen tasnifiga qaraganda Bergning iqlimlar tasnifi landshaft zonalari bilan yaxshiroq bog'liq. Berg tasnifi iqlim, relef, tuproq qoplami va o'simliklar orasida katta bog'liqlik va o'zaro ta'sir borligini yaqqol ko'rsatadi. Berg tasnifining kamchiliklaridan biri — u okeanlarda iqlimiy zonalarni taqsimotini ko'rsatmaydi.

6.3. Iqlimning genetik tasniflari

Bu tasniflar iqlimning shakllanish qonuniyatlarini qo'llashda yaratilgan. Ulardan asosiylarini ko'rib chiqamiz.

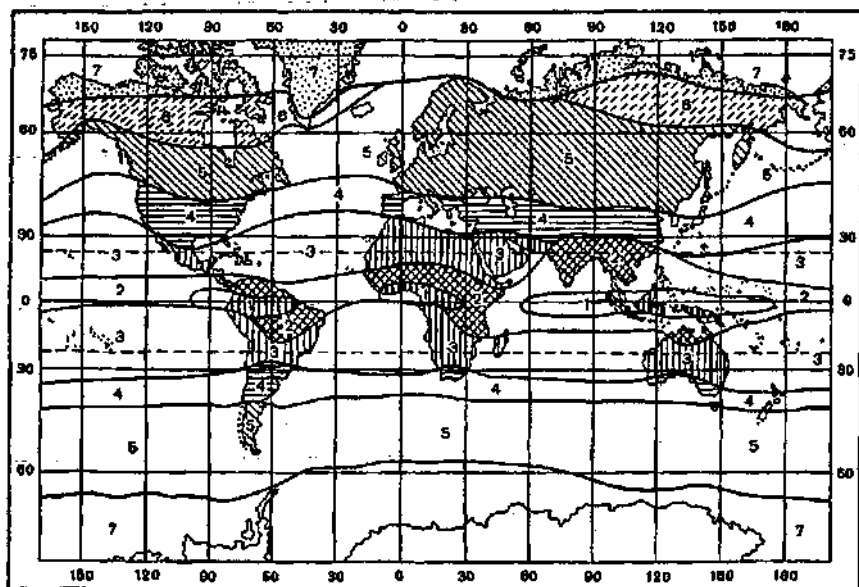
6.3.1. Sirkulyasion alomatlariga asoslangan tasniflar

Ilk bor iqlim xususiyatlarini atmosfera bosimining yillik taqsimoti bo'yicha tushuntirib berishga P.I. Brounov (1904) harakat qildi. U ustunlik qiladigan shamol yo'nalishlarini ajratadigan o'qlarni aniqladi va bu alomatga asoslanib shimoliy yarimshar uchun to'rtta asosiy va ikkita ikkinchi darajali zonalarni ajratdi. A.A. Kaminskiy (1932) asosida harorat ko'rsatkichlari va nisbiy namlik yotgan o'z tasnifini yilning iliq yarmi uchun shamolni ajratuvchi chiziqlar bilan to'ldirdi. B.P. Alisovning iqlimlar genetik tasnifi asosida ma'lum geografik tipdagi havo massalarining ustunlik qilishida ifodalangan atmosferaning umumiy sirkulyasiya sharoitlariga mos ravishda yer sirtining iqlimiy zonalarni va mintaqalarga bo'linishi yotadi. Qishda va yozda *iqlimiy frontlarni*

ing joylanishiga qarab zonalar orasida chegaralar o'tkaziladi. Yettita bosh iqlimiy zonalar ajratiladi: *ekvatorial*, ikkita *tropik*, ikkita *mo'tadil*, *arktik* va *antarktik* zonalar. Bosh iqlimiy zonalar oraliq zonalar bilan to'ldiriladi: qishda tropik, yozda ekvatorial havo ustunlik qiladigan ikkita *ekvatorial mussonlar* zonolari; qishda mo'tadil kengliklar, yozda tropik havo ustunlik qiladigan ikkita *subtropik* zonalar; qishda arktik, yozda mo'tadil kengliklar havosi ustunlik qiladigan *subarktik* va unga o'xshash *subantarktik* zonalar. Bu zonalarining qisqacha tavsifi 6.1-jadvalda, ularni yer shari bo'yicha taqsimoti 27-rasmda keltirilgan.

Ekvatorial zonada yil mobaynida ustunlik qiladigan havo massasi — ekvatorial havodir. Bu havo passat bilan kelgan tropik havoning transformasiyasi natijasida yuzaga keladi. Havoning transformasiyasi uning butun qalinligi bo'yicha kuchli namlanishidir. Namlanish okeanlarda va quruqliklarda bir xil kuzatiladi, chunki quruqliklarning katta maydonlarini nam tropik o'rmonlar egallaydi.

Havoning nisbiy namligi katta, o'rtacha oylik qiymatlari 70% dan past emas. Ekvatorial havo zonasi iqlimi nam tropik o'rmonlar iqlimiga (Berg bo'yicha) to'g'ri keladi.



27-rasm. B.P. Alisov bo'yicha kengliklar iqlimiy mintaqalarining karta-sxemasi. 1 — ekvatorial, 2 — ekvatorial musson, 3 — tropik, 4 — subtropik, 5 — o'rta kengliklar, 6 — subarktik (subantarktik), 7 — arktik (antarktik).

**B. P. Alisov bo'yicha kenglik mintaqalari (zonalar)
va iqlim turlarining
SXEMASI**

1-mintaqa — ekvatorial havo (EH)	2-mintaqa — ekvatorial mussonlar, yoki subekvatorial	3-mintaqa — tropik havo (TH)	4-mintaqa — subtropik havo (SH)	5-mintaqa — o'rta kengliklar havosi	6-mintaqa — subarktik (subantarktik) havo	7-mintaqa — arktik va antarktik havo (AH)
1 — konti- nental, ekvatorial. Landshaft — nam ekvatorial o'rmon.	1 — konti- nental mussonlar. Landshaft — savanna	1 — konti- nental tropik. Landshaft — tropik sahro	1 — konti- nental subtropik. Landshaft — subtropik sahro va dashlar	1 — konti- nental o'rta kengliklar. Landshaft — chala sahro, dashi, o'rta kengliklar o'rmonlari	1 — konti- nental subarktik. Landshaft — tayga, o'rmon- tundra	1 — arktik. Landshaft — qubiy tundra, muzlar
2 — okeanik ekvatorial	2 — okeanik mussonlar	2 — okeanik tropik	2 — okeanik subtropik	2 — okeanik o'rta kengliklar	2 — okeanik subarktik yoki subantark- tik. Landshaft — dengiz yaqini tundrasi	2 — arktik iqlim. Landshaft — qubiy tundra, muzlar

1-mintaqa — ekvatorial havo (EH)	2-mintaqa — ekvatorial mussonlar, yoki subekvatorial	3-mintaqa — tropik havo (TH)	4-mintaqa — subtropik havo (SH)	5-mintaqa — o'rtacha kengliklar havosi	6-mintaqa — subarktik (subantarktik) havo	7-mintaqa — arktik va antarktik havo (AH)
	3 — mussonlar, qit'alarining g'arbiy qirg'oqlari. Landshaft — savanna	3 — okeanik antisiklon- larning sharqiy chetlari. Landshaft — nam sahralar (qirg'oqlarda)	3 — qit'alar g'arbiy qirg'oqlari- ning subtropik iqlimi. Landshaft — o'rtaer dengizi	3 — dengiz, g'arbiy qirg'oqlar. Landshaft — o'tloqlar, yaproqli o'rmonlar		
	4 — mussonlar, qit'alarining sharqiy qirg'oqlari. Landshaft — nam ekvato- rial o'rmon	4 — okeanik antisiklon- larning g'arbiy chetlari. Landshaft — tropik o'rmonlar (qirg'oqlarda)	4 — sharqiy qirg'oqlar- ning musson- subtropik iqlimi. Landshaft — subtropik o'rmonlar	4 — sharqiy qirg'oqlar- ning musson iqlimi. Landshaft — o'rtacha mintaqalar o'rmonlari va dastlari		

Eslatma. Iqlimning har bir tipida pasttekisliklar va tog'liklar iqlimlari kuzatilishi mumkin.

Har bir yarimsharda ekvatorial mussonlar zonasi tropik frontning qishki va yozgi holatlari orasida joylashgan bo'ladi. Bu zona havo massalarining mavsumiy almashinuvi bilan xarakterlanadi. Yozda tropik mussonlar zonasida ekvatorial havo ko'rinishidagi nam musson ustunlik qiladi va ekvatorial zonaga xarakterli ob-havo rejimini hosil qiladi. Qishda bu zonada quruq ob-havo olib keladigan kontinental tropik havo ko'rinishidagi quruq musson ustunlik qiladi. Yillik yog'inlar miqdori 1000—1500 mm ni tashkil qiladi. Ekvatorial mussonlar iqlimi savanna iqlimiga (Berg bo'yicha), zonaning quruqroq joylarida — tropik dashtlar iqlimiga mos keladi.

Tropik zonada quyidagi iqlim turlarini ajratish mumkin: *kontinental tropik, dengiz tropik, subtropik antisiklonlarning sharqiy chetlari* va *g'arbiy chetlari iqlimlari*.

Kontinental tropik iqlimi yil mobaynida kontinental tropik havoning ustunlik qilishi bilan xarakterlanadi. Bu havo nihoyatda issiq va quruq. Eng issiq oyning harorati 30—39°C, eng sovuq oyning harorati esa +10°C dan pasaymaydi. Xarakterli landshaft — sahro chetlarida joylashgan sahrolar va quruq cho'llar.

Dengiz tropik iqlimi ekvatorial havo iqlimiga o'xshaydi. U katta namlik va haroratning kichik yillik amplitudasi bilan ajralib turadi. Bunday iqlimli joylarda odatda tropik frontlarda paydo bo'ladigan tropik siklonlar tez-tez kuzatiladi.

Subtropik antisiklonlarning sharqiy chetlaridagi iqlim tropik zonadagi quruqliklarning g'arbiy qirg'oqlarida kuzatiladi. Antisiklonlarning bu chetlarida o'rta kengliklardagi nisbatan sovuq havoning quyi kengliklarga ko'chishi yuz beradi. Bu havoda suv bug'i miqdori kam bo'ladi, u quyi kengliklarga yetib kelib qirg'oqlarda isiydi va to'yinish holatidan yana ham uzoqlashadi. Shuning uchun tropik zonadagi qit'alarining g'arbiy qirg'oqlarida iqlim havoning past harorati va yog'inlarning oz miqdori bilan xarakterlanadi. Nisbiy namlik esa baland. Bu yerda yog'inlarning oz miqdori, ba'zi joylarda butunlay yo'qligi o'rta kengliklardan nisbatan sovuq havoning kelishi, bu yerda yog'inlar hosil bo'lishiga va havoning ko'tariluvchan harakatiga to'sqinlik qiladigan harorat inversiyasining yuzaga kelishi bilan tushuntiriladi. Inversiyaning kuchayishiga tropik zonadagi g'arbiy qirg'oqlar yaqinida mavjud bo'lgan sovuq oqimlar sabab bo'ladi. Iqlimning bunday turlari Sahroi Kabirning Atlantika qirg'og'ida, Namib, Atakama va boshqa sahrolarda shakllanadi.

Subtropik antisiklonlarning g'arbiy chetidagi iqlim tropiklarda qit'alarining sharqiy qirg'oqlarida kuzatiladi. Bu yerda yil mobaynida ustunlik qilayotgan passat oqimlari qirg'oqqa nam tropik havoni olib keladi. Shu sababli tropik zonaning sharqiy qirg'oqlarida ko'p yog'in kuzatiladi. Ularning taqsimoti relefga va tog' yonbag'irlarining ekspozitsiyasiga bog'liq. Ayniqsa kat-

ta miqdordagi yog'inlar nam passat tomoniga qarab turgan yonbag'irlarda kuzatiladi. Eng nam joylarda — nam tropik o'rmonlar, namligi kamroq bo'lgan joylarda — savanna, quruq joylarda — cho'llar joylashadi.

Tropik va mo'tadil zonalar orasida subtropik zona joylashgan. Bu zonada yozda tropik havo, qishda o'rta kengliklar havosi ustunlik qiladi. Qish salqin, yoz issiq bo'ladi.

Subtropik zonada subtropik iqlimning to'rtta turi ajratiladi: *kontinental, dengiz, g'arbiy qirg'oqlar* (O'rtayer dengizi) va *sharqiy qirg'oqlar* (musson) iqlimlari.

Subtropik kontinental iqlim subtropik sahro, yarimsahro va quruq cho'llarda hosil bo'ladi. Bu joylar *quruq subtropiklar* deb ataladi. Yozda bu yerda kontinental tropik havo ustunlik qiladi. Shuning uchun quruq subtropiklarda yoz issiq va quruq. Eng issiq oyning o'rtacha harorati 28—30°C gacha yetadi. Qishda bu yerlarda o'rta kengliklar havosi ustunlik qiladi. Yog'inlar ko'pincha qishki va bahorgi davrlarda kuzatiladi. Bu paytda ular o'rta kengliklar frontida rivojlangan siklonik faoliyat bilan bog'liq. Yog'inlarning yillik miqdori 500 mm dan oshmaydi, ba'zida 300 mm va undan ham kam.

Dengiz subtropik iqlimi qishda siklonik ob-havo, yozda antisiklonik ob-havo bilan xarakterlanadi. Qishda siklonik faoliyat bu paytda subtropik kengliklarga siljigan o'rta kengliklar frontida rivojlanadi. Yozda ob-havoning antisiklonik rejimi yuqoriroq kengliklarga yetib kelgan subtropik yuqori bosimli zona bilan bog'liq. Yil davomida yog'inlar miqdori 1000 mm va undan ortiq bo'lishi mumkin. Bunday iqlimli joylar *nam subtropiklar* deb ataladi. Ularning landshafti nam subtropik o'rmonlar bilan tavsiflanadi.

Subtropik zonadagi g'arbiy qirg'oqlar iqlimi yoki O'rtayer dengizi iqlimi quruq yoz va seryomg'ir yumshoq qish bilan xarakterlanadi. Iqlimning bu turi yozda subtropik antisiklonlarning sharqiy chetlaridagi havo oqimlari ta'sirida, qishda o'rta kengliklar fronti quyiroq kengliklarga siljigan paytda siklonik faoliyat ta'sirida shakllanadi.

Subtropik zonadagi qit'alarining sharqiy qirg'oqlari iqlimi musson xarakteriga ega. Bu yerda issiq nam yoz va quruq nisbatan sovuq qish kuzatiladi. Qishki musson o'rta kengliklardagi kontinental havo oqimi bilan ifodalanadi, yozgi musson esa dengiz tropik havosining oqimidir. Subtropik zonadagi qit'alarining sharqiy qirg'oqlari iqlimida nam subtropik o'rmonlar kuzatiladi.

Mo'tadil iqlim zonasida o'rta kengliklar havosi ustunlik qiladi. Tez-tez arktik (antarktik) havo va tropik havo massalarining kirib kelishi kuzatiladi. Bu zonada quyidagi iqlim turlari ajratiladi: kontinental, dengiz, qit'alarining g'arbiy va sharqiy qirg'oqlari iqlimi.

O'rta kengliklar kontinental iqlimi shu kengliklarda yil mobaynida ustunlik qiladigan kontinental havo massasi ta'sirida yuzaga keladi. Yil davomida 400-600 mm gacha yog'inlar yog'adi, ularning maksimumi yozda kuzatiladi. Qish sovuq, yoz issiq. Xarakterli *landshaft* — mo''tadil zonadagi yaproqli o'rmonlardir, janubiy hududlarda — dasht, chala sahrolar va hatto, sahrolar.

Mo''tadil zonadagi dengiz iqlimi dengiz havosi ta'sirida shakllanadi. Bu iqlim sharoiti haroratlarning kichik yillik amplitudalari, katta miqdordagi bulutlilik va yuqori namlik bilan ajralib turadi. Yil mobaynida faol *siklonik* faoliyat kuzatiladi, shuning uchun yog'inlarning yil mobaynidagi taqsimoti bir tekis bo'ladi.

Mo''tadil zonadagi qit'alarining g'arbiy qirg'oqlari iqlimi yilning barcha mavsumlarida o'rta kengliklar dengiz havosi ustunligi bilan xarakterlanadi. Bu yerda qish iliq, yoz - nisbatan salqin. Kuchli bulutlilik va yuqori namlik kuzatiladi. Yog'inlar miqdori relef va yonbag'irlarning ekspozitsiyasiga bog'liq. Shamolga qaragan g'arbiy yonbag'irlarda yog'inlarning yillik miqdori 1000—3000 mm va undan ortiq bo'lishi mumkin. Yil mobaynida yog'inlar bir tekis taqsimlangan bo'ladi. *Landshaft* — keng yaproqli o'rmonlar, lekin, ba'zi joylarda ignabargli o'rmonlar, hatto tundra ham uchralishi mumkin.

Mo''tadil zonadagi qit'alarining sharqiy qirg'oqlari iqlimi musson xarakteriga ega. Qishda bu qirg'oqlarda sovuq kontinental havo oqimi bo'lgan kontinental musson vujudga keladi, yozda qirg'oqqa o'rta kengliklar dengiz havo massalarini olib keladigan *okeanik* musson hosil bo'ladi. Qish sovuq, qor kam, ob-havo ochiq, yoz esa bulutli, yomg'irli kuzatiladi. *Landshaft* — mo''tadil zona o'rmonlari.

Subarktik (subantarktik) zona yozda o'rta kengliklar havosi, qishda — arktik havo ustunligi bilan xarakterlanadi. Subarktik zonada iqlimning ikkita turi ajratiladi: *kontinental* (faqat shimoliy yarimsharda) va *dengiz* iqlimi.

Kontinental subarktik iqlim qishda sovuq arktik havo, yozda o'rta kengliklardagi nisbatan iliq kontinental havoning ustunligi bilan ajralib turadi. Qish davomli va nihoyatda sovuq. Yoz iliq, lekin qisqa. Haroratning yillik amplitudalari ancha katta. Yog'inlar miqdori katta emas. *Landshaft* — tayga, o'rmon-tundra.

Dengiz subarktik iqlimi qishda dengiz arktik havosi, yozda o'rta kengliklardagi dengiz havosining ustunligi bilan xarakterlanadi. Qish nisbatan yumshoq, yoz — salqin. Haroratning yillik amplitudasi 20°C dan oshmaydi. *Landshaft* — tundra.

Arktik va antarktik zonalar yil mobaynida arktik (antarktik) havoning ustunligi bilan xarakterlanadi. Eng iliq oyning o'rtacha harorati 0°S atrof-

ida va undan past. Faqat Arktika orollarida, Grenlandiyaning markaziy hududlaridan tashqari, u 0°C dan biroz yuqori bo'ladi.

Arktika iqlimi, Grenlandiyaning markaziy hududlaridan tashqari, dengiz iqlimi turiga kiradi. Berg tasnifi bo'yicha, Arktika va Antarktika iqlimlari abadiy ayoq va arktik tundra iqlimlariga kiradi.

Berg va Alisov iqlimlar tasniflari orasida katta bog'lanish bor. Alisov bo'yicha iqlimiy zonalar Berg tasnifi bo'yicha ma'lum zonalariga mos keladi (o'rta kengliklardagi iqlimiy zonalarda bog'lanish kichikroq). Alohida aytib o'tish kerakki, Alisov tasnifi okean va quruqliklarga tarqaladi, Berg tasnifi esa asosan quruqliklarga taalluqli.

6.3.2. Faol sirtning issiqlik balansini xususiyatlariga asoslangan tasniflar

Bu tasniflar M.I. Budiko va A.A. Grigorevlar nomlari bilan bog'liq. M.I. Budiko tomonidan harorat, namlik, bulutlilik va joyning kengligi bo'yicha radiasion balansni bilvosita aniqlash usullari ishlab chiqilgan. Keyinchalik, issiqlik balansining tashkil etuvchilarini aniqlash usullari rivojlandi. Quruqlikning issiqlik va suv balanslari tashkil etuvchilari orasida genetik bog'lanish aniqlandi. Buning asosida M.I. Budiko tomonidan quruqlik radiasion indeksi $K = \frac{R}{Lr}$ qiymatlari bo'yicha geografik zonalar ajratish taklif qilingan. Bu yerda R — yer sirti ko'p yillik radiasion balansining o'rtacha qiymati, L — bug'lanishning yashirin issiqligi, r — yog'inlar miqdorining o'rtacha ko'p yillik qiymati. Landshaft turlariga mos K ning sakizta gradasiyalari ajratilgan.

MDH iqlimlarining tasnifi asosiga quyidagi alomatlar qo'yilgan: Namlanish sharoitlari (K quruqlik indeksleri qiymatlari bo'yicha), iliq davrning harorat sharoitlari, qishning harorat sharoitlari va qorlilik darajasi.

Birinchii alomat bo'yicha quyidagi iqlimlar ajratiladi; I — o'ta nam ($K < 0,45$), II — nam ($0,45 < K < 1$), III — namlik yetarli bo'lmagan ($1 < K < 3$), IV — quruq ($K > 3$). Ikkinchi alomat bo'yicha: 1 — o'ta sovuq (barcha oylarning o'rtacha harorati 0°C dan past), 2 — sovuq (havo harorati 10°C dan yuqori bo'lgan davrda to'shalgan sirt haroratlar yig'indisi 1000°C dan kam), 3 — o'rtacha iliq (harorat yig'indilari 1000°C dan 2200°C gacha), 4 — iliq (harorat yig'indilari 2200°C dan 4400°C gacha), 5 — juda issiq (haroratlar yig'indilari 4400°C dan katta).

Uchinchi alomat bo'yicha qishlar yanvarning o'rtacha harorati va qor qoplaminin dekadadagi eng katta balandligi (50 sm dan baland yoki past) bo'yicha ajratiladi: A — sovuq, kam qorli qish (yanvarning o'rtacha harorati -32°C dan past, qor qoplami 50 sm dan past), B — sovuq, ko'p qorli qish (harorat yuqoridagidek, qor qoplami 50 sm dan baland), C — o'rtacha sovuq, kam qorli qish

(harorat -13°C dan -32°C gacha, qor qoplami 50 sm dan past), D — *o'rtacha sovuq, ko'p qorli qish* (harorat avvalgiddek, qor qoplami 50 sm dan baland), E — *o'rtacha yumshoq qish* (yanvarning harorati 0°C dan -13°C gacha), F — *yumshoq qish* (yanvarning harorati 0°C dan yuqori).

Yuqorida ko'rsatilgan uchta alomatlarining kombinatsiyasi 30 iqlim turlarini beradi. I tur: C tur arktik sahro, 2A, 2B, 2C, 2D, 2E — tundra va o'rmon-tundra, 3E — alp o'tloqlar, II tur: 3A, 3B, 3C, 3D — ignabargli o'rmonlar, 4C, 4D, 4E — aralash va keng yaproqli o'rmonlar, 5F — subtropik o'rmonlar, III tur: 3A, 3C, 3D, 3E — Sibir tog'li dashtlari va cho'llar, 4C, 4D, 4E, 4 — cho'l va cho'lo'rmonlar, 5E, 5F — subtropik o'simliklar kserofitlari, IV tur: 3C, 3D — tog'li sahrolar, 4E, 4D — shimoliy sahrolar, 5E, 5F — subtropik sahrolar iqlimiga xos.

Bu tasnif bo'yicha O'rta Osiyo tekislik hududlarining katta qismi IV5E — subtropik sahrolar iqlim turiga kiradi.

6.4. Iqlimning gidrologik va tuproq bo'yicha tasniflari

6.4.1. Iqlimning gidrologik tasniflari

A.I. Voyeykov o'z tasnifida daryolar iqlim mahsuli, degan fikrdan kelib chiqqan. Bu qoida o'rtacha uzunlikdagi daryolar uchun to'g'ri. Yirik, nihoyatda uzun daryolarning boshlanishi bir iqlimiy mintaqada bo'lsa, keyin ular boshqa iqlimiy mintaqalardan oqib o'tadi. Masalan, Nil, Kolorado, Volga, Amudaryo va Sirdaryo kabi daryolar quyi oqimida boshqa iqlimli sahrolardan oqib o'tadi. Kichik daryolarning oqimlari deyarli butunlay mahalliy iqlim sharoitlari ta'sirida shakllanadi. Daryolarni suv bilan ta'minlovchi manbalar va ularning mavsumiyligiga bog'liq holda daryolarning jami to'qqizta turi ajratilgan. Ularning ko'pchiligi u yoki bu darajada iqlimlarning Kyoppen bo'yicha tasnifiga mos keladi.

Iqlimlarning *Penk* (1910 y.) bo'yicha tasnifi bug'lanish va yog'inlar orasidagi munosabatga asoslangan. Bu tasnifda iqlimning uchta asosiy turlari ajratilgan.

A — nam (gumid) iqlimlar, ularda yog'inlar miqdori bug'lanishdan katta bo'ladi, ortiqcha suv daryolar orqali oqib ketadi. Bu iqlimlarning ichida yana ikkita tur: faqat sirtqi suv oqishi bilan xarakterlanadigan *qutbiy iqlim* (abadiy muzliklar hududida); sirtqi suv oqishi bilan bir qatorda yer osti suvlari bilan xarakterlanadigan *freatik iqlim*;

B — quruq (arid) iqlimlar, ularda bug'lanish yog'inlar miqdoridan katta bo'ladi, daryolar etakkacha yetmasdan qurib qoladi.

C — qorli (nival) iqlimlar, ularda yoqqan qor miqdori bug'lanishdan katta bo'ladi, ortiqcha nam muzliklar bilan olib ketiladi.

Iqlimni gidrologik tasniflashning keyingi rivojlanishi daryolarni suv bilan ta'minlovchi manbalarni miqdoriy aniqlash (*M.I. Lvovich, 1930 y., 1945 y.*) va daryolarning sath rejimini detallashtirish (*B.D. Zaykov, 1946 y.*) yo'nalishlarida olib borildi.

M.I. Budiko tomonidan bug'lanuvchanlik va faol sirt radiasiya balansini bilvosita hisoblash usuli yaratilganidan so'ng (1946—1957 yy.), iqlimni miqdoriy baholashning zamonaviyroq usullarini qo'llovchi, gidrologik asosda yaratilgan iqlimning gidrologik tasniflari (*P.S. Kuzin, 1960 y. va boshq.*) yuzaga keldi.

6.4.2. Iqlimning tuproq bo'yicha tasniflari

V.V. Dokuchayevning (1960 y.) iqlimlar tasnifi iqlim ta'sirida tuproq hosil bo'lishi jarayonlariga asoslangan. Shimoliy yarimsharda tuproq hosil bo'lishi sharoitlari, tipik o'simliklar, relef va yog'inlar miqdori, bug'lanish va qor qoplami kabi iqlimiy omillarni hisobga olgan holda yettita tuproq turlari ajratiladi. Shamol ta'sirida yemirilish jarayonlari va tuproqdagi eritmalarining ko'chishi iqlim bilan kuchliroq bog'liq.

V.R. Volobuyevning (1953 y.) tuproqlar tasnifidagi miqdoriy xarakteristikalar. Tasnif asosida havoning o'rtacha yillik haroratlari va yog'inlar miqdori olingan. Bu parametrlar asosida havo o'rtacha yillik haroratlarining turli mezoniy qiymatlariga qarab yettita termoqatorlar ajratilgan. Tuproqlarning asosiy turlarini hisobga olgan holda namlanish darajasiga qarab beshta gidroqatorlar aniqlangan.

T.E. Selyaninov (1937—1966 yy.) bo'yicha iqlimlar tasnifi aniq agroiklimiy yo'nalishga ega. Harorat alomatiga qarab beshta termik mintaqalar ajratilgan, ular uchun eng sovuq va eng iliq oylarning mezoniy qiymatlaridan tashqari vegetasiya davrlari ham aniqlangan. Namlanganlik darajasi gidrotermik koeffitsiyent qiymati bilan xarakterlanadi. U vegetasiya davrining ma'lum vaqt oralig'i uchun mm larda o'lgan yog'inlar miqdorini haroratlar yig'indisining o'ndan bir qismiga nisbatidir.

Bu tasnif namlanganlik darajasi bo'yicha iqlimlarning landshaftbotanik tasnifiga yaqin bo'lib, ulardan termik xarakteristikalar bo'yicha farq qiladi.

N.N. Ivanov (1948 y.) bo'yicha iqlimlarning tasnifi atmosfera namlanganligining yillik o'zgarishi asosida tuzilgan. Namlanganlik koeffitsiyenti (K) yog'in yig'indisining bug'lanuvchanlik yig'indisiga nisbatlarining foizlarda ifodalangan oylik qiymatlar sifatida hisoblanadi. Umuman, muntazam nam (barcha oylarda $K \geq 100$ dan kichik emas) iqlimdan muntazam quruq (barcha oylarda $K < 25$) iqlimgacha bo'lgan yettita tur ajratilgan. Har qaysi iqlim turiga o'simliklarning ma'lum turi xos.

6.5. Mezo- va mikroiklim

Yer sirti tuzilishining birjinsli emasligi bilan bog'liq bo'lgan va qisqa masofada ancha o'zgaradigan iqlimning mahalliy xususiyatlari mikroiklim deb ataladi. Boshqacha aytganda, mikroiklim — bu *fasiya* iqlimi, ya'ni geografik landshaft ichidagi katta bo'lmagan hudud, masalan, dala, yonbag'ir, tepalik, o'rmon chetlari, ko'l qirg'og'i, shaharning bir qismi va h.k. larning iqlimidir. Mikroiklimiy farqlar havoning yer sirtiga yaqin qatlamlarida (100—250 m) yuzaga kelganligi uchun, ko'pincha mikroiklim deb *yer sirtiga yaqin havoning iqlimi* tushuniladi.

Oxirgi paytlarda „*mezoiklim*“ tushunchasi tez-tez qo'llanilmoqda. Mezoiklim deb kattaroq fizik-geografik birlikning iqlimiy sharoitlari tushuniladi. Bu qaralayotgan landshaftdagi soy vodiysi, ko'l yoki botqoq bilan yondosh tepaliklar orasidagi botiqlik, katta shahar va h.k. bo'lishi mumkin. Quyida mezo- va mikroiklim, shuningdek yanada kichik birlik — *nanoiklimning* taqsimot mezonlari keltirilgan (6.2-jadval).

6.2-jadval

**Mezo-, mikro- va nanoiklimlarning taqsimot mezonlari
(E.N.Romanova bo'yicha)**

Yer sirtining birjinsli emasligi		Ta'sir mashtabi	
Tur	Xarakteristika	Gorizontaal	Vertikal
Mezoiklim			
Tog' reliefi	Tog' tizimi	≤100 km	≤1000 m
Tepalik reliefi	Maydon mashtabi 100 km ²		
Daryolar	Kengligi >1 km		
Ko'llar, dengizlar, okeanlar	Yuzasi 50—100 km ²		
Tuproq — o'simlik qoplami	Maydoni 100 km ²		
Katta shahar	Shahar tumanlari		
Mikroiklim			
Tog' reliefi	Alohida uchastkalar	≤10 km	≤100—200 m
Tepalik reliefi	Alohida joylashgan tepalik yoki tepaliklar guruhi		
Daryolar	Kengligi <1 km		
Ko'llar, dengizlar, okeanlar	Yuzasi <50 km ²		
Tuproq — o'simlik qoplami	Maydoni <100 km ²		
Shahar, qishloq	Bino elementlari, alohida binolar, ko'chalar		
Nanoiklim			
Mikrotepaliklar va mikrobotiqliklar	Balandliklarning o'zgarishi sm larda o'lchanadigan alohida notekisliklar	1—3 km	≤100—200 m

Mezoiqlimiy xususiyatlar yetarlicha katta maydonlarning makro- va mezomasshtabli birjinsli emasligi ta'sirida shakllanadi. Makromasshtabli birjinsli emasliklarga tog' reliefi, dengiz va okeanlar kiradi, mezomasshtabli birjinsli emaslikni tepalik reliefi, daryo, ko'llar, tuproq — o'simliklar qoplamining rang-barangligi, katta shaharlar xarakterlaydi. Tabiatda to'shalgan sirtning mikro birjinsli emasliklari mavjud — ular tuproqning yuqori qatlami va yer sirtiga yaqin joylashgan havoning eng quyi qatlami meteorologik rejimiga ta'sir o'tkazadi. Bular hisobidan yuzaga kelgan farqlar katta bo'lishi mumkin va ular *nanoiqlimiy farqlar* deb ataladi.

Tadqiqotlar shuni ko'rsatdiki, bir-biriga yaqin joylashgan mikromasshtabli birjinsli emasliklarda iqlimiy xarakteristikalarining o'zgarishlari bir iqlimiy zonadan ikkinchisiga o'tilganidagidan kattaroq bo'lishi mumkin (6.3-jadval).

6.3-jadval

**Meteorologik kattaliklarning iqlimiy gradiyentlari
va mikroiqlimiy o'zgaruvchanligi**

Meteorologik kattalik	Gradiyentlar		100 m masofadagi mikroiqlimiy o'zgarish
	kenglik bo'yicha har 1000 m ga	balandlik bo'yicha har 100 m ga	
J , MJ/m ² (bir oylik)	8,4—12,6	—	46,1—155,0
R , MJ/m ² (bir oylik)	4,2—8,4	—	41,1—134,1
$\bar{T}$, °C	0,6—0,8	0,5—0,7	5—7
$\bar{T}_{maks}$, °C	0,6—0,8	0,7—0,8	9—10,5
$\bar{T}_{min}$, °C	0,7—0,9	0,6—0,9	6—9
τ_{bn} , sutka	3—5	5—6	20—30
$\bar{T}_{20}$, °C	0,6—0,8	—	2—4

Eslatma: J — to'g'ri quyosh radiyasiyasi, R — radiasion balans, $\bar{T}$ — havoning o'rtacha harorati, τ_{bn} — ayozsiz davrning davomiyligi, $\bar{T}_{20}$ — 20 sm chuqurlikdagi tuproq harorati.

Radiasion xarakteristikalarining (to'g'ri Quyosh radiyasiyasi, radiasion balans) kengliklar bo'yicha gradiyentlari qiyaligi 10° bo'lgan shimoliy va janubiy yonbag'irlar orasidagi mikroiqlimiy farqlardan taxminan 10 barobar kichik bo'lishi mumkin. Qo'shni uchastkalar orasidagi havoning termik rejimidagi mikroiqlimiy o'zgarishlar kengliklar bo'yicha har 10° dagi makroiqlimiy o'zgarishlar va 1000 m balandlikdagi o'zgarishlar bilan bir xil tartibda bo'ladi. Tuproq ichidagi harorat o'zgarishlari biroz kichikroq: 20 sm chuqurlikda mikroiqlimiy o'zgaruvchanlik kenglik bo'yicha gradiyentdan 3—5 barobar katta bo'ladi.

Mikroiqlimiy tadqiqotlar o'tkazish uchun mavjud meteorologik stansiyalar tarmog'i juda ham siyrak. Shuning uchun bunday tadqiqotlar qisqa vaqt oralig'i, kichik masofalar uchun tashkil qilingan zich kuzatish tarmog'ida

olib boriladi. Tadqiqotlarning maqsadi ko'p yillik rejimni aniqlash emas, balki o'rganilayotgan joyning turli punktlari sharoitlaridagi farqlarni aniqlash va alohida punktlardagi kuzatishlarni ko'rilayotgan joyda muntazam faoliyat ko'rsatuvchi tayanch meteorologik stansiyaning kuzatishlari bilan taqqoslashdan iborat.

Harorat, namlik va shamolni kuzatish yer sirtidan turli balandliklarda olib boriladi. Bunday kuzatishlar *gradiyent kuzatishlar* deyiladi. Havo harorati va namligi standart 0,5 m va 2 m yoki 0,2 m va 1,5 m balandliklarda, shamol tezligi va yo'nalishi — 1 va 2 m sathlarda o'lchanadi. Mikroiklimning shakllanishida yer sirtining energetik va namlanish rejimi katta ahamiyatga ega bo'lganligi uchun, mikroiklimiy tadqiqotlarda yer sirtining issiqlik va suv balanslari tenglamalari qo'llaniladi.

Issiqlik balansining tashkil etuvchilari orasidagi munosabatlar alohida uchastkalar mikroiklimiy xususiyatlarining shakllanishida katta ahamiyatga ega. O'rtacha quruq sirtlar qabul qilgan barcha issiqlik havo va yer sirti orasidagi turbulent issiqlik almashinuviga sarflanadi. Namlangan sirtlarda issiqlik asosan bug'lanishga sarflanadi. Masalan, yilning iliq paytida o'rmon zonasida radiasion issiqlikning 20% turbulent issiqlik oqimiga, 80% — bug'lanishga sarflanadi, cho'l zonasida mos ravishda — 30—50% va 70%—80%, sahroda — 70—90% va 30—10%.

Bu farqlar yaqqol ko'rinadigan yer sirtining ba'zi mezo- va mikroiklimiy birjinsli emasliklarining shakllanish xususiyatlarini ko'rib chiqaylik.

O'rmon mezoiklimi. Ochiq yer sirtiga qaraganda o'simliklar yer sirti yaqini havo qatlamida issiqlik va namlik almashinuvini keskin murakkablashtiradi. Keng yaproqli o'rmonlar uchun ikki turdagi faol sirtlar ajratiladi: yaproqlarning ustki sirti (shox-shabbalar) va yer sirti.

Daraxtlarning shox-shabbalaridan o'tishda Quyosh radiyasiyasi kamayadi. Yetilgan o'rmonda yer sirtigacha Quyosh radiyasiyasining 25% va undan kam miqdori yetib keladi, ba'zida bu ko'rsatkich 5% gacha kamayishi mumkin. O'rmonda nafaqat qisqa to'liqlik radiasiya miqdori kamayadi, balki to'g'ri va sochilgan radiasiyalar orasidagi munosabatlar ham o'zgaradi — to'g'ri radiasiyaning katta qismi sochilgan radiasiyaga aylanadi.

Issiqlik balansining tashkil etuvchilari orasidagi taqsimlanish — turbulent issiqlik almashinuvi, bug'lanishga sarflar va yer sirtida issiqlik almashinuvi — turlicha bo'ladi va o'simliklar qoplam holatiga hamda ob-havo sharoitlariga bog'liq.

Daraxtlar shox-shabbalarida radiasiyaning katta qismi yutilishi natijasida o'rmonda yer sirti ochiq joylarga qaraganda kamroq isiydi. Bu farqlar bir necha graduslarga etishi mumkin. Qishda aksincha — yer sirti o'rmonda dalaga nisbatan issiqroq bo'ladi. Daraxtlarning nurlanishi va muzga nisbatan qor qoplamining zichligi kichik bo'lgani sababli o'rmonlar yer sirti

sovushini kamaytiradi. Lekin o'rtacha yil hisobida o'rmonda dalaga nisbatan yer sirti harorati va haroratning yillik amplitudasi kichikroq bo'ladi.

O'rmonda havo haroratining sutkalik va yillik o'zgarishlarini ochiq joylar bilan taqqoslanganda, yer sirti haroratidek bir xil farqlanish qonuniyatliklarini ko'rsatadi, faqat farqlarning qiymatlari biroz kichikroq. Yillik o'zgarishida eng katta farqlar yilning iliq davrida kuzatiladi va oyiga $0,7^{\circ}$ — $1,6^{\circ}$ ni tashkil qiladi.

O'rmon radiasion va issiqlik rejimi o'rmonning yoshiga va zichligiga, daraxtlarning turiga va boshqa omillarga bog'liq. Qishda yaproqli o'rmon ignabargli o'rmonga nisbatan haroratning sutkalik amplitudasiga kamroq ta'sir ko'rsatadi, bunda o'rmonda ochiq dalaga nisbatan amplituda kattaroq bo'ladi. Yozda o'rmon-dala orasidagi amplitudalar farqi ortib, ignabargli o'rmondagilardan katta bo'lib qoladi.

Kunduzi harorat va namlikning vertikal profilari yaproqlar eng zich bo'lgan sathda maksimumga ega. Shoh-shabbalar yaqinida radiasiyaning yutilishi va transpirasiya harorat, mutlaq va nisbiy namliklarning maksimal qiymatlarini ta'minlaydi. Bu sathdan pastroqda inversiya kuzatiladi, chunki yer sirtiga nisbatan shoh-shabbalar issiqroq bo'ladi. O'simliklar qoplamiga kirgan sari shoh-shabbalarning yuqori qatlamida havo oqimining tezligi keskin kamayadi va yer sirtidan ma'lum bir balandlikda nolga teng bo'ladi. Bu sath *g'adir-budurlik parametri* deb ataladi va o'rmonda u $2,0$ — $3,5$ m chegaralarda o'zgaradi. Yil mobaynida barglarning miqdori o'zgarishi bilan bu ko'rsatkich ham o'zgaradi, u bilan birga shamolning vertikal profili ham o'zgaradi.

O'rmonning shamolga ta'siri daraxtlarni 2—4 karra balandligiga teng bo'lgan masofada seziladi. O'rmonlarning shamolga sekinlashtiruvchi ta'siri o'rmonning shamolga qaragan tomonida havo oqimlarining ko'tarilishi va daraxtlar ustida shamolning keskin kuchayishida ko'rinadi. O'rmon ichida uning chetidan uzoqlashgan sari shamol tezligi kamayadi. O'rmonning shamolga qaragan tomoni havoning ko'tarilishiga olib kelib, shoh-shabbalar va ularga yaqin joylashgan havo orasida turbulent issiqlik va namlik almashinuvarini kuchaytiradi. Bu jarayonlar natijasida o'rmon ustida suv bug'ining kondensasiyasi va konvektiv bulutlarning hosil bo'lishi boshlanishi mumkin. Natijada o'rmonlar ustida yog'inlar miqdorining ko'payishi kuzatiladi — yilning iliq davrida o'rmon maydonining har 10% ga u o'rtacha 1—3% ni tashkil qilishi mumkin.

Atmosfera yog'inlarining bir qismi daraxtlarning shox-shabbalarida ushlanib qoladi. 32—60 yoshli qarag'ay yog'inlarning 12% ni, 88—100 yoshiligi esa —14% ni ushlab qoladi. Ko'p qavatli tropik va subtropik o'rmonlarda daraxtlarning shox-shabbalarida yog'inlarning 65—68% ushlanib qoladi. Shunday qilib, o'rmon ostidagi yer sirtiga yog'inlarning katta miqdori yetib bor-

maydi. Boshqa tomondan suv ayirilishlari va tog'larning yonbag'irlaridagi o'rmonlar yer usti gidrometeorlari (suyuq va qattiq qoplama, bulduruq va h.k.) hisobidan qo'shimcha katta miqdordagi namlikka ega bo'ladi.

O'rmonda dalaga nisbatan qor qoplamining balandligi va suvning umumiy zahiralari ko'proq bo'ladi. Soya bo'lganligi uchun o'rmonda qor erishi ochiq joylarga nisbatan sekinroq yuz beradi va natijada, dalaga qaraganda ignabargli o'rmonda qor erish davomiyligi 2—3 barobar uzoq bo'ladi. Yerib qolgan yer sirtida qorning asta-sekin erishi katta miqdordagi suvning tuproqqa singib o'tishiga imkon beradi. Natijada o'rmonlar suv toshqini balandligini kamaytiradi, daryolarda uning davomiyligini uzaytirdi, shuningdek daryolar sathini ko'taradi.

Odatda o'rmonlardan yig'indi bug'lanish ko'rilyotgan hududdagi daryo havzasining quruqlik yuzasidan yoki uning bir qismidan yig'indi bug'lanish normasidan katta bo'ladi.

Shahar mezoiklimi. Katta zamonaviy shahar katta masofaga cho'zilgan birjinsli emaslikdir. U o'ziga xos mezoiklimga ega, uning ba'zi uchastkalarida shahar turi, ko'cha va maydonlar qoplamasi, o'simliklar va suv havzalari taqsimoti bilan belgilanadigan mikroiqlimiy sharoitlar yuzaga keladi.

Yirik shahar radiasion sharoitlarni sezilarli o'zgartiradi. Ko'p sonli tutun va chang tashlaydigan manbalar hisobidan havo tiniqligi kamayadi va to'g'ri quyosh radiyasiyasi 20% ga kamayadi. Lekin uy devorlaridan radiasiyaning qaytarilishi hisobiga sochilgan radiyasiya miqdori ortadi. Atmosfera ifloslanganidan shaharda effektiv nurlanish kamayadi va shu sababli tungi sovish kamayadi. Radiasion balansning o'zgarishi, organik yoqilg'i yondirilishi hisobidan qo'shimcha issiqlikning kelishi, bug'lanishga kam miqdordagi issiqlik sarfi shaharda „*issiqlik oroli*“ ning hosil bo'lishiga olib keladi.

Havoning eng yuqori haroratlari shaharning eng zich joylashgan va baland binolar mavjud bo'lgan qismlarida kuzatiladi. Bu harorat va atrofdagi qishloq joyning fon harorati orasidagi farq *shahar issiqlik orolining intensivligi* deb ataladi. Ko'pincha shaharlar uchun o'rtacha yillik hisobida bu farq 1—2°C ni tashkil qiladi. Lekin, qator janubiy shaharlarda binolar zich bo'lmaganligi hamda suv va o'simliklar maydonlari katta bo'lganligi sababli kunduzi salqinroq, kechasi esa iliqroq bo'ladi.

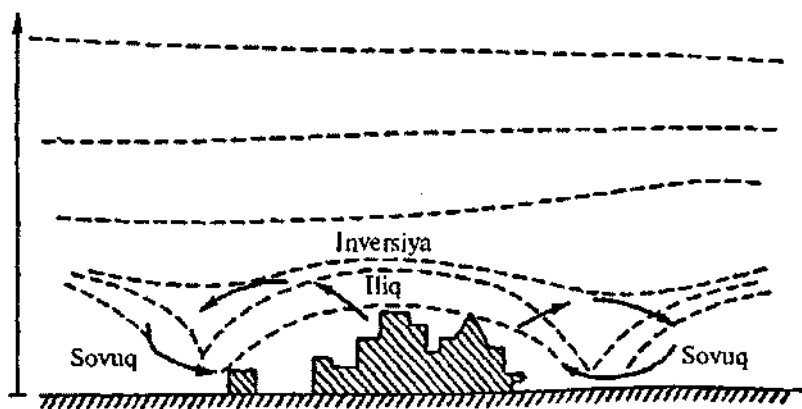
Shaharlarning issiqlik ta'siri balandlik bo'yicha 100—500 metrli atmosfera qatlamida namoyon bo'ladi. Yer sirtining katta g'adir-budirligi va issiqlik orolining mavjudligi shahar sharoitida shamol rejimining o'ziga xos xususiyatlariga olib keladi. Tezligi 2—3 m/s gacha yetadigan shamol tezliklarida mahalliy shahar sirkulyasiyasi hosil bo'lishi mumkin (28-rasm). Shaharning ichida ko'chalar va hovlilarning yoritilgan va soya bo'lgan qismlari orasidagi isish farqlari, shuningdek suv havzalarining mavjudligi o'ziga xos mikrosirkulyasiyasiga olib keladi.

Umuman, shaharda ochiq joylarga qaraganda shamol tezligi kamayadi. Lekin, ba'zi hollarda shahar tepalikda joylashgan bo'lib, shamolning yo'nalishi ko'chalar yo'nalishi bilan bir xil bo'lsa, shamol tezligi ortishi mumkin.

Yirik shaharlarda shahar atrofiga nisbatan havo namligi pastroq bo'ladi. Bu shaharlarda haroratning ko'tarilishi va bug'lanishning kamayishi va suvlarning kanalizasion inshootlarga oqib tushishi tufayli shahar atmosferasida umumiy namlikning pasayishi bilan bog'liq. Ba'zi hollarda mutlaq namlik farqlari $2,0-2,5 \text{ g/m}^3$ gacha, nisbiy namlik farqlari esa $11-20\%$ gacha yetishi mumkin.

Qishda shahar ustida tez-tez turg'un stratifikasiya, hatto inversiya ham hosil bo'lishi mumkin (28-rasm). Bu hollarda turli xildagi tutun va chang tashlamalar atmosferaning yer sirtiga yaqin qatlamida to'planib, shahar havosida ifloslantiruvchi moddalarning yuqori konsentratsiyasiga olib keladi.

Shaharning yog'inlarga ta'siri bir xil emas. Qattiq va suyuq yog'inlarni ajratish lozim. Qishda shahar va shahar atrofi orasidagi yog'inlar yig'indilarining farqlari katta emas. Yilning iliq davrida havoning yetarli namligida, yuqori konvektiv noturg'unligida va shahar ustida kondensasiya yadrolarining konsentratsiyasi ortishi bilan shahar ustida konvektiv bulutlar hosil bo'lishi mumkin. Atmosferada ustunlik qilayotgan ko'chish ta'sirida rivojlanayotgan yomg'irli to'p-to'p bulutlarning shahar chetiga siljishi kuzatiladi va yog'inlar shaharning shamolga teskari qismlarida kuzatiladi. Agar havoning namligi yetarli bo'lmasa, shaharning markaziy qismlari ustida yuzaga kelgan kuchli konvektiv oqimlar gorizontol havo oqimlariga to'sqinlik qiladi. Yetib kelayotgan havo massalari qo'shimcha majburiy ko'tariladi va natijada bulutlar hosil bo'lib, yog'inlar yog'adi.



28-rasm. Kuchsiz shamol sharoitida rivojlanadigan shahar sirkulyasiyasi.

Yirik shaharlarda shahardan tashqari joylarga nisbatan tumanlarning takrorlanuvchanligi o'rtacha 2—3 barobar kam bo'ladi. Bu pastroq namlik va yuqoriroq haroratlar bilan bog'liq bo'lsa kerak. Bir yilda shaharda shahar atrofiga nisbatan momaqaldiroqlarning o'rtacha umumiy davomiyligi 1,5—2,5 barobar kichik bo'ladi.

Suv havzalari va sohilbo'yi joylarining mikroiqlimi. Suv havzalari va sohilbo'yi joylarining mikroiqlimiy xususiyatlari suv va quruqlik orasidagi issiqlik balansi tuzulishidagi katta farqlardan paydo bo'ladi. Suv havzalarida radiasion balansning tahminan 90% bug'lanishga va suv massalarining isishiga, faqat 10% — havodagi issiqlik turbulent oqimlariga sarflanadi. Buning natijasida suv havzalari ustida havoning isishi katta bo'lmaydi va kechayu-kunduz bir xil bo'ladi, yer sirtida esa u sutka mobaynida sezilarli o'zgaradi.

Suv havzalarining o'lchamiga bog'liq holda ular qirg'oq bo'yidagi joylarning termik rejimiga katta yoki kichik ta'sir ko'rsatadi. Bu ta'sir bir xil emas va mavsum, sutka paytiga va ob-havo sharoitlarga bog'liq. Suv sirti va quruqlik radiasion va issiqlik balanslarining tashkil etuvchilari orasidagi o'zaro nisbatdagi farqlar natijasida mahalliy sirkulyasiya (briz) yuzaga keladi. Brizlar yozda sohilbo'yidagi joylarda yaqqol ifodalangan bo'ladi.

Ko'llarning va boshqa suv havzalarining sohilbo'yi hududlarida barcha meteorologik kattaliklarning taqsimotida katta farqlar kuzatiladi. Ular sutkalik o'zgarishga ega va yaxshi rivojlangan briz sirkulyasiyalari hududlarda shamolning tezligi va o'nalishi o'zgaruvchanligiga bog'liq.

Haroratning sutkalik o'zgarish amplitudasi qirg'oqda kunduzgi maksimum kamayishi hisobiga kichik bo'ladi. Ko'l brizi kuchga kirishi bilan qirg'oqda qit'aning ichki qismlariga qaraganda nisbiy namlik 5—10% ga ortadi. Qirg'oqda mutlaq namlikning ortishi har doim kuzatilmaydi.

Bulutlilik va yog'inlar taqsimotida ham sutkalik o'zgarishning o'zi xos xususiyatlari mavjud. Yassi qirg'oqlarda konvektiv bulutlar va mos ravishda yog'inlar miqdorining kamayishi kuzatiladi. Qirg'oqdan 20—30 km ga uzoqlashganda quruqlikda turbulentlikning kuchayishi hamda konvektiv bulutlarning va yog'inlarning ko'payishi yuz beradi. Qirg'oqlarda yog'inlar kunduzgi briz boshlanishidan oldin tongda yoki u tugashidan keyin kechki payt yoki tunda tez-tez yog'adi.

Mezo- va mikroiqlimning shakllanishida relefnining roli. Tog'li hududlarda yonbag'irlarning termik birjinsli emasligidan va o'sha balandlikda erkin atmosfera va yonbag'irlardagi yer sirtiga yoqin qatlam orasidagi haroratlarning farqlari tufayli mahalliy sirkulyasiyalar yuzaga keladi: *tog'-vodiy shamollari, muzlik shamoli, fyon, bora*. Mexanik birjinsli emasliklar tog'lar orasidagi o'tish joylari shamollari turidagi mahalliy sirkulyasiyalarga olib keladi.

O'nqir-cho'nqir joyning mikroiqlimida asosiy rolni ekspozisiya, ya'ni dunyo tomonlariga nisbatan yonbag'irlarning joylashish yo'nalishi va relef shakllari o'ynaydi. Qiyaligi va joylashishi turlicha bo'lgan yonbag'irlarda quyosh radiyasiyasining notekis taqsimoti yer sirtida termik farqlarni yuzaga keltiradi.

Janubi-g'arbiy yonbag'irlarda tuproqning eng yuqori haroratlari kuza-tiladi. Yonbag'irlarda tuproqning isishidagi farqlar havo haroratining taqsi-motiga ta'sir ko'rsatadi. Bu esa o'simliklar xarakteristikalariga, gullash va pishish muddatlariga ham ta'sir ko'rsatadi. Masalan, shimol tomonga qa-rab turgan yonbag'irlarda gullash 1—2 hafta kechroq boshlanishi mumkin.

Harorat amplitudalari botiq relefda ortadi va tepaliklar ustida kamaya-di. Ayniqsa katta farqlar minimal haroratlarda kuzatiladi. Mutloq mini-mumlar farqlari 15° gacha yetishi mumkin.

Relief shakli sovishlarning davomiyligi va intensivligiga kuchli ta'sir ko'rsatadi. Yonbag'irlar cho'qqisida va yuqori qismlarida yil mobaynida ay-ozsiz davrning davomiyligi 20 kunga ortadi, chuqurligi 50 dan 100 m gacha teng bo'lgan vodiylarda aksincha — 15 kunga kamayadi, chuqurlik va past-liklar tubida kamayish 25 kungacha yetadi. Relefning ta'siri xatto eng kichik balandliklar farqlarida ham ko'rinadi. Haydalgan yerdagi tuproqning hamda o'rkach va uning tubi sathidagi havo haroratining farqlari bir necha graduslarga yetishi mumkin. Bahorda o'rkachli haydalgan yerdagi tuproq tekis dalalarga nisbatan tezroq isiydi. Relief quyi 2 metrli qatlamda shamol tezligiga ham ta'sir ko'rsatadi. To'siqlarning havo oqimiga ta'siri atmosferaning turg'un stratifikatsiyasida va shamolning kichik tezliklarida (3—5 m/s) kuchliroq bo'ladi. Relefning botiq shakllarida shamol tezligi, odatda, 1,2—1,5 marta kamayadi, qavariqlarda — 1,2—1,3 marta ortadi.

Relief shakllari qattiq yog'inlar taqsimotiga ham ta'sir ko'rsatadi. Qish-da relefning pasayuvchi shakllarida balandroq joylardan qorning uchirib keltirilishi hisobidan qorning ko'payishi kuzatiladi. Shamolga teskari yonbag'irlarda qor qoplamining balandligi ancha katta bo'ladi. Yonbag'irlarda va tog' etaklarida yog'inlarning taqsimoti namlik balansini hisoblashda katta ahamiyatga ega.

NAZORAT SAVOLLARI

1. Iqlimlarni tasniflash va hududlashtirishning asosiy tamoyillarini sanab bering?
2. Iqlimning Kyoppen tasnifining asosida qanday asosiy belgilar yotadi? Bu tasnifning kamchiliklari nimada?
3. Iqlimning Berg tasnifining asosida qanday asosiy belgilar yotadi? Bu tasnif kamchiliklarga ega?

4. Alisovning iqlimlar tasnifi qanday tamoyillarga asoslangan? Bu tasnif bo'yicha nechta iqlim mintaqalari ajratilgan? Ularni xarakterlab bering.
5. Budiko-Grigorev iqlimlar tasnifi qanday belgilarga asoslangan? Bu tasnifda nechta iqlim turlari bor?
6. Iqlimning gidrologik va tuproq tasniflariga qisqacha xarakteristika bering.
7. Mezo- va mikroiqlimni ajratishning asosida yotuvchi asosiy mezonlarni sanab bering.
8. O'rmon mezoiqlimi qanday asosiy xususiyatlarga ega?
9. Shahar mezoiqlimi qanday asosiy xususiyatlarga ega?
10. Suv havzalari va qirg'oq hududlarining mezoiqlimi qanday asosiy xususiyatlarga ega?
11. Mezo- va mikroiqlimning shakllanishida relefning roli qanday?

VII BOB. IQLIMY KATTALIKLARNING YER YUZASI BO'YICHA TAQSIMOTI

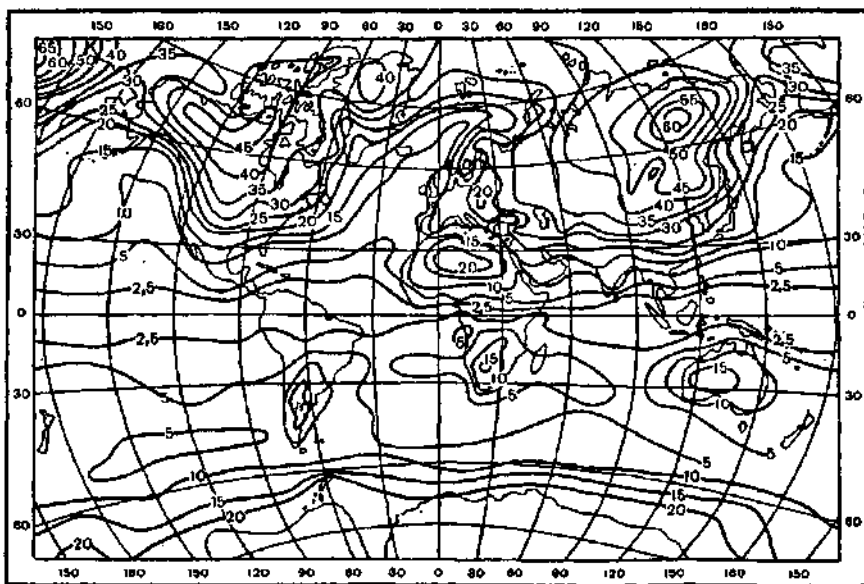
7.1. Havo haroratining yillik o'zgarishlari. Yillik o'zgarish turlari

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

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

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

Haroratning yillik amplitudasi ekvatorial hududdagi okean ustida $2,5^{\circ}\text{C}$ ni tashkil etuvchi eng kichik qiymatga ega (29-rasm). Tropik kengliklarda



29-rasm. Havo haroratining o'rtacha yillik amplitudalari ($^{\circ}\text{C}$).

okean ustida haroratning yillik amplitudasi 5°C gacha, qit'alar ustida esa janubiy yarimsharda 15°C , shimoliy yarimsharda 20°C gacha ortadi. Janubiy yarimsharning o'rta kengliklarida okean ustida yillik amplituda $5-10^{\circ}\text{C}$ ni tashkil etib, yuqori kengliklarda 20°C gacha ortadi. Shimoliy yarimsharda harorat yillik amplitudasining taqsimlanishi turlicha. O'rta kengliklarda okean ustida yillik amplituda 15°C atrofida bo'lib, qit'alar ustida tez ortadi. Qit'alarining ichki qismida u Kanadada 45°C , sharqiy Sibirda 60°C ni tashkil qiladi. Qutbiy kengliklarda yillik amplituda $35-40^{\circ}\text{C}$ gacha kamayadi. Atlantika va Tinch okeanlari ustida haroratning yillik amplitudalari taqsimotidagi zonallikning keskin buzilishi okean oqimlarining ta'siri hisoblanadi. G'arbiy va Shimoliy Yevropada harorat yillik amplitudalarining $10-15^{\circ}\text{C}$ gacha kamayishiga olib keluvchi iliq Golfstrim oqimining ta'siri ayniqsa kuchli.

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

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

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

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

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

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

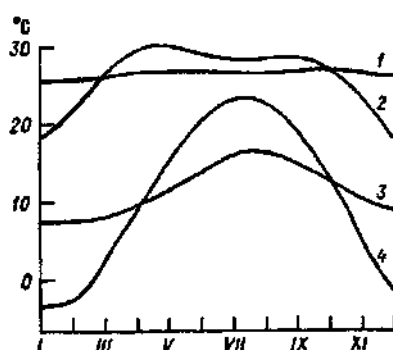
$$K = \frac{A - A_k}{A} \cdot 100\% \quad (7.1)$$

bu yerda A — havo haroratining yillik amplitudasi, $A_k = 5,4 \sin(\varphi - \text{kenglik})$ — „sof okean amplitudasi“ deb ataluvchi qit'a ta'siridan mutlaqo holi bo'lgan okean ustidagi amplituda. Bunday amplituda sifatida Tinch okeani janubiy yarmining markaziy qismidagi amplituda tanlangan. A_k ni e'tiborga olsak, (7.1) quyidagicha yoziladi:

$$K = \frac{A - 5,4 \sin \varphi}{A} \cdot 100\% \quad (7.2)$$

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

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



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

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

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

Kenglik va kontinentallikka bog'liq ravishda haroratning yillik o'zgarishi quyidagi tiplarga ajratiladi (30-rasm).

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

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

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

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

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

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

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

e. *Qutbiy tur.* Yillik o'zgarish minimumi uzoq qutb tunidan so'ng ufqda Quyosh chiqayotgan vaqtga, ya'ni shimoliy yarimsharda fevral-mart, janubiy yarimsharda avgust-sentyabrga to'g'ri keladi. Maksimum shimoliy yarim-

sharda iyulda, janubiy yarimsharda yanvar yoki dekabrda kuzatiladi. Amplituda quruqlikda (Grenlandiya, Antarktida) katta — 30–40°C atrofida bo'ladi. Qutbiy kengliklar dengiz iqlimida — orol va qit'alar chetida — amplituda kichikroq, biroq 20°C va undan ko'proqni tashkil etadi.

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

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

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

7.2. Havo haroratining geografik taqsimoti

1. Haroratni kuzatish amalga oshiriladigan meteorologik stansiyalar va boshqa punktlar dengiz sathidan turli balandliklarda joylashgan. Balandlikning termometrlar ko'rsatkichlariga ta'sirini bartaraf qilish uchun o'lgangan harorat qiymatlari dengiz sathiga keltiriladi. Bu haroratning geografik tahsimotini turli geografik omillarga bog'liq ravishda o'rganish imkonini beradi. Yer sirti yaqinida haroratning o'rtacha vertikal gradiyenti balandlikning 100 m ga taxminan 0,5°C ni tashkil etadi. Shuning uchun o'lgangan harorat qiymati (t °C) dengiz sathiga keltirilganda quyidagi formula bo'yicha hisoblanadi:

$$t_0 = t \pm \gamma z \quad (7.3)$$

bu yerda $\gamma = 0,5^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ — haroratning vertikal gradiyenti, z — kuzatuv punktining dengiz sathidan balandligi, t_0 — dengiz sathidagi harorat.

Musbat ishora kuzatuv punkti dengiz sathidan yuqorida, manfiy ishora — punkt dengiz sathidan pastda joylashganda qo'llaniladi.

Masalan, 500 m balandlikda joylashgan meteorologik stansiyada 10°C harorat o'lgan bo'lsin. Dengiz sathiga keltirilgan harorat $12,5^{\circ}\text{C}$ ga teng bo'ladi.

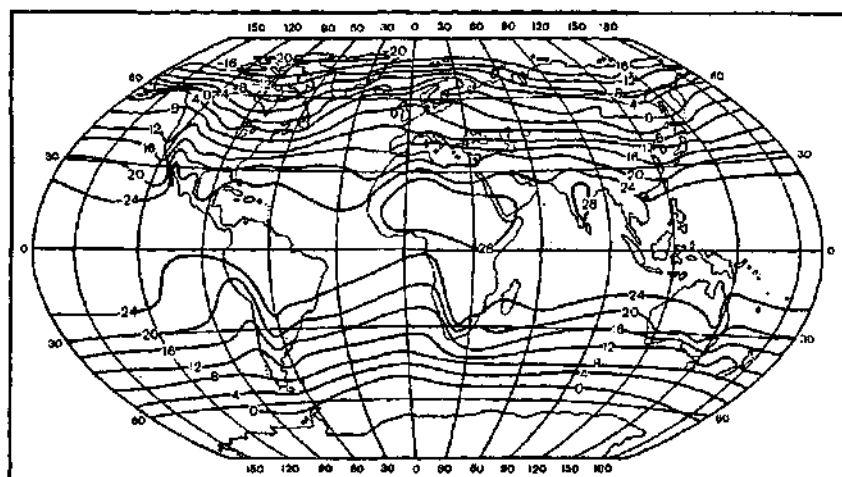
Katta xatolik kelib chiqishi mumkinligi sababli tog' stansiyalari uchun haroratni dengiz sathiga keltirish amalga oshirilmaydi. Haroratning keltirilgan qiymatlari geografik kartaga tushiriladi va har 4°C oraliqda izotermalar o'tkaziladi.

Bunday usulda hosil qilingan kartalar kenglik, yer sirtining turi (suv, quruqlik), qor yoki muz qoplami, okean oqimlari, relef kabi geografik omillarga bog'liq ravishda alohida oylar va butun yil uchun ko'pyillik o'rtacha haroratning geografik taqsimotini o'rganishga imkon beradi.

Yaxshi ifodalangan zonallik yillik o'rtacha harorat geografik taqsimotining asosiy xarakteristikasidir (31-rasm). Ekvatorning ikki tomonida — tropiklarda yillik harorat 25°C dan ortiq bo'lgan keng hudud kuzatiladi. Bu hudud ichida Shimoliy Afrika ustida katta, hamda Janubiy Osiyo va Meksika ustida kichikroq berk izotermali o'choqlar ajralib turadi. Bu o'choqlarda o'rtacha yillik harorat 28°C dan ortiq.

Janubiy Amerika, Janubiy Afrika va Avstraliya ustida bunday o'choqlar yo'q, biroq bu qit'alar ustida izotermalar o'ziga xos „iliq tillar“ hosil qilib, ularni janubdan qamrab oladi. Tropiklarda yil davomida o'rtacha olganda qit'alar okeanlarga nisbatan iliqroq.

Tropiklardan yuqori kengliklarda, ayniqsa o'rta kengliklarda, to'shalgan sirt deyarli faqat okeandan iborat bo'lgan janubiy yarimsharda izotermalar kenglik aylanalaridan kamroq chetlanadi. Biroq shimoliy yarimsharda o'rta



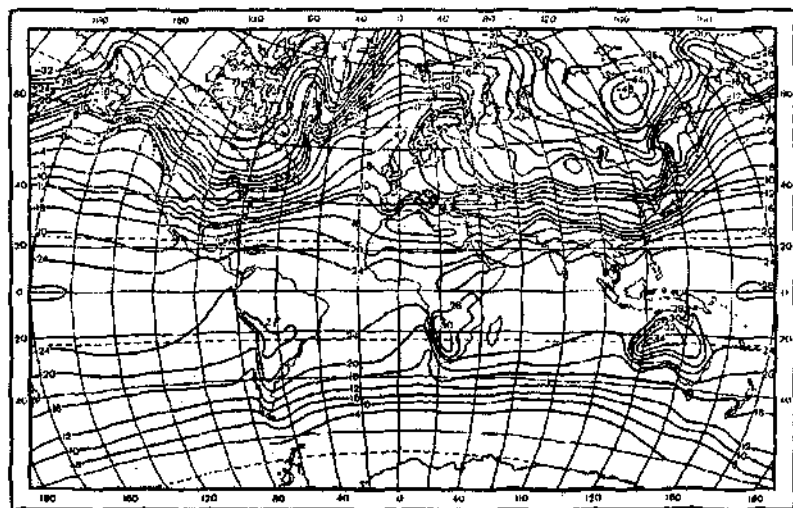
31-rasm. O'rtacha yillik havo haroratining dengiz sathidagi taqsimoti ($^{\circ}\text{C}$).

va yuqori kengliklarda Osiyo va Shimoliy Amerika qit'alari ustida izotermalarning u yoki bu darajada janubga chetlanishini kuzatamiz. Bunday hol yil davomida o'rtacha olganda bu kengliklarda qit'alar okeanlarga nisbatan sovuqroq ekanligini bildiradi.

Yil davomida Yerning o'rtacha eng iliq joyi Qizil dengizning janubiy qirg'oqlarida joylashgan. Massauda (Eritreya, $15,6^{\circ}\text{sh.k.}$, $39,4^{\circ}\text{sh.u.}$) dengiz sathidagi o'rtacha yillik harorat 30°C , Xodeydda (Yaman, $14,6^{\circ}\text{sh.k.}$, $42,8^{\circ}\text{sh.u.}$) esa hatto $32,5^{\circ}\text{C}$ ni tashkil etadi. Eng sovuq hudud Sharqiy Antarktidada joylashgan. Bu yerda plato markazida o'rtacha yillik haroratlari — $50-55^{\circ}\text{C}$ ni tashkil etadi.

Janubiy yarimsharda Atlantika (Janubiy Afrikaning g'arbiy qirg'oqlari yaqinida) va Tinch (Janubiy Amerikaning g'arbiy qirg'oqlari yaqinida) okeanlarining sharqiy qismlari ustida sovuq okean oqimlarining ta'siri izotermalarning shimolga tomon burilishidan yaqqol ko'rinib turibdi. Shimoliy yarimsharda izotermalar Shimoliy Amerikaning g'arbiy qirg'oqlari bo'ylab janubga burilgan. Bu joylarda o'rtacha yillik harorat ochiq okeandagiga nisbatan $3-4^{\circ}\text{C}$ ga past. Iliq okean oqimlari ta'sirida Atlantika okeanining shimoliy qismi va Shimoliy Muz okeanining g'arbiy qismi (Golfstrim oqimi), shuningdek Tinch okeanining shimoliy qismi (Kurosio oqimi) ustida „iliq tillar“ hosil bo'ladi. Shimoliy Atlantikada nol izotermasi qutbiy aylana ichiga kirib boradi.

Yanvar (32-rasm). Janubiy yarimsharda bu oyda yoz bo'ladi. Okeanlar ustida haroratning o'rtacha yillik taqsimotidan sezilarli farqlar yo'q. Faqat



32-rasm. Dengiz sathidagi yanvar izotermalari.

nol izotermasigina biroz shimolga siljiydi. Antarktida ichkarisida o'rtacha oylik harorat o'rtacha yillik ko'rsatkichdan $15-20^{\circ}\text{C}$ ga yuqoriroq va -35°C ni tashkil qiladi.

20^oj.k. yaqinida Janubiy Amerika, Janubiy Afrika va Avstraliyaning janubiy qismlari ustida mos ravishda 28°C , 30°C va 34°C izotermalar bilan chegaralangan iliq o'choqlar shakllangan.

Shimoliy yarimsharda izotermalarning quyuqligi o'rtacha yillik ko'rsatkichlarga nisbatan ortgan, ekvator va qutb orasidagi o'rtacha farq esa 56°C gacha ko'paygan. Yevroosiyo qit'asi ustida juda past haroratli berk izotermali soha shakllangan. Keltirilgan o'rtacha haroratlar yanvarda -48°C , joylardagi mutlaq minimumlar esa — hatto -70°C gacha tushishi mumkin. Bu hudud *Yoqutiston sovuq qutbi* deb ataladi. Juda past haroratlarning hosil bo'lishiga quyi qatlamlarda sovuq havoning turib qolishiga olib keluvchi relefning botiq shakli hisoblanadi. -36°C izoterma bilan chegaralangan ikkinchi sovuq qutbi Grenlandiya ustida shakllanadi. Yoqutiston minimumidan janubi-sharq va janubi-g'arbga „sovuq tillar“ cho'zilib chiqadi. Buning natijasida 30 sh.k. da sharqiy Xitoy ustida yanvar harorati atigi — $4-6^{\circ}\text{C}$, O'rta Osiyoda esa $-4-0^{\circ}\text{C}$ ni tashkil qiladi. O'rtacha yanvar harorati -36°C ni tashkil etuvchi yana bir harorat minimumi Kanadaning shimoliy qismi ustida hosil bo'ladi. Bu minimumdan Shimoliy Amerikaning markaziy qismi bo'ylab 30^o sh.k. kacha „sovuq til“ cho'zilib boradi.

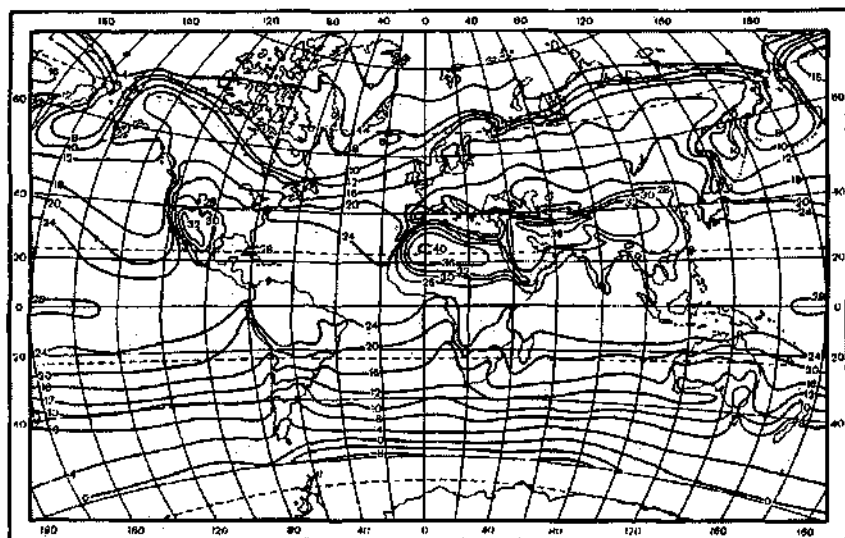
Atlantika va Tinch okeanlarining shimoliy qismlari ustida iliq okean oqimlari shakllantirgan „iliq tillar“ saqlanib qoladi. Biroq, izotermalar o'zlarining o'rtacha yillik holatiga nisbatan biroz janubroqqa siljiydi.

Iyul. Janubiy yarimsharda bu vaqtda qish bo'ladi. Okeanlar ustidagi havoning harorati yanvardagiga nisbatan biroz pasaygan. Natijada izotermalar janubga tomon sezilarsiz siljiydi. Antarktidaning markaziy qismlarida o'rtacha haroratlar -70°C gacha pasaygan. Haroratning mutlaq minimumlari -80°C ga yetadi (Vostok stansiyasi, 72,1^o j.k., 96,6^o sh.u., 3420 m balandlik). Bu butun Yer sharining sovuq qutbi hisoblanadi (33-rasm).

Qit'alar ustidagi berk iliq o'choqlar yo'qolgan, o'rtacha haroratlar esa yanvardagiga nisbatan Janubiy Amerika ustida 8°C , Janubiy Afrika va Avstraliya ustida $14-16^{\circ}\text{C}$ ga pasaygan.

Shimoliy yarimsharda izotermalarning quyuqligi yanvardagiga nisbatan keskin kamaygan, ekvator va shimoliy qutb orasidagi harorat farqi esa 25°C gacha kamaygan.

Shimoliy Afrika, Markaziy Osiyo va Meksika ustida mos ravishda 40°C , 36°C va 32°C izotermalar bilan chegaralangan iliq o'choqlar shakllanadi. Qit'alarning kuchli isishi hisobiga hatto o'rta kengliklarda ham o'rtacha



33-rasm. Dengiz sathidagi iyul izotermalari.

harorat yuqori bo'radi va Sharqiy Sibir va Kanadada qutbiy aylana kengligida 16°C ga yetadi. Haroratning mutlaq maksimumi Shimoliy Afrikada (Aziziya, 32°sh.k. , 13°sh.u.) 58°C , Kaliforniya janubidagi O'lim vodiysida (36°sh.k. , $117,5^{\circ}\text{sh.u.}$) 57°C ga yetadi. O'zbekiston va Turkmanistonning janubida (Termiz va Repetek) havo haroratining mutlaq maksimumlari 50°C ga yetadi.

Iyulda Shimoliy va Janubiy Amerika va Janubiy Afrikaning g'arbiy qirg'oqlari yaqinida sovuq okean oqimlarining o'rtacha harorat taqsimotiga ta'siri saqlanib qoladi. Okeanlar ustida yanvardagiga nisbatan harorat 40°sh.k. da $8-10^{\circ}\text{C}$, 60°sh.k. da — Tinch okeanida — 16°C , Atlantika okeanida faqat 6°C ga ko'tariladi.

Grenlandiyada yozda ham muz qoplami saqlanadi. Natijada bu yerda shimoliy yarimsharning doimiy sovuq qutbi shakllanadi. Keltirilgan harorat o'rtacha 0°C ni, orol markazida joy sathidagi minimal harorat esa — 15°C dan pastroqni tashkil etadi. Kanadaning sharqiy qirg'oqlari bo'ylab Grenlandiyadan 50°sh.k. gacha „sovuq til“ cho'zilib chiqadi. Ikkinchi „sovuq til“ Bering va Oxota dengizi ustida kuzatiladi.

3. Radiasiya rejimi, qit'a va okeanlar, okean oqimlarining notekis taqsimoti ta'sirida shimoliy va janubiy yarimsharlarning bir xil kengliklaridagi havo haroratlari kuchli farq qilishi mumkin. Bu farqlarni aniqlash uchun

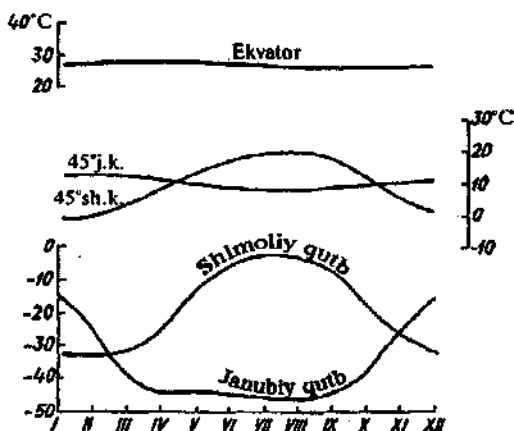
kenglik aylanalarining o'rtacha haroratlari hisoblanadi. Bu hisoblashlar kenglik aylanasi bo'ylab bir tekisda joylashgan nuqtalardagi keltirilgan haroratlarni o'rtachalash yo'li bilan amalga oshiriladi.

Yanvarda eng yuqori — 27°C o'rtacha harorat ekvator torda kuzatiladi. Iyulda 28°C haroratli eng iliq parallel 20°sh.k. dir. O'rtacha yil davomida 27°C haroratli 10° sh.k. eng iliq parallel hisoblanadi. Bu parallel *termik ekvator* deb ataladi. 34-rasmda ekvator, ikkala yarimsharlarning 45° kengliklari va qut-

blarga xos bo'lgan o'rtacha kenglik haroratlarning yillik o'zgarishlari ko'rsatilgan. Rasm qit'a va okeanlarning turlicha maydonlaridan tashkil topgan asosiy kenglik zonalaridagi havo harorati taqsimotiga Yer sirti tipining ta'sirini ko'rgazmali ifodalaydi.

Asosan okean sirtidan iborat va yil mavsumlari bo'yicha radiasiya balansi kam o'zgaradigan ekvator torda haroratning yillik o'zgarishi o'ta tekis. 51% qismi quruqlikdan tashkil topganligi uchun 45° sh.k. da uning tebranishlar amplitudasi sezilarli katta (21,3°C). Janubiy yarimsharning suv sirti ustunlik qiluvchi (bu yerda quruqlik atigi 3%) 45°j.k. dan janubroqda yillik havo harorati bir necha marta kichik (4,0°C).

Kenglik aylanalarining o'rtacha haroratlari bo'yicha har bir yarimshar va butun Yer shari uchun havoning o'rtacha haroratlarini hisoblash mumkin (7.1-jadval).



34-rasm. O'rtacha kenglik haroratlarning ekvator torda, 45° sh.k., 45°j.k. va qutblardagi yillik o'zgarishi. Ye.S. Rubinshteyn bo'yicha.

7.1-jadval

Havoning dengiz sathidagi o'rtacha haroratlari (°C)

Hudud	yanvar	iyul	yil	tebranish amplitudasi
Shimoliy yarimshar	9,0	22,4	15,2	13,4
Janubiy yarimshar	16,4	11,4	13,8	5,0
Butun Yer shari	12,0	16,0	14,2	4,0

Kontinentalroq bo'lgan shimoliy yarimshar qishda janubiy yarimsharga (o'z yozida) nisbatan sovuqroq, yozda esa sezilarli iliqroq bo'ladi. Shunga muvofiq shimoliy yarimshar uchun haroratning yillik amplitudasi $13,4^{\circ}\text{C}$, janubiy yarimshar uchun — faqat 5°C ni tashkil etadi.

Butun Yer shari uchun havoning o'rtacha yillik harorati yanvarda 12°C , iyulda — 16°C , o'rtacha yillik — $14,2^{\circ}\text{C}$.

Izoanomalalar kartalari bo'yicha qit'alar va okeanlar taqsimotining havo haroratiga ta'siri to'g'risida fikr yuritish mumkin. Bu kartalar qaralayotgan punktdagi o'rtacha ko'pyillik haroratning o'rtacha kenglik haroratlardan chetlanishlarini ko'rsatadi. Bu holda geografik kenglikning havo harorati taqsimotiga ta'siri chiqarib tashlanadi. Izoanomalar kartalari qit'a va okeanlarning isish va sovish xususiyatlarini yetarlicha ko'rgazmali aks ettiradi. Masalan, yanvarda bitta kenglik bo'yicha havoning o'rtacha haroratlari o'rtasidagi eng katta farq 60° sh.k. bo'ylab kuzatiladi va Shimoliy Atlantika va Yoqutiston o'rtasida 44°C ga yetadi. Shimolga va janubga tomon farqlar tekislanadi. Haroratlarning bunday farqlari dengiz va kontinental iqlimlarning sezilarli farqlarini belgilaydi.

Qutbiy va ekvatorial kengliklarda punktlardagi o'rtacha haroratlarning farqlari katta emas ($3-10^{\circ}\text{C}$).

0°C izoanomala keskin kontinental iqlimlar sohasini chegaralagandek deyarli Osiyo va Shimoliy Amerika qit'alarining konturi bo'ylab o'tadi.

Okeanlarning barcha iliq (Golfstrim, Kurozio va boshqa) oqimlari ustida izoanomalarining musbat, sovuq (Peru, Kaliforniya va boshqa) oqimlari ustida manfiy sohalari shakllanadi.

Yozda shimoliy yarimsharda quruqlik va okean orasidagi eng katta harorat farqlari zonasi kuchsizlanadi va yanvardagi holatiga nisbatan janubga (subtropik kengliklarga) siljiydi.

Yillik izoanomalar kartalarida okeanlar quruqlikka nisbatan sezilarli iliqroq bo'ladi.

7.3. Havo bosimining yillik o'zgarishlari

Bosimning yillik o'zgarishiga siklon faoliyatining intensivligi va yer sharining turli qismlarida bosimning mavsumiy taqsimoti xususiyatlari kuchli ta'sir ko'rsatadi. Qit'alarda qishda antisiklonlar, yozda — past bosimli sohalalar ustunlik qiladi. Okeanlarning subtropik qismlarida yil mobaynida antisiklonlar kuzatiladi, shimoliy yarimsharda yozda ular qishga qaraganda kuchliroq ifodalangan.

Bosimning yillik o'zgarishlari turlari turlicha. Qit'alarda u eng oddiy — maksimum qishga, minimum yozga to'g'ri keladi, yillik amplituda esa okeanlardan uzoqlashgan sari kattalashadi. Masalan, Moskvada yanvarda o'rtacha

bosim 1020 gPa, iyulda — 1011 gPa, yillik amplituda 9 gPa teng (bosimning barcha qiymatlari dengiz sathiga keltirilgan); Toshkentda yanvarda 1026 gPa, iyulda 1004 gPa, yillik amplituda 22 gPa; Gobi cho'lidagi yillik amplituda 40 gPa ga yaqinlashadi.

Huddi shu tipning yillik o'zgarishi qit'alarning chetlaridagi musson sohalari yaxshi ifodalangan. Masalan, Tokioda maksimum noyabrga, minimum — iyunga, yillik amplituda 9 gPa; Vladivostokda maksimum — yanvarga, minimum — iyulga, yillik amplituda 14 gPa; Bombeyda maksimum — yanvarga, minimum — iyunga, yillik amplituda 10 gPa ga to'g'ri keladi.

Okeanlarning yuqori kengliklarida maksimum erta yozda, minimum — qishda kuzatiladi. Masalan Yan-Mayenda 1020 gPa — mayda va 1001 gPa — yanvarda (amplituda 19 gPa). Okeanlarning o'rta kengliklarida, mussonlar sohasidan tashqarida, bosimning yillik o'zgarishida ikkita maksimum (yozda va qishda) va ikkita minimumlar (bahorda va kuzda) tez-tez kuzatiladi. Yillik amplituda juda kichik. Tropik okeanlarda, mussonlar sohasidan tashqarida, bosimning yillik o'zgarishi nihoyatda kichik va sezilarsiz bo'ladi. Okeanlarning musson sohalari bosimning yillik o'zgarishi yaxshi ifodalangan — bosim maksimumi qishga, minimumi esa — yozga to'g'ri keladi.

Bosimning nodavriy o'zgarishlari atmosferada muntazam ravishda paydo bo'ladigan, rivojlanadigan va harakatda bo'ladigan barik tizimlar — siklon va antisiklonlar bilan bog'liq. Siklonik faoliyat ta'sirida bosimning turli vaqt oraliklaridagi nodavriy o'zgarishlari yuzaga keladi; bir necha soatlik, sutkalararo o'zgarish, oylik va yillik anomalialar. Bu o'zgarishlarni batafsilroq ko'rib chiqamiz.

Tabiiyki, siklon va antisiklonlar o'tayotganda, katta hududlarda bosimning o'zgarishi kuzatiladi. Agar turli punktlarda bir xil vaqt oralig'idagi bosim o'zgarishlari (odatda, 3 soatda) kartaga tushirilsa, bu kartada bosim ortgan yoki kamaygan sohalarni aniqlash mumkin. Bosimning o'zgarishlari bir xil bo'lgan nuqtalarni tutashtiruvchi chiziqlar *izallobaralar* deb ataladi. Izallobaralar yordamida bosim maydonida havo bosimi ortgan va kamaygan joylar aniqlanadi. Izallobaralar markazlarida uch soat davomida bosimning maksimal o'zgarishlari 8—10 gPa va undan ortiq bo'lishi mumkin. Uch soat davomidagi bosim o'zgarishlari *barik tendensiya* deb ataladi.

Izallobarik sohalar ko'chishining tahlili va barik tendensiyaning qiymati ob-havoning qisqa muddatli prognozlarida qo'llaniladi.

Bosimning sutkalararo o'zgarishi deganda o'zgarish ishorasidan qat'i nazar sutka davomida o'rtacha bosimning o'zgarish qiymati tushuniladi. Bosimning sutkalararo o'zgarishini hisoblash uchun sutkalararo o'zgarishning mutlaq qiymatlari olinadi va ko'p yillik ma'lumotlar bo'yicha o'rtacha qiymat hisoblanadi.

O'rta kengliklarda yer sirti yaqinida o'rtacha sutkalararo bosim o'zgaruvchanligi taxminan 3—10 gPa yetadi; eng katta qiymatlar Atlantika okeaning shimolida, Islandiya yaqinida va Norvegiya dengizida kuzatiladi, janubga tomon u kamayib boradi. Qishda, siklonal faoliyat kuchliroq rivojlanganida, yozdagiga qaraganda sutkalararo o'zgaruvchanlik kattaroq bo'ladi. Tropiklarda bosimning sutkalararo o'zgaruvchanligi gektopaskalning o'ndan birlariga teng bo'ladi, ya'ni sutkalik o'zgarish amplitudasidan ancha kichik bo'ladi.

O'rta kengliklarda butun troposferada bosimning sutkalararo o'zgaruvchanligi ancha katta bo'ladi. 10 km balandlikda u yer sirti yaqinidagidan kam farq qiladi, 15 km balandlikda, hatto 2,5 gPa teng bo'ladi. Bundan *siklonik faoliyat nafaqat quyi troposfera, balki butun troposferani, hatto stratosferani ham qamrab olishi kelib chiqadi.*

Bosimning oylik va yillik tebranish amplitudalari siklonal faoliyatning faolligiga bog'liq. Amplituda deb ko'p yillik vaqt oralig'idagi o'rtacha oy yoki yil uchun olingan bosimning maksimal va minimal qiymatlari orasidagi farq tushuniladi.

Bosimning oylik va yillik tebranishlari amplitudasi geografik kenglik bo'yicha ortadi. Masalan, 60° sh.k. da oy davomida bosim tebranishi qishda dengizda 57 gPa, quruqlikda 44 gPa ga yetishi mumkin. 10° sh.k. dagi mos qiymatlar 5 va 9 gPa ga teng.

Yillik amplitudalar undan ham katta. Sankt-Peterburgda (60° sh.k.) o'rtacha yillik amplituda 76 gPa, ekvatorida esa — 12 gPa ga teng. Ko'rilayotgan joyda ko'p yillik vaqt oralig'ida bosimning mutlaq amplitudasi, ya'ni eng katta va eng kichik qiymatlari orasidagi farq, yanada katta. Masalan, Moskvada 35 yil davomida havo bosimi 1037 gPa dan 944 gPa gacha o'zgargan, ya'ni tebranish taxminan 100 gPa ni tashkil qilgan. Butun Yer shari bo'yicha dengiz sathidagi bosim 200 gPa atrofida o'zgarishi mumkin. Masalan, 1900 yilda yanvarda Barnaulda dengiz sathiga keltirilgan havo bosimi 1080 gPa teng bo'lgan; 1934 yilda sentyabrda Yaponiyada kuzatilgan tayfun markazida havo bosimi 884 gPa gacha tushgan.

Bosimning oylik anomaliyasi deb ko'rilayotgan oy uchun o'rtacha bosimning shu oy uchun ko'p yillik o'rtacha qiymatidan (iqlimiy norma) chetlanishi tushuniladi. Oylik anomaliyalar ayniqsa qishda katta (yozga nisbatan 2—3 barobar); qit'alarga qaraganda okeanlarda kattaroq; quyi kengliklarga qaraganda yuqori — kengliklarda kattaroq. Demak, okeanlarga nisbatan qit'alarda atmosfera bosimining rejimi yildan yilga turg'unroq, tropiklarda esa o'rta va yuqori kengliklarga qaraganda turg'unroq bo'ladi.

Yevropa va Atlantika qutboldi kengliklarida bosimning o'rtacha oylik anomaliyalari qishda 5—6 gPa, yozda 2—3 gPa ga yetadi. O'rta kengliklarda ular qishda 3—4 gPa, yozda 1—2 gPa ga teng bo'ladi. Atlantika

okeanining tropik kengliklarida yil mobaynida bosim anomaliyalari 1 gPa atrofida kuzatiladi. Bosim anomaliyalari quruqliklarda dengizlarga nisbatan biroz kichikroq. Quruqlikda, okeandan uzoqlashgan sari, bosimning oylik anomaliyalari kamayadi.

Ayrim oylarda oylik anomaliyalar ancha katta bo'lishi mumkin va yuqori kengliklarda — 40–42 gPa, o'rtacha kengliklarda — 27–30 gPa, quyi kengliklarda — 12–14 gPa dan ortiqroq mumkin.

Bosimning o'rtacha yillik anomaliyalari yuqori kengliklarda 1,5–2 gPa, o'rta kengliklarda — 1 gPa, quyi kengliklarda — 0,5 gPa dan kamroqni tashkil etadi. Ayrim yillarda bosimning o'rtacha qiymati ko'p yillik qiymatdan kattaroq farq qilishi mumkin. Masalan, Islandiyada — 9 gPa, Parijda — 5 gPa, Barnaulda — 6 gPa, Tbilisida — 3 gPa gacha yillik bosim anomaliyalar kuzatilgan edi.

7.4. Atmosferaning namdorligi

Atmosferaning namdorligi namlik aylanishining muhim xarakteristikasi bo'lib, bug'lanish, bulutlilik, tumanlar va yog'inlar kabi iqlimiy xarakteristikalarining vaqt va fazo bo'yicha taqsimlanishi unga bog'liq.

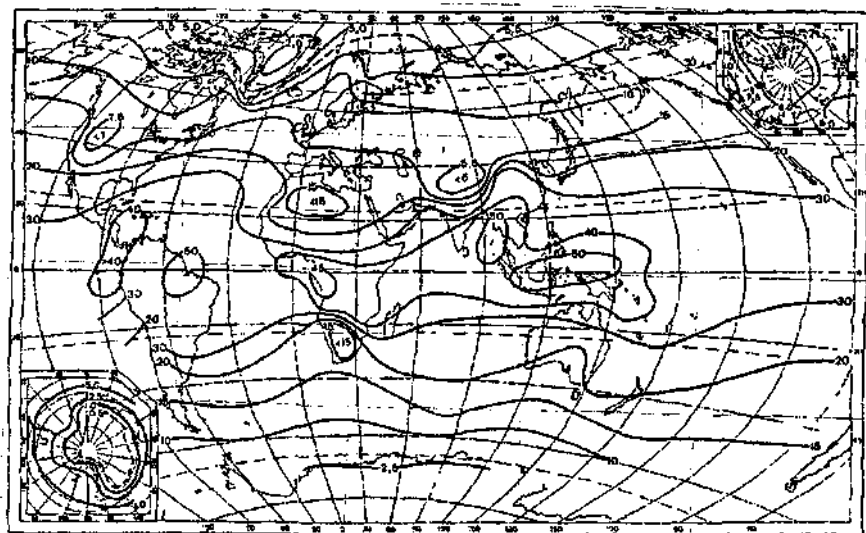
Havo vertikal ustuning namdorligi suv hosil qilgan qatlamning mm da o'lchangan qalinligida o'lchanadi (mm). Yetarlicha katta aniqlik bilan suvning asosiy miqdori atmosferaning quyi 7–8 km li qatlamida joylashgan, deb hisoblash mumkin.

Namdorlikning geografik taqsimoti 35-rasmda keltirilgan.

Umuman, Yer shari bo'yicha namdorlikning taqsimoti zonal xarakterga ega. Yer sharining ekvatorial va ekvatorga yaqin mintaqalarida namdorlikning eng katta qiymatlari kuzatiladi. Tinch okeanining g'arbiy qismi, Amazonka daryosi havzasi, ekvatorial Afrika, Jahubi-sharqiy Osiyoning ekvatorial va tropik mussonlar zonasida namdorlik 45–50 mm gacha yetadi. Quyi kengliklarda okeanlar va quruqliklarning namdorliklari katta farq qilmaydi.

Yuqori kengliklar tomon atmosfera namdorligi kamayib, qutb hududlarida minimumga erishadi. Grenlandiyada u 2 mm, Antarktidada 0,5 mm gacha pasayadi. Subtropik antisiklonlarning ta'sir zonasida, ayniqsa quruqliklar ustida, namdorlikning kichik qiymatlari kuzatiladi. Masalan, Shimoliy va Janubiy Afrikadagi tropik sahrolarda (Sahroi Kabir, Kalaxara) namdorlik 15 mm dan ortmaydi. O'rta Osiyodagi subtropik sahrolarda u yanada kichik va 5–5,5 mm ni tashkil etadi. Arktika, Antarktida muzliklari va sahro hududlaridagi namdorlik minimumlari bu yerlarda bug'lanishning kamligiga bog'liq.

Iliq va sovuq dengiz oqimlari, shuningdek yirik tog' tizmalari ustida namdorlikning zonal taqsimotidan sezilarli chetlanishlar kuzatiladi. Tog' yonbag'irlarining shamolga qaragan tomonida okeandan kelayotgan nam-



35-rasm. 0-7 km li atmosfera qatlamining o'rtacha yillik namdordligi (mm).

lik ushlanib qolib, yomg'ir ko'rinishida yog'adi va namdorlikni orttiradi. Shamolga teskari yonbag'irlarda havo namdordligi kamayadi. Ikkala yarim-sharlarda okeanlar ustidagi namdorlik quruqliklar ustidagi namdorlikka nisbatan yuqoriroq. Biroq, yozda, quruqliklarda bug'lanishning ortishi bilan (sahro landshaftlaridan tashqari) namdorlik okeanlardagiga nisbatan kattaroq bo'lishi mumkin. Ekvatorga yaqin zonalaridan tashqari, barcha kengliklar uchun namdorlikning mavsumiy farqlari xarakterli. O'rta kengliklardagi quruqlik hududlarida va ekvatorial mussonlar hududida ular eng kuchli ifodalangan bo'ladi. O'rta Osiyoda yozda namdorlik 15-18 mm dan (sahrolarda) 28-30 mm gacha (vohalarda) o'zgaradi. Qishda u taxminan 1,5-2,0 marotaba kamayadi. Umuman Yer shari uchun atmosferaning o'rtacha namdordligi 25,3 mm ga teng. Shunday qilib, atmosfera namligining tez almashishini hisobiga (har 8,1 sutkada) atmosfera yirik bevosita suv resurslariga ega. Bu resurslar daryolar va vohalar hamda boshqa chuchuk suv havzalaridagi barcha suv zahiralardan ko'p marotaba katta.

7.5. Bug'lanish va bug'lanuvchanlik

Bug'lanuvchanlik deb, namlik zahirasi bilan cheklanmagan, mumkin bo'lgan maksimal bug'lanishga aytilishini eslatib o'tamiz. Suv havzasi yoki ortiqcha namlangan tuproq yuzasidan bug'lanish kattaligi bug'lanuvchanlik kattaligiga mos keladi.

Yer shari bo'yicha bug'lanuvchanlikning miqdoriy qiymatini ko'rib chiqamiz. Okeanlar uchun bu qiymat haqiqiy bug'lanish bilan mos keldi, quruqlik uchun u bug'latgich ma'lumotlari bo'yicha hisoblangan.

Qutb hududlarida, bug'lantiruvchi sirt harorati past bo'lganda to'yinagan suv bug'i bosimi E_s va suv bug'ining haqiqiy bosimi e kichik va ular birbiriga yaqin. Shu sababli $E_s - e$ ayirma kichik va shu sababli bug'lanuvchanlik kichik. Shpisbergenda uning bir yillik qiymati 80 mm xolos, Angliyada 400 mm atrofida, Shimoliy Yevropada 450 mm atrofida. Rossiyaning Yevropa qismida to'yinish defisiti shimoli-g'arbdan janubi-sharqqa tomon ortib borishi bilan bug'lanuvchanlik ham ortib boradi. Sankt-Peterburgda uning yillik miqdori 320 mm, Moskvada 420 mm, Luganskda 740 mm. O'rta Osiyoda yozgi yuqori harorat va to'yinish defisitining kattaligi sababli bug'lanuvchanlik yuqori: Toshkentda 1340 mm va Nukusda 1800 mm.

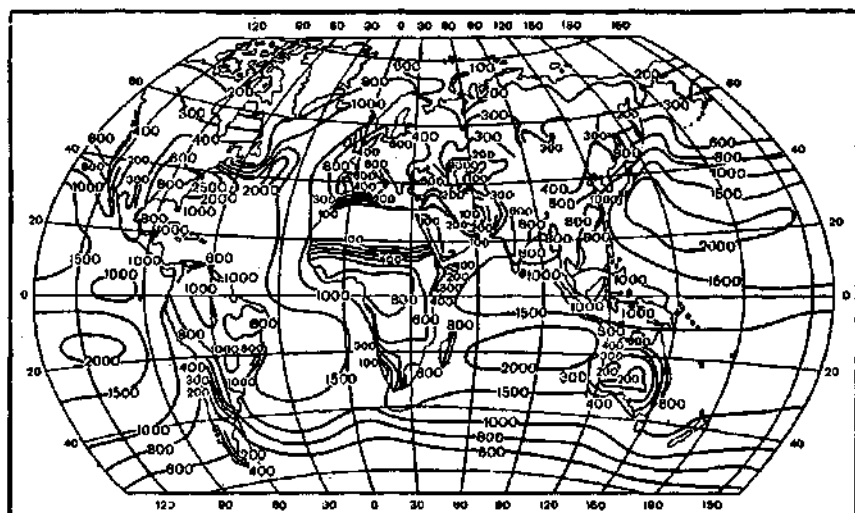
Tropiklarda qirg'oq yaqinida bug'lanuvchanlik nisbatan kichik va qit'a ichkarisiga tomon ortib boradi, cho'llarda ancha katta. Shunday qilib, Saxroi Kabirning Atlantika qirg'oqlari hududida bir yillik bug'lanuvchanlik 600–700 mm, qirg'oqdan 500 km uzoqlikda esa bug'lanuvchanlik 3000 mm. Arabistonning qirg'oq hududlarida va Kolorado cho'llarida u 3000 mm dan ko'p. Faqat Shimoliy Amerikada yillik bug'lanuvchanlik miqdori 2500 mm dan yuqori bo'lgan hududlar yo'q.

Ekvator yaqinida to'yinish defisiti kamligi sababli bug'lanuvchanlik nisbatan kichik — 700–1000 mm. Peru, Chili va Janubiy Afrikaning qirg'oqqa yaqin cho'llarida yillik bug'lanuvchanlik 600–800 mm dan ortmaydi.

O'simlik bilan qoplangan nam tuproq suv yuzasiga qaraganda ko'proq namni yo'qotishi mumkin, chunki bu yerda bug'lanishga transpirasiya ham qo'shiladi. Albatta, kam namlangan tuproqli hududlarda bug'lanish kam, ya'ni u yomg'ir yoki erigan qor orqali olgan suv miqdoridan ortmaydi.

Haqiqiy bug'lanishning geografik taqsimotini ko'ramiz (36-rasm). Okeanlardan bug'lanish (u yerda bug'lanuvchanlik bilan teng) quruqlik ustidan bug'lanishdan ancha ortiq. O'rta va quyi kengliklardagi dunyo okeanlari akvatoriyasining katta qismida u 600 dan 2500 mm, maksimumi esa 3000 mm gacha yetadi. Qutb suvlarida muz mavjudligida bug'lanish nisbatan kichik.

Quruqlik ustida bug'lanishning yillik summasi qutb va cho'l hududlarida (Antarktidada bundan ham kam) 100–200 mm, nam tropik va subtropik hududlarda (Osiyo janubi, Gvineya ko'rfazi davlatlari, Kongo, AQShning janubi-sharqi, Indoneziya orollari, Madagaskar) 800–1000 mm gacha. Quruqlikdagi maksimum qiymat birmuncha yuqori 1000 mm (Amazonka daryosi havzasi).



36-rasm. To'shalgan sirtidan bug'lanish. O'rtacha yillik qiymatlar (mm/yil).

Alohida kenglik zonalari bo'yicha bug'lanishning taqsimoti 7.2-jadvalda keltirilgan.

7.2-jadval

Shimoliy yarimsharning turli mintaqalarida bug'lanishning o'rtacha qiymatlari, sm da (M.I. Budiko bo'yicha)

Hudud	Kenglik ϕ_0							
	00–10°	10–20°	20–30°	30–40°	40–50°	50–60°	60–90°	0–90°
Quruqlik	112	57	37	41	37	23	10	41
Okean	110	135	130	115	70	60	15	101
Shimoliy yarimshar	110	114	95	83	53	39	12	77

Shimoliy yarimsharda taxminan 12–40° sh.k. da okean hududlari atmosfera uchun suv bug'ining asosiy manbai hisoblanadi. Bu ortiqcha suv bug'ining sarfi asosan ekvatoroldi hududining shimoliy tomoni – 40° shimoliy kengligi tomonga sarflanadi. Janubiy yarimshar kengliklari bo'yicha ham bug'lanish huddi shunday taqsimlanadi. Bu yarimsharda okean bilan qoplangan maydonning kattaligi sababli bug'lanishning o'rtacha yillik qiymati 125 sm atrofida, shimoliy yarimsharda esa 77 sm. Butun Yer shari uchun o'rtacha yillik bug'lanish 100 sm atrofida.

7.6. Havo namligining geografik taqsimoti

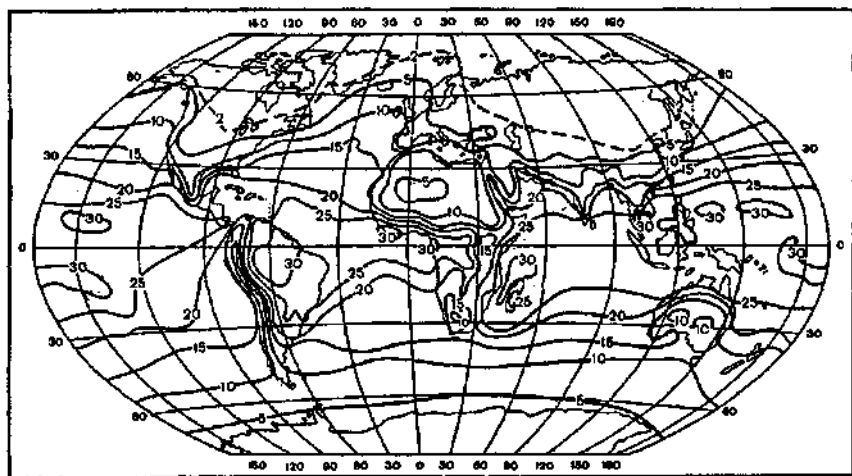
Havo namligining geografik taqsimoti har bir hududdagi bug'lanish va Yerning bir joyidan boshqa joyiga ko'chayotgan havo massasi bilan namlikning olib kelinishiga bog'liq.

Bug'lanish to'yinish defisitiga proporsional, to'yinish defisiti harorat qancha katta bo'lsa shuncha katta. Shu sababli namlik (bug' bosimi, bug'ning massa ulushi yoki mutlaq namlik) taqsimoti umuman olganda harorat taqsimotiga bog'liq. Iqlim kartalarida namlik izochiziqlarining joylashishi harorat izochiziqlarining joylashishiga yaqin (37, 38-rasmlar).

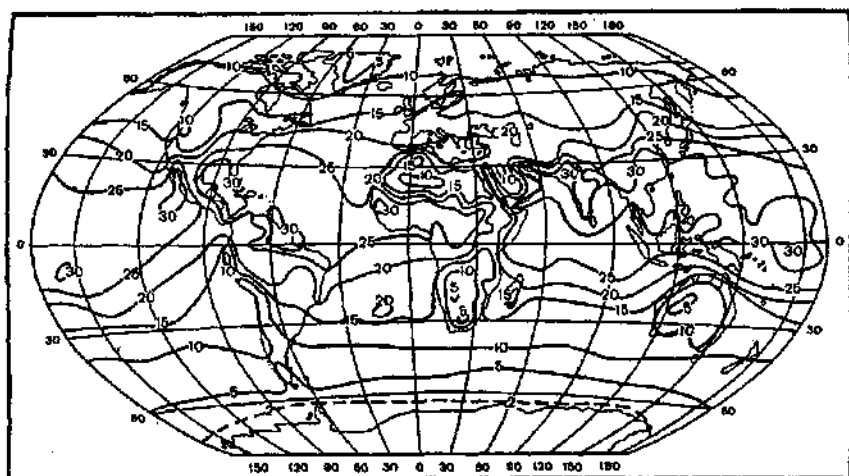
Havo namligi ko'p yillik o'rtacha oylik bug' bosimi 20 gPa dan yuqori bo'lgan ekvator atrofida eng yuqori, bir qator joylarda u ekstremal qiymatlarga (30–35 gPa) yetadi. Quruqlikda ekvator o'rmonlari hududida katta namlik kuzatiladi.

Havo namligi ham harorat kabi kenglik bo'yicha kamayib boradi. Undan tashqari u qishda huddi harorat kabi qit'alarda okeandagiga nisbatan kam. Shu sababli qishda bug' bosimi yoki mutlaq namlik izochiziqlari izoterma chiziqlariga o'xshash, ya'ni qit'alar ustida ekvator tomonga egilgan. Markaziy va Sharqiy Osiyoning keskin sovuq ichki hududlari ustida juda past bug' bosimli yopiq izochizikli maydonlar yuzaga keladi. Yoqutiston sovuq qutbi hududida bug' bosimi 0,1 gPa dan kichik; Antarktidaning ichki hududlarida u yanada kichik.

Biroq, yozda harorat va bug' miqdori orasidagi moslik kichik. Qit'alar ichkarisida yozda harorat yuqori, biroq haqiqiy bug'lanish namlik zahirasi



37-rasm. Suv bug'i parsial bosimining (gPa) o'rtacha taqsimoti. Yanvar.



38-rasm. Suv bug'i parsial bosimining (gPa) o'rtacha taqsimoti. Iyul.

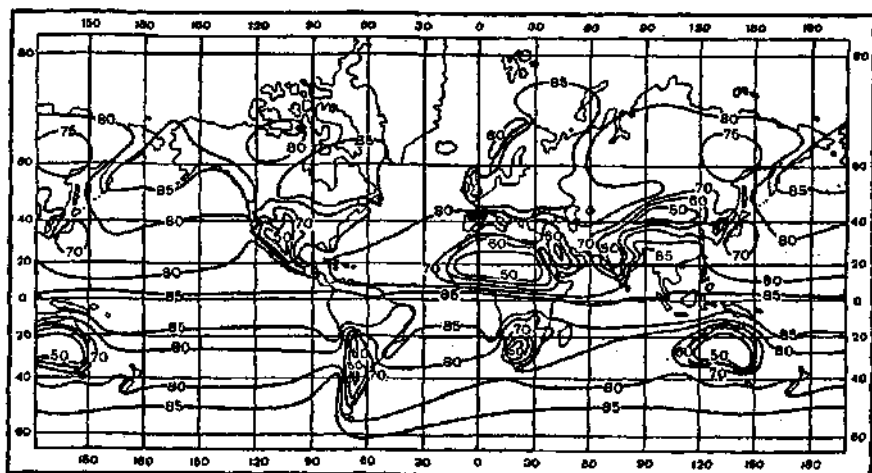
bilan cheklangan va havoga suv bug'ining kelishi okeandagidan yuqori emas. Haroratning yuqoriligiga qaramay qit'alar ustida bug' bosimi okean ustidagiga qaraganda kichik. Shu sababli izoterma chiziqlaridan farqli o'laroq bug' bosimi izochiziqlari qit'alar ustida yozda yuqori kengliklarga qarab egilib emas, balki kenglik doiralari yaqin o'tadi. Saxroi Kabir yoki O'rta va Markaziy Osiyo cho'llari hatto past bug' bosimining yopiq izochiziqli hududi hisoblanadi.

Aksariyat hollarda yil davomida okeanlar havosi keladigan qit'alar sohasida, masalan, G'arbiy Yevropada bug' miqdori yetarlicha yuqori va, qishda ham, yozda ham okean ustidagiga yaqin. Osiyoning sharqi va janubi kabi musson sohalarida havo oqimlari yozda dengizdan, qishda quruqlikdan yo'nalganda, bug' miqdori yozda katta va qishda kichik.

Janubiy yarimsharda bug' bosimi va mutlaq namlikning qiymatlari shimoliy yarimsharning mos kengliklardagi qiymatlariga yetarlicha yaqin. O'rtacha yillik eng yuqori namlik ekvatorga to'g'ri keladi. Biroq, u shimoliy yarimsharning qishida 6° j.k. da, shimoliy yarimsharning yozida esa 7° sh.k. da kuzatiladi. Barcha kenglik zonalarida qishki qiymatlar yozgi qiymatlardan kichik.

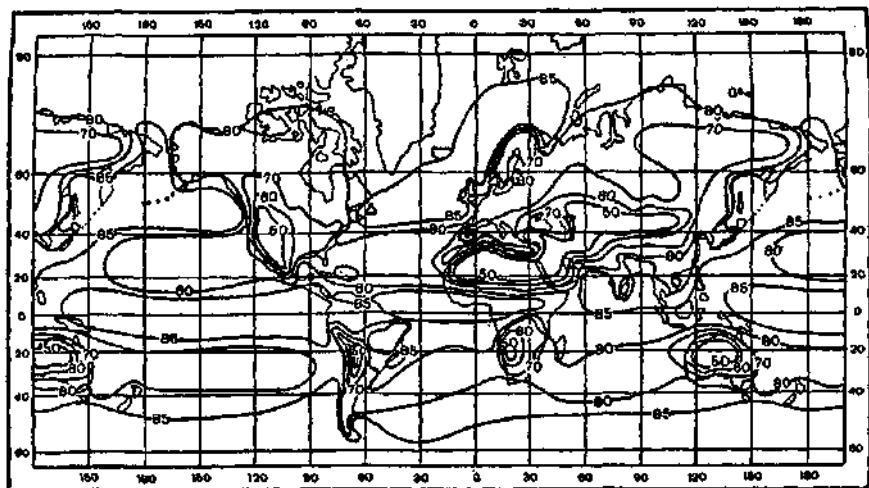
Yer yuzasi yaqinidagi mutlaq namlikning yillik o'rtacha qiymati butun Yer shari uchun 11 g/m^3 ni tashkil etadi. Bu suv bug'ining zichligi Yer yuzasi yaqinidagi umumiy havo zichligining 1% ini tashkil etadi demakdir.

Nisbiy namlik havodagi bug' miqdori va haroratiga bog'liqligini bilamiz. U ekvatorial zonada doim yuqori. Bu yerda havodagi bug' miqdori juda yuqori. Harorat esa kuchli bulutlilik sababli uncha yuqori emas. Ek-



39-rasm. Nisbiy namlikning o'rtacha taqsimoti (%). Yanvar

vatorial zonada nisbiy namlikning o'rtacha yillik miqdori 85% va undan ham yuqori. Nisbiy namlik shimoliy muz okeanida, Atlantika va Tinch okeani shimolida, Antarktida suvlarida doimo yuqori. Bu yerda u ekvatorial zonadagidek yuqori yoki deyarli o'shadek yuqori qiymatlarga erishadi. Biroq, bu yerdagi yuqori nisbiy namlikning sababi boshqa. Yuqori kengliklarda havodagi bug' miqdori kam, lekin havo harorati ham kichik. Qishda undan ham kichik.



40-rasm. Nisbiy namlikning o'rtacha taqsimoti (%). Iyul.

O'rta va yuqori kengliklarda sovuq qit'alar ustida qishda o'xshash sharoitlar yuzaga keladi. Masalan, Sibirda nisbiy namlik qish oylarida o'rtacha 75–80% ga yetadi (39-rasm). Yevropaning katta qismi ustida, ayniqsa uning shimoli-g'arbi ustida qishda u o'rtacha 80–85% ni tashkil etadi. Yevropada qishki harorat qutb sohasi yoki Sibirdagi kabi past emas, biroq u yerda bug' miqdori katta.

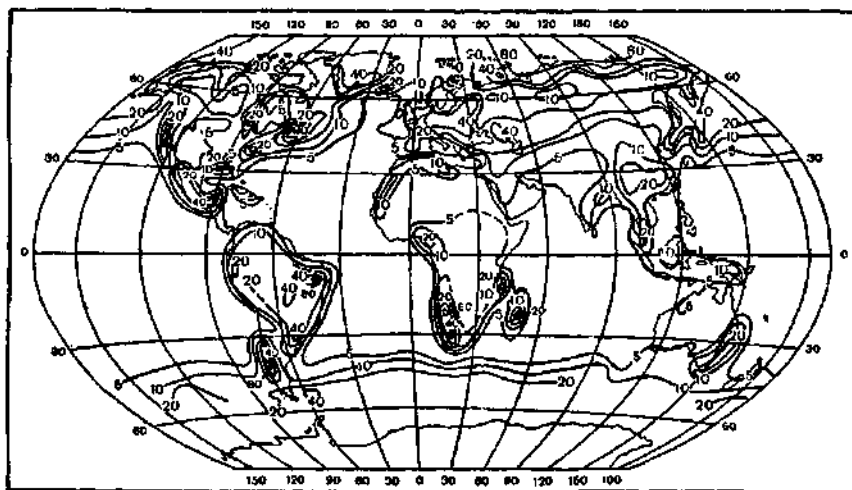
Yozda, ayniqsa yuqori nisbiy namlikli (75–80%) hududlarga bu vaqtda okean janubi-g'arbiy mussoni ustuvorlik qiluvchi Hindiston ham qo'shiladi (40-rasm).

7.7. Tumanlar va bulutlikning geografik taqsimoti

Yil mobaynida tumanlar takrorlanuvchanligining geografik taqsimoti quyidagi xususiyatlarga ega (41-rasm).

Arktik havoda tumanli kunlar soni 80 dan ortiq. Buning sababi bir tomondan iliq havo massasining sovuq muz yuzasi ustiga kelishi bo'lsa, boshqa tomondan sovuq havoning muz ustidan yoki sovuq quruqlik ustidan ochiq suv ustiga ko'chishidir. Yuqori kengliklardagi Janubiy okean suvlari ustida ham tumanlarning takrorlanuvchanligi yuqori.

Shimoliy yarimsharning o'rta kengliklarida — Nyufaundlend hududida tumanlar nisbatan tez-tez (80 kun va undan ko'p) kuzatiladi. Bu yerda ular havoning iliq Golfstrim suvlaridan, sovuq Labrador oqimi suvlariga ko'chishi bilan bog'liq. Janubiy yarimsharning subtropik kengliklarida tumanlarning eng ko'p takrorlanuvchanligi (80 kun va undan ko'p) Janubiy Afrika va



41-rasm. O'rtacha yillik tumanli kunlar soni.

Janubiy Amerika qirg'oqoldi hududlarida hamda ularni yuvib turuvchi suvlarda kuzatiladi. Bu yerda iliq havo sovuq okean oqimlari ustiga tarqaladi.

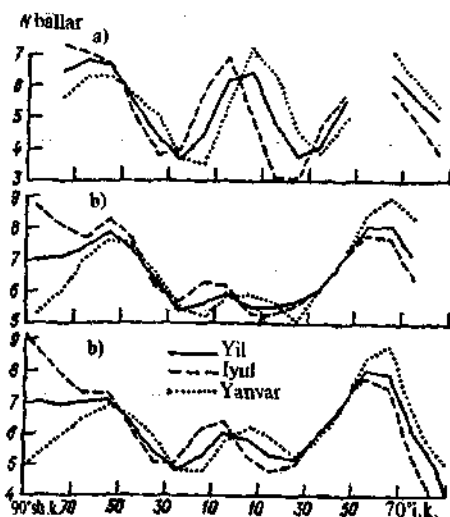
Tumanlarning takrorlanuvchanligi O'rta Yevropada, Kaliforniya qirg'oqlarida, Janubiy Amerikaning Atlantika okeani qirg'oqlarida, Madagaskarda ham yuqori. Bu yerdagi yuqori takrorlanuvchanlikni to'shalgan sirtning termik xususiyatlari bilan tushuntirish mumkin. Bu yuzalar ustidan ustivor havo oqimlari o'tadi.

Qit'alarining ichkari qismida, ayniqsa havodagi suv bug'i miqdori kam va harorat yuqori bo'lgan cho'llarda tumanlarning kichik takrorlanuvchanligi kuzatiladi.

Sibir va Kanadada tumanlar kam. Bu yerda iliq yozda havo to'yinishdan uzoq, sovuq qishda esa havodagi namlik miqdori shunchalik kamki, xatto havo to'yinganda ham kamdan-kam hollarda tuman yuzaga keladi. Ularning intensivligi va takrorlanuvchanligi qishda aholi punktlarida ortadi.

Turli iqlimiy hududlarda bulutlilikning yillik o'zgarishi turlicha bo'ladi (42-rasm). Yuqori va o'rta kengliklarda okeanlar ustida bulutlilikning yillik o'zgarishi kichik, maksimum yozda yoki kuzda, minimum bahorda kuzatiladi. Masalan, Yangi Yer orolida sentyabr va oktyabrda 8,5, aprelda — 7,0; Farer orollarida avgustda — 7,9, aprelda — 7,0.

Yevropada maksimum qishga to'g'ri keladi, chunki bu paytda eng rivojlangan siklonal faoliyat kuzatiladi. Bulutlilikning yillik o'zgarishidagi minimum konvektiv bulutlar rivojlangan bahor yoki yozga to'g'ri keladi.



42-rasm. Raspredeleye sredney zonalnoy oblachnosti N_s geograficheskoy shirotoy nad materikami (a), okeanami (b) i na Zemle v selom (d).

Masalan, Moskvada dekabrda — 8,5, mayda — 5,4; Venada dekabrda — 7,8, avgustda — 5,0.

Sharqiy Sibir va Baykalortida, qishda antisiklonlar hukmron qiladigan hududlarda maksimum yoz yoki kuzga, minimum — qishga to'g'ri keladi. Masalan, Krasnoyarskda oktyabrda — 7,3, fevralda — 5,3; Chitada iyulda — 6,7, yanvarda — 3,3. Uzoq Sharqning musson hududida yillik o'zgarish huddi shunga o'xshash, faqat amplituda kattaroq bo'ladi: Vladivostokda iyun va iyulda — 7,7, yanvarda — 2,8.

Subtropiklarda, yozda antisiklonlar ustunlik qiladigan, qishda esa siklonal faoliyat rivojlangan joylarda huddi Yevropaning o'rta kengliklaridagiga o'xshash, maksimum qishga, minimum yozga to'g'ri keladi. Faqat o'zgarishlarning amplitudasi kattaroq bo'ladi. Masalan, Afinada dekabrda — 5,9, iyunda — 1,1. O'rta Osiyoda, yozda havo harorati yuqoriligi tufayli to'yinishdan uzoq, qishda intensiv siklonal faoliyat kuzatilganligi uchun bulutlilikning yuqoridagiga o'xshagan yillik o'zgarishi kuzatiladi: Toshkentda yanvarda — 6,4, iyulda — 0,9.

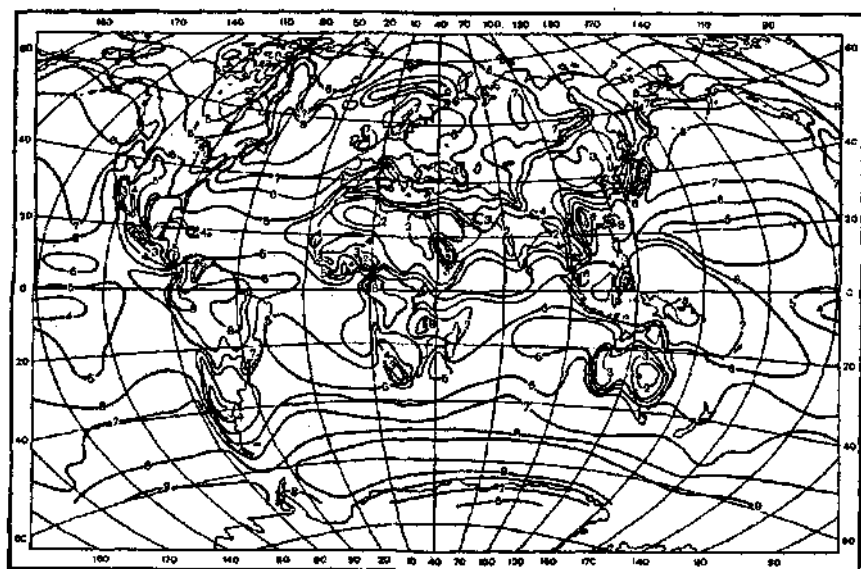
Tropiklarda, passat hududlarida, bulutlilikning maksimumi yozga, minimumi qishga to'g'ri keladi: Kamerunda iyulda — 8,9, yanvarda — 5,4. Tropiklarda, musson iqlimida yillik o'zgarish yuqoridagiga o'xshash, biroq u kuchliroq ifodalangan bo'ladi: Dehlida iyulda — 6,0, noyabrda — 0,7.

Yevropada baland tog' stansiyalarida bulutlilikning minimumi asosan qishda kuzatiladi, chunki bu paytda qatlamdor bulutlar stansiyalardan pastroqda joylashgan bo'ladi, maksimum esa — yozda, konvektiv bulutlar rivojlanganida kuzatiladi.

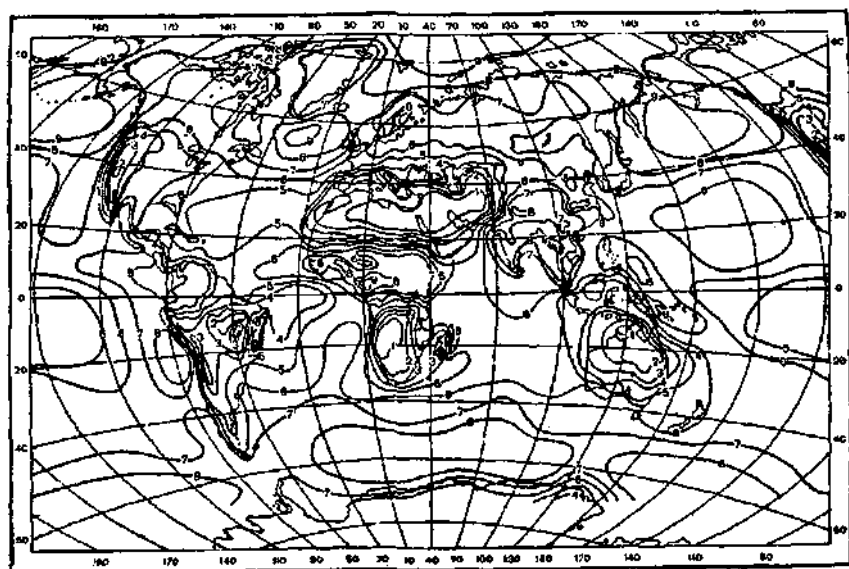
O'rta butun shimoliy yarimshar uchun quruqliklar ustida bulutlilik 5,4, okeanlar ustida 6,2 ni tashkil qiladi. Janubiy yarimshar uchun (Antarktidadan tashqari) quruqlik ustida u 5,2 ga, okeanlar ustida — 6,4 ga teng bo'ladi. Butun Yer shari bo'yicha quruqliklar ustida o'rta bulutlilik 5,3, okeanlar ustida 6,3 ni tashkil qiladi. Shimoliy yarimshar osmonining 59%, Janubiy yarimshar osmonining — 63%, umuman Yer shari osmonining 60% ni bulutlilik qoplaydi.

Bulutlilik taqsimotining ko'p yillik o'rta karta-larida barcha mavsumlarda ikkala yarimsharlarning subtropik sa-hrolarida yaxshi ifodalangan kam bulutli hududlar kuzatiladi (2,0 gacha va undan kam) (43, 44-rasmlar). Masalan, Asuanda (22,4° sh.k., 33° sh.u.) o'rta yillik bulutlilik 0,5 ga teng. O'rta Osiyoda ham bulutlilik kam, ayniqsa yozda. Masalan, Termizda o'rta yillik bulutlilik 1,6 ga, yozda — hatto 0,2 ga teng bo'ladi. Qishda antisiklonal rejim yoki qishki musson sirkulyasiyasi kuzatilayotgan hududlarda (Sharqiy Sibir, Markaziy Osiyo, Hindiston) bulutlilik kam.

Yil mobaynida katta miqdordagi bulutlilik (7,0–8,0 va undan ortiq) Tinch va Atlantika okeanlarining shimolida, shuningdek Yevropaning Shu-



43-rasm. Yanvarda o'rtta bulutlilikning taqsimoti (ballar).



44-rasm. Iyulda o'rtta bulutlilikning taqsimoti (ballar).

moli-g'arbiy hududlarida, Yapon orollarida va janubiy okeanlarning yuqori kengliklarida kuzatiladi. Qishda u G'arbiy Sibir va Buyuk ko'llar hududida katta miqdorlarni tashkil etadi. Yozda bulutlilik Hindiston va Gvineya ko'rfazining mussonli hududlarida ortadi.

Rossiyada eng katta bulutlilik miqdoriga ega joylar uning Yevropa qismining shimoli-g'arbiga to'g'ri keladi. Oq dengizda o'rtacha yillik bulutlilik 7,7 ga, Sosnoves mayaki yaqinida qishda 9,0 teng bo'ladi.

Bulutlilik bulutli va bulutsiz kunlar miqdoriga, shuningdek quyoshning nur sochib turish davomiyligiga ta'sir ko'rsatadi. Bulutli va bulutsiz kunlarning soni, huddi umumiy bulutlilikdek, sutkalik va yillik o'zgarishlarga hamda geografik taqsimotga ega. Ba'zi kuzatish natijalarini keltiramiz.

Liviyadagi ba'zi stansiyalarda yil davomida 293 bulutsiz kun, O'zbekiston va Turkmanistonda — 260–270 kun, Kola yarimorolida faqat 9 kun kuzatiladi. Shotlandiyada Ben-Nevis tog' stansiyasida yil davomida 247 bulutli kun, Tayvan orolining sharqiy qirg'og'ida — 233 kun kuzatiladi.

7.8. Yog'inlar va momaqaldiraqlar

Yog'inlarning yillik o'zgarishi atmosferaning umumiy sirkulyasiyasi va mahalliy fizik-geografik sharoitlarga bog'liq. Yillik o'zgarishining asosiy turlarini ko'rib chiqaylik.

a. *Ekvatorial tur.* Ekvator yaqinida (ikkala yarimsharda tahminan 10° kenglikkacha) yil davomida nisbatan quruq mavsumlar bilan ajralgan *ikkita yomg'irli mavsumlar* kuzatiladi. Yomg'irli mavsumlar teng kunlikdan keyingi, ichki tropik konvergensiya zonasi ekvatorga eng yaqin va konveksiya eng kuchli rivojlangan davrga to'g'ri keladi. Asosiy minimum, ichki tropik konvergensiya zonasi ekvatoridan eng uzoq bo'lganida, shimoliy yarimsharning yoziga to'g'ri keladi. Masalan, Librevil stansiyasida (0,5° sh.k., 95° sh.u.) yog'inlar miqdorining yig'indisi quyidagicha taqsimlangan: fevral — 220 mm, mart — 340 mm, iyul — 3 mm, noyabr — 380 mm, yilda — 2410 mm.

b. *Tropik tur.* Tropik zonaning tashqi chegaralariga yaqinlashgan sari haroratning yillik o'zgarishidagi ikkita maksimum bitta yozgi maksimumga birlashadi. Shu bilan birga ikkita yomg'irli birlashib, bitta yomg'irli mavsumni tashkil qiladi. Tropik yaqinidagi hududlar yil davomida to'rt oy kuchli yog'inlar bilan xarakterlanadi, sakkiz oy esa - quruq bo'ladi. Masalan, San-Salvador stansiyasida (13,7° sh.k., 89,2° g'u.) yog'inlar miqdorining yig'indisi quyidagicha taqsimlangan: yanvar — 10 mm, iyun — 320 mm, yilda — 1800 mm.

d. *Tropik mussonlar turi.* Musson sirkulyasiyasi yaxshi ifodalangan tropik hududlarda (Hindiston, Xitoyning janubi-sharqi, Gvineya ko'rfazi, Avstraliyaning shimoliy qismi) yog'inlarning yillik o'zgarishi tropik tipdagidek —

maksimum yozda, minimum — qishda, farqi — amplituda kattaroq bo'ladi. Masalan, Bombey stansiyasida ($18,9^{\circ}$ sh.k., $72,9^{\circ}$ sh.u.) — dekabrda — 1 mm, iyulda — 610 mm, yilda — 1840 mm.

Orografiya ta'sirida yozgi musson yog'inlarining miqdori keskin ortishi mumkin, masalan Cherrapunji stansiyasida ($25,3^{\circ}$ sh.k., $91,8^{\circ}$ sh.u.) dekabrda — 10 mm, iyulda — 2730 mm, yilda — 11020 mm ga yetishi mumkin.

e. *O'rta Yer dengizi turi*. Subtropik kengliklarda orollarda va qit'alarining g'arbiy qismlarida yomg'irli va quruq mavsumlar orasida farqlanish (ba'zida keskin) kuzatiladi. Yog'inlarning maksimumi yozga emas, balki qishga yoki kuzga to'g'ri keladi. Quruq yoz kam bulutli ob-havo bilan xarakterlanadigan subtropik antisiklonlarning ta'siri bilan bog'liq. Qishda antisiklonlar kichikroq kengliklar tomon siljiydi va o'rta kengliklardagi siklonal faoliyat subtropiklarga tarqaladi. Nam va quruq mavsumlar yarim yildan davom etadi. Yog'inlar yillik o'zgarishining bu tipi atmosfera sirkulyasiyasi sharoitlari o'xshash bo'lgan O'rta Yer dengizi mamlakatlarida, Kaliforniya, Afrika janubida, Avstraliya janubida ayniqsa keskin ifodalangan. Bu tipga Qrimning janubiy qirg'og'idagi, O'rta Yer dengizi iqlimining eng shimoliy chetidagi va O'rta Osiyo sahrolaridagi yog'inlar kiradi. Masalan, Gibraltar stansiyasida ($36,1^{\circ}$ sh.k., $5,4^{\circ}$ g'u.) — iyul — 1 mm, noyabr — 160 mm, yilda — 910 mm; Yaltada ($44,5^{\circ}$ sh.k., $34,2^{\circ}$ sh.u.) — yanvar — 80 mm, avgust — 30 mm, yilda — 600 mm; Toshkentda ($41,3^{\circ}$ sh.k., $68,3^{\circ}$ sh.u.) — avgust — 1 mm, mart — 60 mm, yilda — 350 mm.

f. *O'rta kengliklardagi qit'alarining ichki qismlari turi*. O'rta kengliklarda qit'alarining ichki qismlarida antisiklonlarda yog'inlarning maksimumi yozga, minimumi — qishga to'g'ri keladi. Osiyoda yillik o'zgarishning bu turi ayniqsa keskin ifodalangan, chunki bu yerda qishda quruq ob-havoli baquvvat antisiklonlar hukmronlik qiladi. Yillik o'zgarishning bu tipi Shimoliy Amerika va Yevropada ham mavjud. Masalan, yog'inlarning miqdori Chikagoda ($41,9^{\circ}$ sh.k., $97,6^{\circ}$ g'u.) yanvar va fevralda 50 mm gacha, iyulda — 90 mm, yilda — 840 mm; Moskvada ($55,8^{\circ}$ sh.k., $37,6^{\circ}$ sh.u.) — fevralda — 30 mm, iyul — 80 mm, yilda — 600 mm ni tashkil qiladi.

g. *O'rta kengliklar dengiz turi*. O'rta kengliklarda qit'alarining g'arbiy qismlarida qishda siklonlar yozga qaraganda ko'proq kuzatiladi. Shuning uchun ham u yerda qishki yog'inlar ko'p miqdorda bo'ladi va yil mobaynida yog'inlarning taqsimoti yetarlicha bir tekis. Masalan, G'arbiy Yevropaning qirg'oqlarida yog'inlarning maksimumi kuzga va qishga, minimumi esa bahorga va erta yozga to'g'ri keladi. Bu kengliklarda okeanlar ustida ham yog'inlarning shunday taqsimoti kuzatiladi. Masalan, Valensiya stansiyasida ($51,8^{\circ}$ sh.k., $10,2^{\circ}$ g'u.) mayda — 80 mm, dekabrda — 160 mm, yilda — 1430 mm yog'inlar yog'adi.

h. *O'rta kengliklar musson turi*. O'rta kengliklarda musson kuzatiladigan hududlarda, Osiyoning sharqida, yog'inlarning maksimumi yozga, minimumi esa qishga to'g'ri keladi. Musson hududlarida yillik o'zgarish yanada keskin; qit'alarning ichki qismidagi hududlarga qaraganda yog'inlarning amplitudasi kattaroq, ayniqsa kuchli yozgi yog'inlar hisobiga. Masalan, Vladivostokda (41,3° sh.k., 131,9° sh.u.) yanvarda — 10 mm, sentyabrda — 110 mm, yilda esa — 570 mm yog'inlar yog'adi.

i. *Qutbiy tur*. Qit'alarda qutbiy turdagi yog'inlarning yillik o'zgarishi yozgi maksimum bilan xarakterlanadi, chunki yozda qishga nisbatan havo namligi kattaroq bo'ladi, siklonal faoliyatning intensivligi esa yil mobaynida ko'p o'zgarmaydi. Masalan, Nijnekolimsk stansiyasida (68,6° sh.k., 161,1° sh.u.) fevraldan maygacha oyiga 5–6 mm, iyunda — 40 mm, yilda — 170 mm yog'inlar yog'adi.

Biroq, Arktika va Antarktikaning qirg'oq hududlarida kuchliroq siklonal faoliyat natijasida yog'inlarning maksimumi qishga to'g'ri kelishi mumkin. Masalan, Shpisbergen orolida (78,0° sh.k., 14,2° sh.u.) iyunda — 10 mm, dekabrda — 40 mm, yilda — 320 mm; Mirniy stansiyasida (66,5° j.k., 93,0° sh.u.) yanvarda — 4 mm, iyulda — 106 mm, yilda — 626 mm yog'inlar yog'adi.

Yog'inlarning yig'indisi bilan bir qatorda bir oyga yoki *bir yilga to'g'ri keladigan yog'inli kunlar soni* ham muhim iqlimiy element hisoblanadi.

Rossiyaning Yevropa qismida bir yilda yog'inli kunlar soni shimolda 200–220 kunga, g'arbda — 180–190 kunga, sharqda — 120–140 kunga, Ukrainaning janubida va shimoliy Qrimda — 70–100 kunga, Kavkazning Qora dengiz qirg'og'ida va Qrimning janubiy qirg'og'ida — 120–140 kunga, Kaspiy oldi pastligida — 50–60 kunga teng bo'ladi. Moskvada yog'inli kunlar soni 187 ga yetadi.

Soatlarda yog'inlarning yillik davomiyligi Rossiyaning Yevropa qismida shimolda 1200–1500 dan janubda 600–900 soatgacha yetadi. Shimoliy Ural oldida va Shimoliy Qozog'istonning g'arbida u ayniqsa katta (2000 soatdan ortiq), quyi Volgada va Kaspiyoldi pastligida u eng kichik (400–500 soatdan kichik). Moskvada yog'inli soatlarning yillik soni 1330 ga teng.

O'rta kengliklarda yozda yog'inlarning oylik yig'indilari kattaroq bo'lishiga qaramay yog'inlarning soatlardagi davomiyligi eng kichik bo'ladi, qishda esa eng katta.

Yog'inlar oylik va yillik yig'indilarining o'zgaruvchanligi ko'rilayotgan joy iqlimining muhim xarakteristikasi hisoblanadi. Yog'inlar oylik va yillik yig'indilarining o'zgaruvchanligi deb oylik yoki yillik yog'inlar yig'indilarining me'yordan foizlarda ifodalangan o'rtacha mutlaq chetlanishi tushuniladi.

Yog'inlar oylik yig'indilarning o'zgaruvchanligi Shimoliy Amerikada va Yevrosiyaning katta qismida 10–20%, ikkala qit'alarning shimolida — 20–30%, sahrolarda — 30% dan ortiq bo'ladi. Boshqa qit'alarning sahrolarida ham yog'inlarning o'zgaruvchanligi katta.

Norvegiya dengizining qirg'oqlarida yog'ingarchilik eng katta bo'lgan yilda eng quruq yilga qaraganda yog'inlar 1,5–2 marta, O'rta Yevropada — 3 marta, Rossiyada — 2,5–3 marta, Italiyada — 4 marta ko'proq yog'adi.

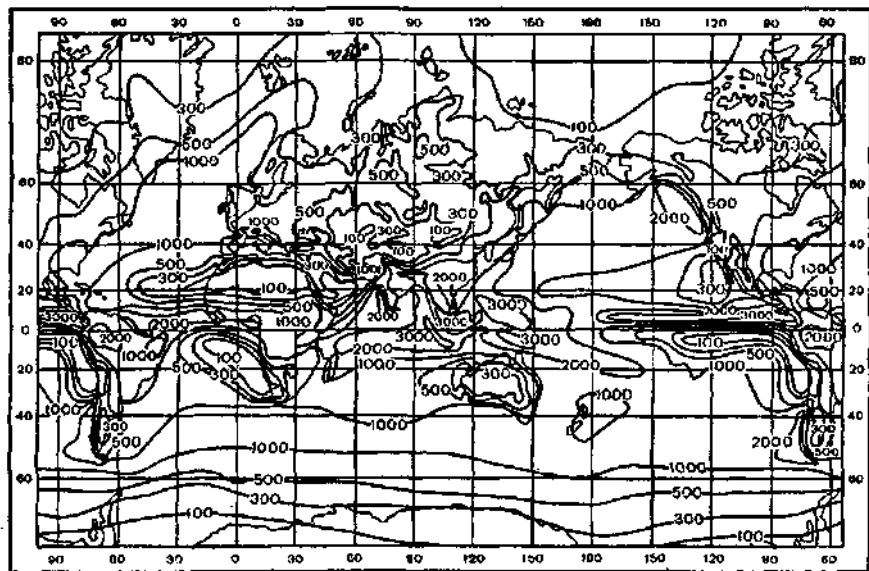
Yog'inlar oylik yig'indilarning o'zgaruvchanligi O'rta Yevropada me'yordan 25%, Janubiy Yevropada — 50–60%, Rossiyaning Yevropa qismi shimolida va Sibirda — 40–50%, Rossiyaning janubida — 50–70%, Astraxanda iyunda — 90% ni tashkil qiladi.

San-Salvadora (Markaziy Amerika) 1954 yilda aprelda — 510 mm, 1955 yil aprel oyida esa faqat — 30 mm yog'inlar yoqqan.

Jahonning o'rmon-dasht va dasht hududlarida mahalliy yog'inlarning katta o'zgaruvchanligi qurg'oqchilikka olib kelishi mumkin. Qurg'oqchilik — bu yog'inlarning me'yorga nisbatan uzoq muddatli va katta yetishmasligidir. Qurg'oqchilik bahorda va yozda yuqori haroratlarda yuzaga keladi, uning natijasida tuproqda namlik kamayadi va o'simliklarning me'yoriy rivojlanishi uchun noqulay sharoitlar yuzaga keladi. Hosil uchun noqulay oqibatlar keltiradigan qurg'oqchiliklar dasht zonalariga xarakterli; Janubiy Ukraina, Quyi Volga, Shimoliy Qozog'iston, AQShning ba'zi hududlari. Qurg'oqchiliklar o'rmon-dasht zonalarga kamroq tarqaladi. 100 yilda bir-ikki marta qurg'oqchiliklar xatto Finlyandiya va Shvesiyada kuzatilishi mumkin.

Yer shari bo'yicha yog'inlarning taqsimoti bug'lanish taqsimotiga o'xshash (45-rasm). Qit'alarda, bulut va yog'inlar hosil bo'lishi jarayonlarini kuchaytiradigan havoning ko'tariluvchi harakatlarini yuzaga keltiradigan yirik tog' massivlarning (Tyan-Shan, Pomir, Himolay, Kordileri va boshqa) shamolga qaragan yonbag'irlarida eng katta farqlar kuzatiladi. Ikkala yarimsharlarda okeanlar ustida yog'inlar miqdori yiliga 3000 mm dan (ekvatorial kengliklarda) 100 mm gacha (qutbiy kengliklarda) o'zgaradi. Eng katta yog'inlar miqdori nisbatan tor ichki tropik konvergensiya zonasida (ekvatorial botiqlik) yog'adi. Quruqliklarda bu zonada yog'inlar miqdori bug'lanishdan ancha katta bo'ladi, bu esa daryolarning suv sathini ancha ko'taradi. Bu Markaziy Amerika, Amazonka havzasi, G'arbiy Afrika va Indoneziyaga taalluqlidir. Bu hududlarda yog'inlarning yillik yig'indisi 5000–7000 mm gacha yetishi mumkin. Nihoyatda ko'p yog'inlar orografik sharoitlari qulay bo'lgan tropik orollarda kuzatiladi. Gavay orollarining tog' stansiyalarida yiliga 9000 mm dan ko'proq yog'inlar yog'adi.

Hind okeanida musson sirkulyasiyasi rivojlangan zonada ham yog'inlarning miqdori katta bo'ladi. Bu yerda tog' tizmalarining shamolga



45-rasm. Yog'inlar o'rtacha yillik yig'indisining taqsimoti (mm/yil).

qaragan yonbag'irlarida eng ko'p yog'inlar yog'adi. Hindiston va Birmada yog'inlarning yillik miqdori 3000 mm gacha yetadi. Himolay tog' oldida dengiz sathidan 1300 m balandlikda joylashgan Cherrapunji stansiyasi (25,3° sh.k., 91,8° sh.u.) atrofi Yer sharining eng ko'p yog'inlar yog'adigan hududi hisoblanadi. Bu yerda yiliga o'rtacha 11000 mm dan ortiq yog'inlar yog'adi, eng katta yog'inlar miqdori 23000 mm ga yetgan.

Ikkala yarimsharlarning subtropiklarida, havo bosimi baland bo'lgan hududlarda, bulutlilik kam va yog'inlar miqdori keskin kamayadi. Bu zonadagi sahrolarda yog'inlarning o'rtacha yillik miqdori 250 mm, ba'zi joylarda — 100 mm dan oshmaydi. Shunday joylar borki, u yerda yog'inlar umuman kuzatilmaydi yoki bir necha mm ga teng bo'lishi mumkin.

Shimoliy yarimsharda o'rta kengliklar janubidagi sahrolarda yozda yuqori haroratlarda, qishda havoning bosimi yuqori bo'lganda kam bulutlilik kuzatilganligi uchun yog'inlarning miqdori kam. Masalan, O'rta Osiyoda yiliga Toshkentda — 350 mm, Termiz, Kazalinsk va Bayram-Alida — 120–125 mm, To'rtko'lda — 80 mm yog'inlar yog'adi. 1903 yilda Bayram-Alida iyundan noyabrgacha umuman yog'inlar kuzatilmagan.

O'rta kengliklarda siklonal faoliyat yaxshi rivojlangan, bulutlar miqdori ancha katta va kuchli bo'lib, muzlash sathigacha o'sib boradi. Dasht zonasida yog'inlarning yillik miqdori kam - 300–500 mm, bu yerda qurg'oqchil yillar kuzatilishi mumkin.

O'rmonlar zonasida yog'inlarning yillik miqdori 500—1000 mm ni tashkil qiladi. Bu yerda bug'lanish yoqqan yog'inlar miqdoridan kam bo'lib, ortiqcha namlik kuzatiladi. Ortiqcha yog'inlar miqdori daryolarga oqib tushadi. Qit'alarda okeanlardan uzoqlashgan sari yog'inlar g'arbdan sharqqa kamayib boradi. Masalan, Yevropaning katta qismida 500—1000 mm va undan ortiq yog'inlar yog'adi, Sharqiy Sibirda esa, uning qishki yuqori bosimli rejimi bilan — 500 mm dan kam, ba'zi hududlarda — 250 mm dan kam yog'in yog'adi. Qit'alarining sharqiy qismlarida, musson sirkulyasiyasi mavjud bo'lgan joylarda, yozgi kuchli yog'inlar hisobiga yillik yog'inlar miqdori yanada ortadi. Masalan, Irkutskda — 440 mm, Minusinskda — 310 mm, Vladivostokda esa — 570 mm yog'in yog'adi. Petropavlovsk-Kamchatskiyda qishda ham kuchli yog'inlar yoqqanligi uchun yillik yog'inlar miqdori — 1000 mm dan ortadi.

O'rta kengliklarda yog'inlarning miqdoriga tog'lar katta ta'sir ko'rsatadi. Norvegiyaning Atlantika qirg'og'ida (Bergenda) yiliga 1730 mm yog'inlar yog'adi, Osloda esa (tog' ortida) — faqat 560 mm. Shimoliy Amerikaning Tinch okean qirg'og'i va sharqda Qoyali tog'lar ortidagi quruqlik orasidagi yog'inlar miqdorida keskin farq mavjud. Janubiy Amerikaning janubidagi va Yangi Zelandiyaning g'arbiy qirg'oqlarida sharqiy qarg'oqlaridagiga qaraganda yillik yog'inlar miqdori ancha katta. Ural tog'lari, nisbatan past tog'lar bo'lganiga qaramay, yog'inlar taqsimotiga katta ta'sir ko'rsatadi; Ufada yilga o'rtacha 600 mm, Chelyabinskda esa — 370 mm yog'inlar yog'adi.

Yevropada yog'inlarning eng katta yillik miqdorlari Shotlandiya va Uelsning tog' stansiyalarida — 4000—5000 mm, Yugoslaviyaning Adriatika qirg'og'idagi tog' stansiyalarida — 3500—5000 mm, Alpda — 4000 mm va undan ko'p miqdorlar kuzatiladi. Norvegiya qirg'og'ida — 2000 mm va undan ham ko'proq bo'ladi. MDHda eng ko'p yillik yog'inlar miqdori — 3000 mm dan ortiq — Kavkaz tog'larining Qora dengiz tomondagi yonbag'irlarida kuzatiladi. Adjariyada Sixsara cho'qqisida yiliga o'rtacha 3900 mm yog'inlar yog'adi. Qora dengiz qirg'og'ida Sochidan Batumi-gacha yog'inlar miqdori 2500—2800 mm gacha yetadi.

O'rta kengliklardan yuqori kengliklar tomon atmosfera namligi, shu bilan birga bulutlarning suvfiligi kamaygani uchun yog'inlar miqdori ham kamayadi. Tundra zonasida yog'inli kunlar ko'p bo'lishiga qaramay yilda 300 mm dan kam, Sharqiy Sibirda 200 mm yog'inlar yog'adi. Lekin, tundra ortiqcha namgarchilik zonasi hisoblanadi, chunki bu yerda bug'lanish yoqqan yog'inlardan kichik. Arktik dengizlar havzasida yog'inlar miqdori undan ham kam. Momaqaldiroqlar. Momaqaldiroqlar, atmosferaning kuchli nogturg'unligi va katta namdorligida yuzaga keladigan kuchli yomg'irli to'p-to'p bulutlarning rivojlanishi bilan bog'liq.

Momaqaldiroqlar vaqtida jadal jala yog'inlari, ba'zida, do'l yog'adi. Frontlar bilan bog'liq bo'lgan va havo massalari ichidagi momaqaldiroqlar ajratiladi.

Yer shari bo'yicha bir vaqtda 1800 ta momaqaldiroqlar kuzatilishi mumkin. Ularning mavsumiy va geografik taqsimoti nihoyatda birjinsli emas. Yuqori kengliklarda momaqaldiroqlar kam kuzatiladi. Shunga qaramay yozda ular Markaziy Arktikada ham kuzatilishi mumkin. Qishda Islandiya va Norvegiya qirg'oqlari yaqinida momaqaldiroqlar ko'p kuzatiladi. Buning sababi, sovuq havo massalarining nisbatan iliq okean oqimlari ustidan harakatlanishi natijasida atomsferada kuchli noturg'unlikning paydo bo'lishidadir.

O'rta kengliklarda bir yilda 10–15 ta momaqaldiroq kuzatiladi. Bunda quruqliklar ustida yozda, okeanlarda — qishda momaqaldiroqlar ustunlik qiladi. Subtropiklar, sahrolar va passatlar hududlarida momaqaldiroqlar nihoyatda kam kuzatiladi. Issiq tropik iqlimli joylarda momaqaldiroqlar soni eng katta. Quruqliklarda ularning soni bir yilda 80–160 tagacha yetishi mumkin. Yava orollarida momaqaldiroqlar deyarli har kuni kuzatiladi. Okeanlar ustida momaqaldiroqlar soni birmuncha kamroq. Tog'lar va tepaliklarda, ayniqsa, shamolga qaragan tog' yonbag'irlarida, momaqaldiroq faoliyati ortadi. Masalan, Ural tizmasining g'arbiy yonbag'irlarida yozda 20–25 marta, G'arbiy Sibirda, tizmaning shamolga teskari tomonida — bor-yo'g'i 10–12 marta momaqaldiroq kuzatiladi.

7.9. Shamol, uning xarakteristikalari

Havoning gorizontal harakati *shamol* deb ataladi. Shamol paydo bo'lishining sababi — fazoda atmosfera bosimining notekis taqsimotidir. Gorizontal barik gradiyent kuchi ta'sirida havo zarrachasining harakati yuqori atmosfera bosimi sohasidan past atmosfera bosimi sohasi tomon yo'naladi. Shamol vektor bo'lib, tezlik va yo'nalishi bilan harakterlanadi.

Shamol tezligi m/sek, km/soat va uzellarda (1 dengiz milya/soat) o'lchanadi. I uzel tahminan 0,5 m/sek ga teng. Shamol tezligi sifat jihatidan *Bofort shkalasi* bo'yicha ballarda baholanishi mumkin. Kuzatishlar amalga oshirilayotgan ma'lum vaqt oralig'ida tekislangan yoki o'rtacha tezlikni va oniy shamol tezligini ajratishadi. Oniy shamol tezligi to'xtovsiz o'zgarib turadi. Yer sirti yaqinida shamol tezligi odatda 2–3 m/sek dan 10–12 m/sek gacha o'zgaradi, dovullarda u 30 m/sek gacha, ba'zida 60 m/sek gacha yetishi mumkin. Tropik dovullarda shamol tezligi 65 m/sek, keskin kuchayishi — 100 m/sek gacha yetadi. Kichik masshtabli uyurmalarda (quyun, tromb, tornado) shamol tezliklari 100 m/sek dan katta bo'lishi mumkin. Yuqori troposfera va quyi stratosferadagi tez havo oqimlarida shamolning o'rtacha tezligi 70–100 m/sek gacha yetishi mumkin.

Meteorologiyada, shamol yo'nalishi sifatida shamol qaysi tomondan esayotgan bo'lsa, shu yo'nalish qabul qilinadi. Masalan, shimoliy yo'nalish deyilganda, shamol shimoldan esayotgan bo'ladi.

Shamol yo'nalishini aniqlash uchun gorizontning 8 asosiy: shimol, shimoli-sharq, sharq, janubi-sharq, janub, janubi-g'arb, g'arb, shimoli-g'arb va ular orasida 8 oraliq: shimol shimoli-sharq, sharq shimoli-sharq, sharq janubi-sharq, janub janubiy-sharq, janub janubi-g'arb, g'arb janubi-g'arb, g'arb shimoli-g'arb va shimol shimoli-g'arb rumblari ajratiladi. Shamol yo'nalishini ko'rsatuvchi bu 16 rumblar quyidagicha qisqartirilgan belgilarga ega (o'zbekcha va xalqaro):

Sh	N	Sh	E	J	S	G'	W
ShShSha	NNE	ShaJSha	ESE	JJG'	SSW	G'ShG'	WNW
ShSha	NE	JSha	SE	JG'	SW	ShG'	NW
ShaShSha	ENE	JJSha	SSE	JG'J	WSW	ShShG'	NNW

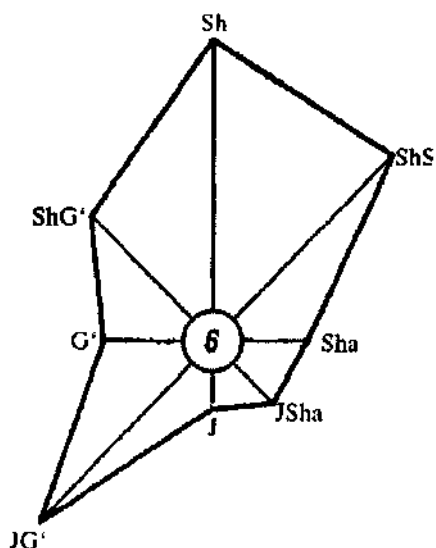
Bu yerda N — nord-shimol, E — ost-sharq, S — zyuyd-janub, W — vest-g'arb.

Agar shamol yo'nalishi meridian yo'nalishiga nisbatan xarakterlansa, u holda burchak shimoliy yo'nalishdan soat mili bo'yicha sanaladi. Shimoliy yo'nalishdagi shamol uchun burchak 0° yoki 360° ga, shimoliy-sharq - 45° ga, sharqiy - 90° ga, janubiy - 180° ga, g'arbiy - 270° ga teng bo'ladi. Atmosferaning yuqori qatlamlarida shamol yo'nalishi, odatda, graduslarda, meteorologik stansiyalarda esa — rumblarda o'lchanadi.

Shamol tezligi kabi shamol yo'nalishi ham tekislangan va oniy qiymatlarga ega bo'lishi mumkin. Shamol yo'nalishining oniy qiymatlari o'rtacha qiymat (tekislangan yo'nalish) atrofida tebranadi.

Shamol kuzatishlarining iqlimiy ishlovida, har qanday punkt uchun asosiy rumblar bo'yicha shamol yo'nalishi takrorlanuvchanligining taqsimotini ko'rsatuvchi diagrammani tuzish mumkin (46-rasm). Bu diagramma shamollar guli deb ataladi. Qutbiy koordinatalar boshidan rumblar bo'yicha (8 yoki 16) uzunliklari ko'rilayotgan yo'nalishdagi shamolning takrorlanuvchanligiga mutanosib bo'lgan kesmalar qo'yib chiqiladi. Kesmalarining uchlari siniq chiziq bilan birlashtirilishi mumkin. Shtil (shamol tezligi nolga tengligi) takrorlanuvchanligi diagramma markazida (koordinatalar boshida) raqam bilan ko'rsatiladi.

Iqlimiy kartalarda shamol yo'nalishini tasvirlash uchun uning yo'nalishi turli usullar bilan umumlashtiriladi. Kartaning turli joylari uchun shamollar gulini tushirish mumkin. Ko'pyillik davr mobaynida u yoki bu kalendar oy uchun shamolning barcha tezliklarining teng ta'sir etuvchisini aniqlash mumkin. So'ng bu teng ta'sir etuvchini shamolning o'rtacha yo'nalishi sifatida



46-rasm. Shimollar guli.

qabul qilish mumkin. Lekin ko'p hollarda shamolning ustivor yo'nalishi aniqlanadi. Buning uchun eng ko'p takrorlanuvchanligi bilan belgilanadigan *kvadrant* aniqlanadi. Ustivor yo'nalish sifatida kvadrantning o'rtacha chizig'i qabul qilinadi.

Havo oqimi turbulent bo'lganligi sababi shamolning tezligi va yo'nalishi vaqt o'tishi bilan u yoki bu darajada tebranib turadi. Tezligi va yo'nalishi keskin o'zgaradigan shamol *birdaniga kuchayadigan shamol* deb ataladi. Shamolni birdaniga kuchayishi nihoyatda keskin bo'lsa, u *qasirg'a* deb ataladi. Tezligi 5–8 m/sek ga teng bo'lgan shamol mo'tadil, 14 m/sek dan ortiqrog'i — kuchli, 20–25 m/sek dan ortiqrog'i — *dovul*, 30 m/sek dan kattarog'i — talofat keltiruvchi do-

vul (uragan) deb ataladi. Qasirg'ada shamolning qisqa muddatli keskin kuchayishlari 20 m/sek gacha va undan ortiqrog' bo'ladi.

Yer sirti yaqinida qisqa muddatli shamolsizlik maydoni yuzaga kelishi mumkin — bu *shil* deb ataladi.

Shamolni vektor kattalik sifatida uzunligi tezlikning son qiymatini (tanlangan masshtabda), yo'nalishi esa shamol qaysi tomonga yo'nalganligini xarakterlovchi strelka bilan ifodalash mumkin. Masalan, agar shamol shimoliy yo'nalishga ega bo'lsa, uning strelkasi janubga yo'nalgan bo'lishi kerak. Shunday qilib, shamolning fazoviy taqsimoti vektor maydonidan iborat bo'ladi. Uni turli usullar bilan grafik tasvirlash mumkin. Magnit yoki elektr maydonlarining kuch chiziqlari kabi shamol ham *oqim chiziqlari* yordamida eng ko'rgazmali tasvirlanadi. Maydonning shamol ma'lum bo'lgan har bir nuqtasida shamol u esayotgan yo'nalishga ega bo'lgan strelka bilan tushiriladi. So'ngra kartada oqim chiziqlari maydonning har bir nuqtasida shamolning yo'nalishi shu nuqtadan o'tuvchi chiziqqa urinma yo'nalishiga mos keladigan tarzda o'tkaziladi. Maydonning berilgan qismida shamol tezligi qanchalik katta bo'lsa, oqim chiziqlari shunchalik bir-biriga yaqin o'tkaziladi. Shunday qilib kartada *oqim chiziqlari oilasi* (sistema) hosil bo'ladi (47-rasm). Ularga qarab berilgan vaqtda, berilgan sohada havo qanday oqimga ega ekanligi to'g'risida bir qaraganda xulosa qilish mumkin bo'ladi.

Agar shamol maydoni turg'unlashgan bo'lsa, ya'ni vaqt o'tishi bilan tezliklar taqsimoti o'zgarmasa, oqim chiziqlari havo zarralarining trayektoriyalari bilan mos tushadi. Agar bu shart bajarilmasa, oqim chiziqlari shamol maydonining oniy suratini aks ettirgandek bo'ladi. Biroq, bu holda oqim chiziqlari havo zarralarining trayektoriyalari bilan mos tushmaydi.

Shamolning o'rtachalangan xarakteristikallari bo'lgan teng ta'sir etuvchisi yoki ko'p uchrovchi yo'nalishlar uchun ham oqim chiziqlarini o'tkazish mumkin.

Oqim chiziqlari yordamida olingan rasm tahlil qilinganda ayrim joylarda oqim chiziqlari yig'iladi, boshqa joylarda esa tarqaladi. Oqim chiziqlari bitta nuqtaga - yig'ilish nuqtasiga turli tomonlardan quyilgandek bo'ladi, yoki aksincha, ular bitta nuqtadan - tarqalish nuqtasidan barcha yo'nalishlar bo'yicha tarqaladi. Ayrim hollarda oqim chiziqlari bitta chiziqqa - yig'ilish chizig'iga quyiladi, yoki aksincha, bitta chiziqdan - tarqalish chizig'idan tarqaladi (48-rasm). Agar yig'iluvchi chiziqli maydonga ko'chirma harakat qo'shilsa, oqim chiziqlari yig'ilish chizig'iga faqat bir tomondan quyiladigan va uning boshqa tomonidan chiqadigan holat yuzaga kelishi mumkin. Bu bir tomonlama yig'ilish chizig'i deb ataladi. Chiziqlarning yig'ilishi havoning yuqoriga harakati bilan, tarqalishi esa, aksincha, tarqalayotgan havoning pastga harakati bilan birga kuzatilishi kerakligini tushunish qiyin emas.



47-rasm. Oqim chiziqlari.



48-rasm. Yig'ilish va tarqalish nuqtalari (a) va chiziqlari (b).

NAZORAT SAVOLLARI

1. Havo harorati yillik amplitudalarining geografik taqsimotini xarakterlab bering.
2. S.P.Xromovning kontinentallik indeksi nima?
3. Havo harorati yillik o'zgarishining turlarini xarakterlab bering?
4. Dengiz sathidagi o'rtacha yillik havo haroratining geografik taqsimoti qanday xususiyatlarga ega?
5. O'rtacha yillik havo haroratining yanvardagi geografik taqsimoti qanday xususiyatlarga ega?
6. O'rtacha yillik havo haroratining iyuldagi geografik taqsimoti qanday xususiyatlarga ega?
7. Yarimsharlar va umuman Yer shari bo'yicha turli kengliklardagi havo haroratining yillik o'zgarishini xarakterlab bering?
8. Havo bosimining yillik o'zgarishi va uning o'zgarishlari qanday kattaliklar bilan tavsiflanadi?
9. Atmosferadagi namlik miqdorining asosiy xususiyatlarini xarakterlab bering.
10. Bug'lanish va bug'lanuvchanlikning geografik taqsimoti qanday asosiy xususiyatlarga ega?
11. Yer sharida suv bug'ining bosimi yanvar va iyulda qanday taqsimlanadi?
12. Nisbiy namlikning geografik taqsimoti qanday xususiyatlarga ega?
13. Tumanlarning geografik taqsimoti qanday xususiyatlarga ega?
14. Bulutlilik Yer shari bo'yicha qanday taqsimlangan?
15. Yog'inlar yillik o'zgarishining asosiy turlarini xarakterlab bering.
16. Yog'inlarning iqlimiy rejimi qanday kattaliklar bilan tavsiflanadi va u qaysi omillarga bog'liq?
17. Shamolning iqlimiy rejimlari qanday ifodalanadi?
18. Havo oqimlari maydoni qanday usullar bilan ifodalanadi?

VIII BOB. IQLIMNING O'ZGARISHLARI VA TEBRANISHLARI

Iqlimiy rejim ham tashqi omillar, ham atmosfera tarkibining o'zgarishi, faol qatlam xarakteri, okean va atmosfera sirkulyasiyalari ta'sirida ixtiyoriy vaqt masshtablarida o'zgarishi mumkin. Shu sababli asosan u yoki bu g'alayonlar ta'sirining davomiyligi bo'yicha iqlimning o'zgarishlari va o'zgaruvchanligi tushunchalarini ajratish maqsadga muvofiq. Iqlimning o'zgaruvchanligi deganda iqlimni aniqlashda qo'llaniladigan (bir necha o'n yillar) davrlardan kichik bo'lgan davrlarning nisbatan qisqa muddatli qaytuvchi o'zgarishini qabul qilish mumkin. Iqlimiy rejimning 20—25 yillardan kichik davrli tebranishlarini iqlimning o'zgaruvchanligiga taalluqli deyish maqsadga muvofiq. Ko'rsatilgan davrdan katta bo'lgan davriy tebranishlarni, agar ular qaytuvchi bo'lsa, iqlim tebranishlariga, agar ular qaytmas xarakterga ega bo'lsa, iqlim o'zgarishlariga taalluqli deb hisoblash lozim.

8.1. Iqlimlarni qayta tiklash usullari

Zamonaviy iqlim shakllanishining asosiy qonuniyatlarini qadimgi davrlar iqlimlariga qo'llash va ularni qayta tiklashda foydalanish mumkin. Zamonaviy parametrlar, iqlimni shakllantiruvchi omillar, iqlimiy hududlash-tirish va iqlimning geologik o'tmish landshafti va organik dunyosida qoldirgan izlariga asolanib, Yer tarixining uzoq o'tmish davrlaridagi iqlimlarining xususiyatlari to'g'risida tasavvur hosil qilish va ularning evolyusiyasini kuzatish mumkin.

Iqlimning geologik o'tmishdagi o'zgarishlari litosferaning tuzilish va tarkibida o'z izlarini qoldirgan hamda barcha tirik organizmlarning morfoanatomik xossalarida aks etgan. Shuning uchun o'tmish iqlimlarini qayta tiklash qo'llanilayotgan usullar va uslublarning maksimal kompleksligiga asoslangan bo'lishi lozim. Litologik ko'rsatkichlar *geokimyo*, *paleozoologiya*, *paleobotanika* va *polinologiya* ma'lumotlari bilan muvofiqlashgan va ularga mos tuzatmalar kiritilgan bo'lishi zarur. Asosiy paleoiklimiy tadqiqot usullarini qisqacha tavsiflab beramiz.

a. *Iqlimning litologik ko'rsatkichlari.* So'nggi o'n yilliklarda o'tkazilgan ko'p sonli tadqiqotlar iqlimning *sedimentasiya* mahsulotlari tarkibi va ularni shakllantiruvchi jarayonlarni belgilovchi bosh omil ekanligini yetarlicha aniqlik bilan ko'rsatib berdi.

Turli landshaft-iqlimiy mintaqalardagi yemirilish qatlamlarining muayyan turlari hamda o'rtacha yillik va o'rtacha mavsumiy haroratlar, radiasiya balansi, yog'inlarning umumiy miqdori kabi asosiy meteorologik kattaliklar orasida shunday aloqadorliklar aniqlangan. Masalan, chalacho'llarning arid hududlaridagi silisit turdagi yemirilish qatlami 22°C o'rtacha yillik harorat, $30-32^{\circ}\text{S}$ o'rtacha haroratli eng iliq oy, $18-24^{\circ}\text{C}$ o'rtacha haroratli eng sovuq oy, 1-3 chegaralaridagi quruqlik indeksi, $110-140 \text{ Vt/m}^2$ radiasiya balansi, 100-500 mm diapozondagi yillik yog'inlar miqdori va namlikning mavsumiy taqsimoti kuzatilganda shakllanadi.

So'nggi yillar tadqiqotlari ko'rsatadiki, cho'kma jinslar, foydali qazilma konlari shakllanishining masshtabi va xususiyatlari, iqlimning xususiyatlarida o'z aksini topadi. Masalan, arid va o'zgaruvchan namlikli iqlim hududlaridagi yer qatlamlarida uch valentli temir, bir xilda nam iqlimda esa ikki valentli temir ko'p uchraydi.

Hozirgi vaqtda *tillitlarni* diagnostika qilishning aniq usullari ishlab chiqilgan. Tillitlarning tarqalishi nival iqlim (abadiy qorli iqlim) sohalarining chegaralarini belgilash imkonini beradi.

b. *Litogenetik formasiyalar* cho'kma formasiyalarning tarkibi va shakllanish sharoitlari bo'yicha paleoiqlimiy hududlashtirish imkonini beradi. Bu cho'kma platformalarning shakllanishida *iqlimiy ormillar* asosiy hisoblanishi bilan bog'liq. Masalan, *arid sedimentogenezin*ing har bir termik zonasiga litogenetik formasiyalarning o'ziga xos to'plami mos keladi. Karbonatli va gipsli qizilrang terrigen kontinental formasiya, evaporitli, karbonat-sulfatli va ekstrakarbonatli formasiyalar tropik va subtropik zonalarga xarakterli *litogenetik formasiyalar* hisoblanadi. Turli loylar, terrigen, loy-karbonatli va kuchsiz karbonatli formasiyalar dengiz formasiyalari ichida eng keng tarqalgan.

d. *Hayvonot komplekslari va o'simlik assosiasiyalari*. Iqlimning dengiz va okeanlarning organik dunyosiga ta'siri harorat rejimi, shuningdek, namlanish va bug'lanish rejimlariga bog'liq bo'lgan sho'rlik orqali amalga oshadi.

Qadimgi iqlimlarning sifat xarakteristikalarini ko'pincha *stenoterm faunaning* tarqalishiga, xususan, *marjonlar, nummulitlar, orbitolinlar* yoki *kremniy chig'anoqli sovuqsevar shakllar*, shuningdek, *bir biosenozga kiruvchi organizmlar kompleksi* yoki *plankton* va *bentos* (suv havzalarining tubida yashovchi) organizmlar majmuasi kabi tipik tropik organizmlarning rivojlanishiga asoslanadi.

Qit'alarda quruqlik faunasi iqlimning dinamikligi, xilma-xilligi va o'zgaruvchanligi oqibatida kuchliroq ta'sirga uchraydi. Shunga qaramay, zamonaviy zoogeografik provinsiyalar, sohalar, zonalar va hududlar umuman olganda iqlimiy birliklar bilan mos keladi. Geologik o'tmishda ham bunday moslikning mavjud bo'lganligi shubhasiz.

Zamonaviy biogeografiya ma'lumotlari har bir termik mintaqaga muayyan *flora-faunistik soha* yoki *provinsiya*, yog'inlarning yillik miqdori va o'zgarishiga bog'liq ravishda esa - *tabiiy mintaqalar* mos kelishiga guvohlik beradi.

Issiqlik, Quyosh yorug'ligi va atmosfera yog'inlarining miqdori o'simliklarning o'sishiga asos bo'ladi. O'simliklarning har bir hududdagi vaqtning muayyan davrlaridagi taqsimoti hududiy omillarga bog'liq bo'lib, ularning tarkibi va tarqalishi asosida fizikaviy-geografik sharoitlarni qayta tiklashga imkon beradi.

O'simlik va spora-changli komplekslarning qoldiqlari bo'yicha haqqoniy va asoslangan *paleoiqlimiy* xulosaga kelish uchun nafaqat alohida olingan shakllarni, balki muayyan landshaftning butun majmuasini (assosiasiyalarini) hisobga olish lozim. Shu bilan birga ularni *litologik* va *litogenetik* formasiyalarga asoslangan ma'lumotlarning natijalari bilan muvofiqlashtirish va ularga mos tuzatmalar kiritish zarur. Tabiiy mintaqalar turlari, harorat rejimi va namlanish sharoitlarining iqlimning asosiy parametrlari bilan bog'liqligi mavjud. Harorat rejimi K_t termofilik koeffitsiyentining qiymati bilan xarakterlanadi (tropik va subtropik shakllar umumiy sonining aynan bir landshaftda o'suvchi barcha o'simliklar soniga nisbati). Namlanish darajasi K_{KS} kserofilik koeffitsiyentining qiymati orqali hisobga olinadi (kserofil shakllar umumiy sonining aynan bir landshaftdagi mezo-, gigo- va gidrofil shakllarning soniga nisbati). Kserofilik koeffitsiyenti quruqlik koeffitsiyenti K_g ga taxminan mos keladi. Ko'rsatilgan komponentlar o'rtasidagi bog'lanishni quyidagi misolda tushuntiramiz. Subtropik iqlim mintaqasi uchun *cho'llar*, *chalocho'llar* va *quruq dashtlar* tabiiy mintaqalar hisoblanadi. Ular uchun 1,5–2 chegaralaridagi K_t xarakterli. K_{KS} 0,8 ga teng, o'rtacha yillik harorat 16–20°C, yog'inlarning yillik yig'indisi 100–200 mm.

e. *Paleotermometrik tadqiqotlar* qadimgi dengiz va chuchuk suv havzalarining haroratini aniqlashga imkon beradi.

Paleotermometrik tadqiqotlarning uchta usuli ajratiladi. *Izotopli paleotermometriya usuli* kislorod og'ir izotopi ^{18}O ning suvdagi va organogen karbonatdagi muvozanat taqsimotining uning shakllanish haroratiga bog'liqligi va qazilma organizmlarda dastlabki izotop tarkibida saqlanish imkoniyatlaridan foydalanadi. Biroq, bu usulning katta kamchiligi bor. Bu usulni havodagi kislorod bilan nafas olgan va hayotiy faoliyati jarayonida havo bilan ta'sirlashgan organizmlar skeletlarini paleotermometrik aniqlashda qo'llab bo'lmaydi.

Magnezial paleotermometriya usulining asosi harorat omili bo'lib, organizmlar yashagan geografik kenglik va chuqurlikka bog'liq ravishda organizmlar chig'anoqlaridagi magniy konsentratsiyasi va kalsiyning magniyga nisbatining o'zgarishiga asoslangan. Zamonaviy va qazilma organ-

izmlar turli guruhlarining kalsiyli skletlaridagi magniy taqsimoti va kalsiy-magniy nisbatining o'zgarishlaridan kelib chiqib *paleoharorat* shkalalari ishlab chiqilgan. Bu usul dengiz havzalarining sirtga yaqin zonalaridagi o'rtacha yillik yoki yilning eng iliq vaqtlaridagi haroratlarni aniqlash imkonini beradi.

Stronsiyli paleotermometriya usuli argonit tarkibli chuchuk suv mollyuskalari chig'anoqlaridagi stronsiy konsentrasiyasining harorat rejnimga bog'liqligiga asoslanadi. Kalsiyning stronsiyga 100 dan kichik nisbati tropik zonalariga, 500 dan katta nisbati — mo'tadil-sovuq iqlimga xos ekanligi aniqlangan.

Ishonchli natijalarni hosil qilish uchun sanab o'tilgan barcha yaqinlashuv va usullarni kompleks qo'llash maqsadga muvofiq.

8.2. Iqlimning geologik va tarixiy o'tmishdagi o'zgarishlari

Iqlimni shakllantiruvchi tashqi (astronomik va geofizik) omillar va atmosfera gaz tarkibining o'zgarishlari ta'sirida iqlimning Yer geologik o'tmishidagi o'zgarishlari sodir bo'lgan. Iqlim o'zgarishlarining asosiy xususiyatlarini geoxronologik tartibda Kembriygacha davrdan (4,5 mlrd. yil avval) boshlab qisqacha ko'rib chiqamiz.

Kembriygacha davr (4500—570 mln. yil avval). Bu davrda bir nechta muzlash vaqtlari bo'lib o'tgan. Eng qadimgi muzlash 2500—2600 mln. yil avval sodir bo'lgan. U Guron muzlashi deb ataladi. Tahminan 950 mln. yil yoshga ega bo'lgan muzlash izlari Grenlandiya, Norvegiya va Shpisbergenda aniqlangan. Tahminan 750 mln. yil avval Avstraliya, Xitoy, Afrikaning janubi-g'arbida va Skandinaviyada Sturtian muzlashi sodir bo'lgan. 660—680 mln. yil avval yuz bergan Varangian muzlashi ayniqsa kuchli ifodalangan.

Rifeyda (1650—950 mln. yil avval), aftidan, sayyoramizning katta qismlarida issiq va yetarlicha nam iqlim kuzatilgan. Yer relefining yetarlicha tekisligi va kuchli uglekislotali atmosfera issiqxona va kuchsiz zonallikka ega bo'lgan iqlim turining mavjud bo'lishiga sharoit yaratgan.

Erta paleozoy iqlimlari (570—400 mln. yil avval).

Kembriy davri (570—490 mln. yil avval). Kembriygacha davrning oxiridagi navbatdagi vend sovishi va ko'pgina qit'alarda (Janubiy Amerika, Afrika, Avstraliya, Shimoliy Yevropa) muz qoplamining rivojlanishidan keyin, kembriy davrining boshlanishida sezilarli isish yuz bergan. Deryali barcha qit'alarda tropik sharoitlar vujudga kelgan. Shimoliy Amerika, Yevrosiyo va Avstraliya qit'alarida arid iqlimli mintaqalar shakllangan.

Ordovik davri (490—440 mln. yil avval). Davrning boshlanishida iqlim yetarlicha iliq bo'lib, arid sharoitlar ustunlik qilgan. Davr o'rtasida iqlimning gumidlanishi sodir bo'lgan. Kechki ordovikda esa muz qoplamlarining paydo bo'lishi va sezilarli sovish vaqtiga to'g'ri kelgan yangi aridlanish boshlan-

gan. Butun davr mobaynida Shimoliy Amerika, Yevrosiyo, Avstraliya qit'alari va Amerika hamda Grenlandiyaning eng janubiy chekkalarida tropik sharoitlar kuzatilgan. Yevrosiyoda Sharqiy Sibir, janubiy Xitoy va Hindixitoyda arid sharoitlar bo'lgan. Sharqiy Yevropa platformasining sharqi, Ural, G'arbiy Sibir, Markaziy Qozog'iston, Baykaloldi va Baykalortida ekvatorial nam iqlim mavjud bo'lgan. Avstraliyaning katta qismi arid tropik sharoitlar ta'sirida bo'lgan. Kechki ordovikdagi sovishda Janubiy Amerika, Janubiy va Shimoli-g'arbiy Afrika, Arabiston yarimorollari muzlagan.

Silur davri (440—400 mln. yil avval). Davrning boshlanishida qit'alarda nisbatan salqin sharoitlar hukmronlik qilishda davom etgan. Bu sovishlar tez orada isish bilan almashib, subtropik iqlim qutblar tomon asta-sekin siljiy boshlagan. O'rta Osiyoning katta qismi ekvatorial iqlim mintaqasiga mansub bo'lgan.

Kechki paleozoy iqlimlari (400—230 mln. yil avval).

Devon davri (400—350 mln. yil avval). Bu davrda deyarli barcha qit'alarda tropik iqlimi kuzatilgan. Ekvatorial sharoitlar Yevrosiyaning Ural, Oltoy-Sayan hududi va Janubiy Xitoy, shuningdek AQShning janubi, Avstraliyaning shimoli-sharqiy qismlariga xos bo'lgan. Bu davr mobaynida sezilarli sovishlar kuzatilmagan.

Toshko'mir davri (350—285 mln. yil avval). Yerta karbonda sayyorada nam tropik iqlim hukmronlik qilgan. Arid iqlimi katta bo'lmagan hududlarni egallagan. O'rta va ayniqsa kechki karbonda sezilarli sovish sodir bo'lgan. Kechki karbonda xatto ekvatorial hududda o'rtacha haroratlar 3-5°C ga pasaygan. Yuqori karbonda sovish butun sayyorani qamrab olgan. Janubiy Afrikada shakllangan muzliklar Angola va Zairgacha tarqalib, Kongo botiqligigacha yetib bordi. Muzliklarning izlari Janubiy Afrika, Hindiston va Avstraliyada qayd qilingan.

Perm davri (285—230 mln. yil avval). Bu davrda turli namlanish rejimiga ega bo'lgan tropik, subtropik va o'rta kengliklar iqlimlari ustunlik qilgan va isish yuz bergan. Davr mobaynida qutboldi hududlarida past haroratlar kuzatilgan. Biroq, dengiz muzlari bilan qoplangan maydonlar asta-sekin qisqarib, davr oxiriga kelib qutblardagi iqlim o'rta kengliklar iqlimiga yaqinlashgan.

Mezozoy iqlimlari (230—65 mln. yil avval).

Trias davri (230—190 mln. yil avval). Bu davrda tekislik relefining hukmronligi ulkan hududlarda bir xil turdagi iqlimlarning tarqalishini belgilab berdi. Yerta va o'rta triasda, xatto qutboldi hududlaridagi haroratlar, hozirgi vaqtdagi subtropik darajasigacha pasaymagan va iqlimiy zonallik termik rejimdagi farqlar bilan emas, balki namlanish sharoitlari bilan belgilangan. *To'rt asosiy — ekstraarid yoki cho'l, mo'tadil arid (quruq va cho'llangan savannalar mintaqasi), o'zgaruvchan nam va bir xilda nam tabiiy mintaqalarning mavjud bo'lganligi* yuqorida keltirilgan asosda aniqlanadi. Cho'l

sharoitlari Shimoliy Amerika qit'asi, Yevropa, Shimoliy Afrika, Arabiston, Yeron, O'rta va Markaziy Osiyoning ulkan hududlarida, Janubiy Afrika va Shimoliy Avstraliyaning katta qismlarida hukmronlik qilgan. Kechki trias mobaynida arid maydonlar mintaqasi biroz qisqargan.

Yura davri (190—136 mln. yil avval). Yerta yura davri iqlimning gumidlanishi yaqqol ifodalangan vaqt hisoblanadi. Davrning boshlanishi juda iliq bo'lib, o'rtacha haroratlar zamonaviy Yevropa hududlarida 26—30°C gacha, Sibirda esa 20,5—24°C gacha ko'tarilgan.

O'rta va kechki yura davrida turli namlanish rejimiga ega bo'lgan ekvatorial, tropik, subtropik va o'rta kengliklar mintaqalari mavjud bo'lgan. O'rta Osiyoda 18—20°C o'rtacha haroratli arid sharoitlar kuzatilgan.

Mel davri (135—65 mln. yil avval). Mel davri davomida harorat va namlikning o'zgarishi iqlimiy mintaqalar, arid va gumid sohalar maydonlari ko'rinishining sezilarli o'zgarishiga olib keldi. Davrning boshlanishida iqlimning aridlanishi, o'rtasida gumidlanishining maksimumga erishishi kuzatilgan, biroq umumiy sovish ham yuz bergan. Kechki mel davrida ko'plab hududlarda yana aridlikning kuchayishi kuzatilgan. To'rtta — *ekvatorial, tropik, subtropik* va *o'rta* kengliklar tabiiy mintaqalari mavjud bo'lgan.

Kechki melning boshlanishida G'arbiy Yevropada nisbatan past — 15—20°C, O'rta Osiyoda 17—18°C haroratlar kuzatilgan.

Erta kaynozoy iqlimlari — paleogen davri (65—22,5 mln. yil avval). Ko'rsatilgan so'nggi to'rtta tabiiy mintaqalar mavjud bo'lgan. Davrning boshlanishi va o'rtalarida harorat rejimi kam o'zgargan. Davrning oxirida yuz bergan sovish subtropik va o'rta kengliklar tabiiy mintaqalarida eng kuchli ta'sir ko'rsatgan. Antarktidada tog' muzliklari paydo bo'lgan. Sharqiy Antarktidada keng maydondagi muzlikning paydo bo'lishi dastlabki sovishni kuchaytirgan.

Tahminan 50 mln. yil avval Janubiy Qozog'iston, O'rta Osiyo, Afg'oniston landshaftlari zamonaviy savannalarni elatgan. O'rtacha yillik haroratlar va yog'inlar miqdori mos ravishda 20—24°C va 500—1000 mm/yil ni tashkil etgan.

Kechki kaynozoy iqlimlari — neogen davri (22,5—1,5 mln. yil avval). Qit'alarda kontinental sharoitlarning mutlaq hukmronligi, yer sirti relefining yaqqol ifodalangan xilma-xilligi, baland va uzun orografik to'siqlarning mavjudligi, Arktika havzasi hududlarining qisqarishi va uning nisbiy izoslyasiyalanishi, O'rtayer va boshqa cheka dengizlar maydonining qisqarishi neogen iqlimiga sezilarli ta'sir ko'rsatgan. Iqlimlar evolyusiyasining quyidagi uchta asosiy tamoyillari aniqlangan: yuqori kengliklardan tarqalgan sovishning kuchayishi va qutbiy hududlarda muzliklarning paydo bo'lishi; yuqori va quyi kengliklar o'rtasidagi harorat farqlarining sezilarli ortishi; kontinental iqlimlarning paydo bo'lishi va keskin hukmronligi. Bu jarayonlar

natijasida mo'tadil sovuq iqlim mintaqalarining maydoni sezilarli kattalashgan. Bu mintaqa Yevrosiyo va Shimoliy Amerika qit'asining shimoliy qismlarini egallagan.

Taxminan 20—22 mln. yil avval Antarktidaning muzlashi boshlangan. Shimoliy yarimsharda muzlarning paydo bo'lishi 4—5 mln. yil avval yuz bergan.

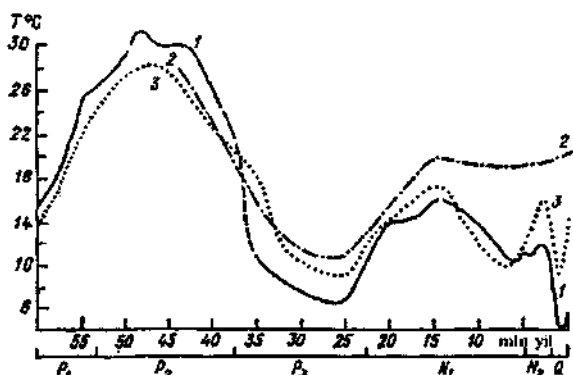
O'ta kuchli sovish davrining oxiri (plyusen)da boshlangan. Shimoliy yarimshar muz bilan qoplangan. Antarktidaning katta qismini muz qoplagan. Biroq, *plyusen* davri mobaynida (5,5—1,2 mln. yil avval) iqlim bir xilda saqlanmagan. Iqlimning isish vaqti (4,4—3,2 mln. yil avval) yetarlicha aniq ajralib turadi. Keyinroq, deyarli 1 mln. yil davomida (3,2—1,2 mln. yil avval) sezilarli *sovish* sodir bo'lgan. Janubiy yarimsharda muz qoplagan jadval ko'payib borgan. Grenlandiya, Kanada arxipelagi orollari, Islandiyada kuchli muzliklar paydo bo'lgan. So'ngra, 0,5 mln. yil davom etgan qisqa muddatli isishdan keyin, yana kuchli sovish boshlangan.

Umuman, *plyusen* davri mobaynida iqlimiy sharoitlarning yomonlashuvi va iqlimiy mintaqalar chegaralarining ekvator tomonga siljishi yuz bergan.

49-rasmda kaynazoy davomida o'rtacha yillik haroratlarning o'zgarishi ko'rsatilgan.

To'rtlamchi davr (eramizgacha 1,2 mln. yil avval). Bu davrda keng ko'lamlı sovishlar kuchli isishlar bilan almashib turgan. Ayrim isish vaqtlarida harorat hozirgi zamondagidan sezilarli yuqori bo'lgan. Iqlim mintaqalarining 1000—3000 km gacha davriy siljishi yuz bergan.

To'rtlamchi davrning boshlanishida iqlim uning oxiridagiga nisbatan salqinroq, biroq hozirgi zamondagidan iliqroq bo'lgan. Tahminan 700 ming



49-rasm. Kaynazoy davomida turli kengliklarda o'rtacha yillik haroratlarning o'zgarishi. 1 - Shimoliy dengiz, Buxard bo'yicha, 2 - Tinch okeanning markaziy va g'arbiy qismlari, Duglas va Savin bo'yicha, 3 - MDHning janubiy hududlari (Sharqiy Yevropa platformasining markaziy va janubiy hududlari, Karpatlar, Krim, Kavkaz, O'rta Osiyo, G'arbiy Sibirning janubi).

yil avval kuchli sovish yuz berib, yuqori kengliklarda o'rtacha yillik haroratlar 10-15°C ga pasaygan. Natijada kuchli qor, so'ngra muz qoplami shakllangan. Muzlik davridan oldingi sovishlar tahminan 590 va 550 ming yil avval ham kuzatilgan. Biroq, ayniqsa kuchli muzlashlar tahminan 435 ming (elster-oks muzlashi), 230 ming (dnepropetrovsk muzlashi), 187 ming (moskva muzlashi), 175, 72 va 25 ming (valday-vyurm muzlashi) yil avval kuzatilgan. Eng kuchli sovishlar vaqtida muz qoplami shimoliy yarimsharda o'rtacha 57° sh.k., ayrim hududlarda muzlik „tillari“ 40° sh.k. gacha maydonlarni egallagan. Muz qoplaminin o'sishi Dunyo okeani sathining hozirgi zamondagiga nisbatan tahminan tahminan 100-150 m gacha umumiy pasayishiga olib kelgan. Muzlik davrlarida shimoliy yarimshar janubiy yarimsharga nisbatan sovuqroq bo'lgan va termik ekvator, hozirgi zamondagidan farqli, janubiy yarimsharda joylashgan. Shimoliy yarimsharda quyi va yuqori kengliklar o'rtasidagi harorat farqlari 55-70°C ni tashkil etgan. Muzlik davrlari oralig'idagi vaqtda bu ko'rsatkich atigi 30-35°C bo'lgan. Harorat farqlarining ortishi atmosfera sirkulyasiyasi jadalligining kuchayishiga olib kelgan. Siklonik faoliyat tropik va ekvatorial kengliklarda katta miqdordagi atmosfera yog'inlarining yog'ishini ta'minlagan. Gobi, Arabiston, Sahroi Kabir tekisliklari, Shimoliy va Janubiy Amerika, Afrika va Avstraliyaning hozirgi zamon cho'l va chalacho'llari hududlaridagi kuchli tarmoqlangan gidrogeografik tizim aynan shu davrda shakllangan.

Muzlik davrlari oraliqlaridagi 230-200 ming (mindelriss-tixvin), 160-130 ming (odinsovo), 100-75 ming (riss-vyurm-mikulin) yillar davomidagi davrlarda isishlar kuzatilgan. Bu davrlarda iqlim mintaqalarining yuqori kengliklarga siljishi sodir bo'lgan, ekvatorial va tropik mintaqalar sezilarli kengaygan. Hozirgi zamondagi kabi, o'rta kengliklarda *tayga*, *kengbargli o'rmonlar*, *o'rmon-dasht*, *dasht*, *chalacho'l* va *cho'l* iqlim mintaqalari mavjud bo'lib, ular o'ziga xos harorat rejimi, atmosfera yog'inlari miqdori va ularning mavsumiylik ko'rsatkichlariga ega bo'lgan. Bu vaqtda muz qoplaminin sezilarli qismi erigan va Dunyo okeanining sathi 100-120 m ga ko'tarilgan.

Muzlik davridan keyingi isish. So'nggi *vyurm* muzlashidan keyingi 14 ming yil davomida asta-sekin isish kuzatilib, u 15 va 11 ming yil oralig'ida yaqqol ifodalangan (iqlimiy optimum). Bu optimum davrida Yevropada o'rtacha yillik haroratlar hozirgi zamondagidan 2°C va undan ko'proq yuqori bo'lgan. Ulkan maydonlar, shu jumladan, Shimoliy Muz Okeanining sezilarli qismi, muz qoplaminan bo'shagan. Subtropik hududlarda yog'inlar miqdori ortib, ular Markaziy Osiyoning qurg'oqchil hududlarida hozirgi zamondagidan 2-4 marta ko'p bo'lgan.

Iqlimiy optimumdan keyin biroz sovish boshlangan. Janubiy Afrikaning janubiy qismlarida muzliklar qayta tiklana boshlagan. Kordilerlarda

muzliklarning ko'payishi 4,6—4,2 ming va 2,7—2,2 ming yil avval maksimumga erishgan.

Iqlimning tarixiy o'tmishdagi o'zgarishlari. Bu davrning boshlanishi deb shartli ravishda eramizdan avvalgi 5—3 ming yil qabul qilingan. Bu davrning o'ziga xos xususiyati shundaki, unda Yer shari iqlimlarining o'zgarishlari va tebranishlari to'g'risida yangi manbalar paydo bo'lgan. Ularga arxeologik qazilmalar, shuningdek turli tarixiy (oilaviy, sulolaviy, diniy, harbiy yurishlar va boshqa.) yozma manbalar, xalq og'zaki ijodiyoti va adabiyot yodgorliklari va keyinchalik iqlim tavsiflari ma'lumotlari kiradi.

Eramizdan avvalgi 5 ming yil davomida Yevropada quruq va iliq iqlim bir necha bor nam va salqin iqlim bilan almashgan. Tahminan eramizgacha 500 yilda yog'inlar miqdori keskin ortgan va iqlim avvalgi yuz yilliklardagiga nisbatan sezilarli sovigan. Yeramizning dastlabki davrlarida iqlim hozirgi ko'rinishga kelgan.

I va II ming yilliklar chegarasida barcha materiklarda iqlim hozirgi vaqtdagidan iliqroq bo'lgan. Janubiy Grenlandiyada harorat hozirgi vaqtdagiga nisbatan 2-4°C ga yuqori bo'lib, u yerda chorvachilik va dehqonchilik rivojlangan. Islandiyada don mahsulotlari yetishtirilgan, uzum yetishtirish zonası 4-5° ga shimolroqqa cho'zilgan bo'lib, Janubiy Angliya va Latviyada uzum yetishtirilgan. VIII—XIII asrlar mobaynida Shimoliy Amerika qulay iqlimi bilan ajralib turgan. 50° shimoliy kenglikkacha yovvoyi uzum o'sgan. VII—X asrlarda Xuanxe daryosi vodiysida (Xitoyda) mandarinlar va apelsinlar o'sgan.

XVII asr oxiri — XVIII asr boshida kichik muzlik nomini olgan ancha sovuq davr kuzatilgan. Muzliklar maydoni hamma joyda kengaygan, dengizlarning muzlovchanligi ortgan. Shimoliy yarimsharda muzliklarning maksimal ortishi 1610, 1650, 1710, 1750, 1810-1820 va 1850 yillarda kuzatilgan. Yilnomalarda 1454 yil, XVI asr o'rtasi va XVII asr boshlaridagi qahraton qishlar va salqin yozlar haqda eslatmalar mavjud. XIX asr o'rtalarida Yevropada iqlim sovuq va nam bo'lgan. Qadimgi Xitoy yilnomalari va boshqa Osiyo davlatlari yozma hujjatlarining guvohlik berishicha 1200-1600-yillar davri sovuq bo'lgan. Maksimal sovish 1750-1850 yillarga to'g'ri keladi. XIX asrning ikkinchi yarmidan iqlimiy sharoitlarda yangi keskin burilish yuz berdi, ya'ni hozirgi zamon isishi boshlandi. Aynan shu davrda iqlimning tebranishlari haqida katta ob'ektiv material beruvchi meteorologik asboblardan yordamida kuzatuvlar davri boshlandi.

XX yuz yillikning 20-30-yillari eng issiq o'n yillik bo'ldi. Bu yillarda o'rta va yuqori kengliklarda harorat asr boshidagiga nisbatan 5°S ga, Shpisbergenda esa hatto 8-9°S ga ko'tarildi. Norvegiya, Shvesiya, Islandiya, Grenlandiyada muzliklar chekinishi kuzatildi. Alp tog'larida muzliklar 1000-1500 metracha chekindi. Kavkaz, Pomir, Tyan-Shan, Oltoy, Himoloy

va Afrikada va Janubiy Amerika Kordillerlarida tog' muzliklarining maydoni kichraydi. 1924—1945 yillarda Arktikada muzlik sharoiti o'zgardi va muzliklar maydoni taxminan 1 mln. km² ga kichraydi. Islandiyada 600 yil muqaddam shudgor qilib foydalanilgan yerlar qayta muzdan ozod bo'ldi.

XX asrning 40-yillaridan isish jarayoni sovish jarayoni bilan almashdi. Bu jarayon 60-yillarda kuchaydi. Biroq shimoliy yarimsharning haroratlari 60-yillar o'rtalarida 10-yillar oxiridagi darajaga yetdi. 70-yillar mobaynida yillik o'rtacha haroratning sezilarli ko'tarilish tendensiyasi paydo bo'ldi.

1964—1977 yillar davrida yillik o'rtacha global haroratning o'n yillikdagi ortishi 0,2—0,3°C ni tashkil etdi. Haroratning eng katta ortishlari yuqori kengliklar uchun xarakterli bo'ldi. Antarktidada isish 70-yillarda boshlandi, biroq u Arktikadagichalik jadal emas.

Hozirgi vaqtda 70-yillarda boshlangan isish jarayoni davom etmoqda va haroratning bundan keyingi ko'tarilishi tendensiyasi kutilmoqda.

8.3. Iqlimning zamonaviy, shu jumladan, antropogen omillar ta'sirida o'zgarishlari

Iqlim va biosferaning kelajakdagi umumiy o'zgarishlari alohida qiziqish uyg'otadi. Shunga muvofiq, iqlim evolyusiyasining istiqbollari va antropogen ta'sirlarning ko'lami bilan bog'liq bo'lgan ikki muhim masalaga to'xtalib o'tamiz.

Iqlimning tabiiy evolyusiyasi. Geologik o'tmishdagi iqlimlarning rekonstruksiya bo'yicha o'tkazilgan tadqiqotlarning ko'rsatishicha, astronomik omillardan tashqari iqlim o'zgarishlarining asosiy sababi sayyoramizning tektonik hayoti (qit'a va okean qismlarining migrasiyasi) hisoblanadi. Havodagi uglerod angidridi miqdori vulqon faoliyatining intensivligi va uning dengiz va okeanlar suvlarida yutilish darajasiga bog'liq. Kaynazoy erasi davomida atmosferadagi CO₂ miqdorining to'xtovsiz kamayishi yuz bergan. Atmosferadagi uglerod angidridi konsentrasiyasining kamayish jarayoni oligosen va, ayniqsa pliosen davrida keskin tezlashgan. Pliosen davrining oxirida CO₂ ning umumiy massasi butun fanerozoy davridagi eng kichik qiymatga erishgan va bu global sovishning sabablaridan biri hisoblanadi.

To'rtlamchi-oligosen vaqtida vulqon faoliyatining kuchsizlanishi natijasida CO₂ ning tabiiy kamayishini e'tiborga olsak, CO₂ balansiga insonning xo'jalik faoliyati ta'sir ko'rsatmasa, CO₂ ning kamayish tendensiyasi saqlanib qoladi, deb hisoblash mumkin. Kaynozoy erasi davomida sanoatning tezkor rivojlanish davrigacha (XIX asr oxiri — XX asr boshi) uglerod angidridi konsentrasiyasining 0,029% miqdorgacha umumiy kamayish tendensiyasini bilgan holda, atmosferadagi CO₂ miqdori 0,015% dan ortiq bo'lmaganida yuz beradigan sayyoramizning butunlay muzlash vaqtini aytib berish mumkin. CO₂ miqdorining

bu ikki qiymatlari orasidagi farq kaynozoyning oxirida, to'rtlamchi muzlash davridan hozirgi zamongacha, yuz bergan uglerod angidridi konsentrasiyasining o'zgarishlariga yaqin, ya'ni tahminan 1-1,5 mln. yil. Bundan, inson hech qanday ta'sir o'tkazmaganida Yerning butunlay muzlashi tahminan 1 mln. yildan so'ng yuz beradi, degan xulosaga kelish mumkin.

Yerning kosmik fazodagi holatining (ekscentrisitet, Yer o'qining qiyaligi) o'zgarishi kabi astronomik omillar kelajakda iqlimning o'zgarishlariga olib keluvchi ikkinchi mustaqil sabab bo'lishi mumkin. Hisoblarning ko'rsatishicha, uncha katta bo'lmagan muzlashlar har 170, 215, 269 va 335 ming yilda, kuchli muzlashlar esa - har 505, 620, 665 va 715 ming yilda kuzatilishi mumkin. Hisob-kitob ma'lumotlariga qaraganda, 10-15 ming yildan keyin shimoliy yarimsharning yuqori kengliklariga Quyosh radiasiyasi tushishining so'nggi vyurm muzlashi zamonidagi miqdorining tahminan 2/3 qismini tashkil etuvchi o'zgarishi yuz berishi mumkin. Quyosh radiasiyasi miqdorining kamayishi muzlashning rivojlanishiga olib keladi va vyurmdagiga nisbatan kamroq intensivlikka ega bo'lgan *yangi muz davri* boshlanadi.

Bundan keyin Quyosh radiasiyasi ortishi, muz qoplami erishi mumkin va muzlashlar oralig'i davri yangidan boshlanishi kerak. Hisoblarga muvofiq, radiasiyaning kamayishi har 50 va 90 ming yilda takrorlanadi, kamayish amplitudalari ortib boradi hamda quvvati va masshtabi vyurm muzlashiga teng bo'lgan muzlashga olib keladi.

Bu ikki mustaqil omillarning ta'siri kuchayib boradi va shu bilan birga inson hech qanday ta'sir ko'rsatmaganida muzlashning rivojlanish vaqti qisqarib, bir necha yuz ming yildan so'ng sodir bo'lishi mumkin.

Iqlimning antropogen o'zgarishlari. Iqlimga antropogen ta'sirlarning uchta tipi farqlanadi:

a) iqlimga bevosita ishlab chiqarish faoliyatining rivojlanishidagi, ko'pincha oqibatlar o'ylanmagan ta'sirlar;

b) iqlimga, hech bo'lmaganda lokal oqibatlar u yoki bu darajada ma'lum bo'lganda va mikroiklim nuqtai nazaridan hisobga olinadigan yoki foydalaniladigan, xo'jalik faoliyati zaruriyatlari uchun tabiatni o'zgartirish jarayonlaridagi ta'sirlar;

d) iqlim yoki mikroiklimni o'zgartirish maqsadida tabiiy muhitga rejalashtirilgan yirik amaliy maqsadlardagi ta'sirlar.

e) va v) guruhlariga quyidagi turlardagi inson faoliyatining oqibatlarini kiritish mumkin:

— muzlashlardan himoyalaniş maqsadida radiasion va issiqlik rejimlariga ta'sir;

— muzlashlardan himoyalaniş va tuproqning issiqlik va namlik rejimini o'zgartirish maqsadida tuproqni qoplash;

— o'rmonlarni kesish va hududlarni o'rmonlashtirish, botqoqlarni quritish, sun'iy suv havzalarini barpo qilishda to'shalgan sirt xususiyatlarining o'zgarishi;

— o'rmon polosalari yordamida shamol rejimi va turbulent almashinuvga ta'sir ko'rsatish, temir yo'llar va shosselarni qordan himoyalash maqsadida himoya polosalarini barpo etish, maydonlarda namlikni yig'ish maqsadida to'siqlardan foydalanish va boshqalar;

— hududlarni sug'orish va qurutish; — suv omborlarini qurish;

— shaharlarni urbanizatsiyalash va melioratsiyalash.

a) va b) guruhlariga atmosfera tarkibining o'zgarishi (parnik gazlar, aerazol va boshqalar) bilan bog'liq oqibatlarni kiritish mumkin.

Antropogen ta'sirni e'tiborga olib, iqlimning yaqin 100 yildagi o'zgarishi prognozini qo'rib chiqamiz. *Bu vaqt oralig'ida iqlimga kamida uchta asosiy omil ta'sir ko'rsatadi:* turli ko'rinishdagi yoqilg'i energetikasining rivojlanish tezligi; faol xo'jalik faoliyati natijasida atmosferadagi uglerod angidridi miqdorining ortishi; atmosfera aerazoli konsentratsiyasining o'zgarishi.

CO₂ konsentratsiyasining o'zgarishini prognozlashda, bir tomondan energetika ehtiyojlari uchun organik yoqilg'ini yoqishning ortishiga bog'liq bo'lgan konsentratsiya ortishini hisobga olish kerak. Boshqa tomondan, CO₂ konsentratsiyasining ortishi uglerod angidridining ortishiga sekinlashtiruvchi ta'sir ko'rsatadigan biomasaning ko'payishiga olib keladi. Bu ikki omilni e'tiborga olgan turli tadqiqotchilarning hisoblari bo'yicha, 2000 yilda 0,037-0,039% bo'lgan CO₂ konsentratsiyasi 2025 yilda - 0,047-0,074% ni tashkil etishi kutilmoqda. Undan keyin, barcha tadqiqotchilarning fikricha, atmosferadagi CO₂ konsentratsiyasi sekin-asta kamayib boradi.

Atmosfera aerazoliniing roli shundaki, atmosferadagi aerazol zarralari uning albedosini orttiradi va shu bilan o'rtacha global haroratning pasayishiga olib keladi. Barcha mamlakatlarda atmosferaga chiqarilayotgan aralashmalar ni tutib qolish va utilitatsiyalash bo'yicha katta kompleks ishlar olib borilayotganligi uchun yaqin kelajakda antropogen aerazollarning ortishi ehtimolligi kam bo'ladi. Biroq, model hisoblarida atmosferaning gaz va aerazol tarkibini sezilarli o'zgartirishi mumkin bo'lgan yirik vulqon otilishlari imkoniyati hisobga olinmaydi. Iqlim o'zgarishining barcha prognoz modellari ham parnik effektini kuchaytirishga olib keluvchi kichik gaz tashkil etuvchilarining (freon, azot oksidlari va boshqalar) atmosferaga qo'shilishini hisobga olmaydi.

Sanab o'tilgan omillar ta'sirida prognoz qilinayotgan harorat o'zgarishlari 1975 y. ga nisbatan 2000 y. da 0,2-0,9 S, 2025 y. da - 0,6-2,1 S, 2050 y. da - 1,2-3,9 S bo'lishi kutilmoqda. 1982 y. da 2050 y. harorat o'zgarishiga aniqlik kiritilgan bo'lib, u o'rtacha 2,5 S ga teng deb qabul qilingan.

M.I. Budiko paleoiqlimiy ma'lumotlarni haroratning hozirgi o'zgarishlari sur'atlari bilan taqqoslab, 2025-2050 yy. yanvar nol izotermasi Yevropada 1975 y. dagiga nisbatan 10-15 shimolroqqa siljiydi deb hisoblaydi. XXI asrning dastlabki o'nyilliklarida Rossiyaning shimoli-sharqiy qismidagi harorat sharoitlari hozirda Markaziy Fransiya dagiga,

G'arbiy Sibirdagi tabiiy sharoitlar esa Polshaning janubiy qismidagi sharoitlarga o'xshash bo'ladi.

Agar XXI asr o'rtalarida CO₂ ning atmosferadagi miqdori pliosendagidek (taxminan 5 mln. yil) bo'lsa, iqlimning global va regional rekonstruksiya asosida Rossiya hududida 50 sh.k. dan shimolroqda o'rtacha yanvar haroratlari hozirgiga nisbatan 10-15°C, o'rtacha yillik haroratlari esa - 5-8°C ga yuqoriroq bo'lishini kutish mumkin. Kavkaz va O'rta Osiyo hududlarida o'rtacha yanvar haroratlari hozirgiga nisbatan 5-7°C, o'rtacha yillik haroratlari esa 2-3°C ga yuqori bo'ladi. Iqlim mintaqalarining shimolga siljishi hisobiga O'rta Osiyo hududi o'zgaruvchan namlikli subtropik mintaqaga mansub bo'ladi. Bunday isishga muvofiq Qozog'iston va O'rta Osiyoda bug'lanuvchanlik ortadi.

8.4. O'rta Osiyo iqlimi va uning o'zgarishi

O'rta Osiyo sovuq vaqtda o'rta kengliklar kontinental havosi ta'siri ostida bo'ladi. Shu bilan bir vaqtda uning hududida o'rta kengliklar frontining g'arbiy Osiyo qismida siklon faoliyati ham rivojlanadi. U eng katta intensivligiga janubiy va janubi-g'arbiy hududlarda mart-aprelda, Kaspiy shimolida qishda, Oltoy tog'larida esa yozda erishadi. Ba'zida O'rta Osiyoga sovuq arktik havo kirib keladi. Bu kirib kelish hech qanday to'siqsiz sodir bo'ladi, chunki O'rta Osiyoning shimoliy qismida va G'arbiy Sibirda sovuq havo massalarini to'sib qolishi mumkin bo'lgan tog' ko'rinishidagi to'siqlar mavjud emas. Sovuq havo massalarining bunday kirib kelishida O'rta Osiyoning janubiy hududlarida ba'zi yillari qishda havo harorati -25 -25°C gacha pasayadi.

Yilning iliq vaqtida O'rta Osiyo kontinental tropik havoning shakllanish o'chog'i hisoblanadi. Bu havo juda isigan va quruq bo'ladi. Uning yoz vaqtida shakllanishi ochiq, quruq ob-havoning uzoq vaqt saqlanib qolishiga sabab bo'ladi. Bunday ob-havoda tuproq yuzasi ko'p miqdorda issiqlik oladi. Chunki O'rta Osiyoda tuproq namligining kamligi sababli bug'lanish uchun issiqlikning sarflanishi juda kam. Oqibatda Yer yuzasi kuchli qiziydi va havoga ko'p issiqlik beradi. O'rta Osiyoda katta maydonni egallovchi qumlar ham havoning kuchli isishiga ta'sir ko'rsatadi. Bu maydonlardan, hamda quruqlashgan tuproq yuzasidan havoga shamol vaqtida ko'p chang ko'tariladi. Havoga ko'tarilgan changlar egallagan umumiy maydon juda katta, shu sababli chang Quyosh energiyasining katta miqdorda yutadi. Chang zarrachalari bu energiyani issiqlik energiyasiga aylantirib, so'ngra havoga beradi. Har bir zarrachaning massasi juda kichik, shuning uchun ulardan issiqlik uzatilishi tez sodir bo'ladi va natijada havo birmuncha isiydi.

O'rta Osiyo iqlimiga Orol dengizi deyarli ta'sir ko'rsatmaydi, Kaspiy dengizining ta'siri esa ko'proq. Uning ta'siri qirg'oq bo'ylab tor doirada

seziladi. Bu havo namligining biroz ortishi va qish oylarida haroratning ortishiga olib keladi. Kaspiy dengizning janubiy qirg'og'i birmuncha iliq-roq va ichkari qismlar iqlimiga ta'sir yaqqolroq seziladi.

O'rta Osiyoning shimoliy qismida chala cho'l joylashgan. Chala cho'l iqlimi dasht iqlimidan cho'l iqlimiga o'tuvchi iqlim hisoblanadi.

O'rta Osiyo chala cho'l zonasi may-sentyabr davrida yuqori haroratlardan, kichik nisbiy namlik va kam yog'inlar bilan xarakterlanadi. Chala cho'l-da yoz juda issiq. Iyulda o'rtacha harorat 24 yoki 25,5°C ni tashkil etadi. Biroq bu yerning qishlari sovuq, yanvar oyida Qozog'istonning chala cho'llarida o'rtacha harorat -12—15°C gacha pasayadi. Qishda sharqiy yo'nalishdagi shamollar ustuvorlik qiladi. Ular Sharqiy Osiyodan sovuq havo massalarini olib keladi. Bu yerda mutlaq minimumlar -30—35°C gacha yetadi, Qozog'istonning shimoliy hududlarida -40°C gacha yetadi. Bahor juda qisqa. Qishki sovuqlardan keyin jazirama yoz tez keladi. Sovuqsiz davr 160—180 kungacha cho'ziladi.

Chala cho'l-da o'simliklar uchun namlik yetishmaydi va bu yerda ular tekis qoplam hosil qilmaydi. Chala cho'l-da o'simliklar yakkam-dukkam o'sadi, ular orasida ochiq tuproqli yerlar kuzatiladi.

O'rta Osiyoning janubiy qismini egallagan cho'l zonasining iqlim sharoiti o'ta qurg'oqchilik, yozgi jazirama, bulutsiz va yog'insizlik bilan xarakterlanadi. Iyulning o'rtacha harorati 26—30°C atrofida. Eng janubiy hududlarda kunduz kuni soyada maksimal harorat 45°C gacha, xattoki undan ham yuqori qiymatlarga yetishi mumkin. Yilning iliq vaqtida tunda havoning quruqligi evaziga harorat birmuncha pasayadi. Shu sababli O'rta Osiyoning dasht zonasida haroratning sutkalik amplitudalari katta. Yoz oylarida havoning nisbiy namligi kichik. Ba'zi kunlari 3% gacha tushib ketishi mumkin. Amudaryo oqiminining yuqori qismida afg'on shamoli deb nom olgan janubi-g'arbiy yo'nalishdagi kuchli va ancha changli shamollar tez-tez sodir bo'lib turadi.

Dasht zonasining shimoliy hududlarida sovuqsiz davr 180 kun uzoqlikka ega. Eng Janubiy hududlarda u 250-270 kungacha ortadi.

O'rta Osiyoning dasht zonasida qish vaqtida shimoliy-sharqiy va sharqiy yo'nalishdagi shamollar bilan olib kelinadigan quruqlikning mo'tadil havosi ustivorlik qiladi. Bu havo juda sovigan. Shu sababli bu yerning qishlari sovuq. Orol dengizi va Balxash ko'li hududlarida yanvarda o'rtacha harorat -8—10°C atrofida. Janubga borgan sari yanvardagi o'rtacha harorat ortib boradi. Toshkentda -1,3°C, Janubiy chekkalarda 2 yoki 3°C gacha yetadi.

O'rta Osiyoda yog'inlar kam yog'adi. Ayniqsa yoz oylarida yog'inlar juda kam. Bahorda - mart va aprel oylarida O'rta Osiyoda siklonik faoliyat rivojlangan davrda yog'inlar eng ko'p yog'adi. Bu yog'inlar erigan suv bilan birga tuproqni namlaydi va bahorda o'tkinchi o'simliklarning rivojlanishi uchun sharoit yaratadi. Bu o'simliklar jazirama va quruq yoz keli-

shi bilan yo'qolib ketadi. Biroq cho'llarda yozda ba'zi joylarda o'simliklar rivojlanishi uchun sharoit mavjud bo'ladi. Bunday sharoitlar haroratning katta sutkalik tebranishi evaziga tuproqda suv bug'ining kondensasiyasi hisobiga hosil bo'lgan namlik mavjud joylarda yuzaga keladi. Yog'inlarning yillik yig'indisi 150—250 mm atrofida, ba'zi joylarda 100 mm xattoki, undan ham kam (To'rtko'lda 80 mm). Qor qoplamli cho'llarning shimoliy hududlarida (Orol dengizi va Balxash ko'li hududida) ikki oy atrofida saqlanadi. Janubiy hududlarda esa 3—5 hafta atrofida saqlanadi.

O'rta Osiyoning janubi-sharqiy qismida joylashgan tog'larda yoz salqin, qish sovuq, yog'inlarning yillik yig'indisi 1000—1500 mm gacha ortadi. Atmosfera frontlarining faollashishi bunga sabab bo'ladi. Tog' oldi qismlarida fyonlar tez-tez yuzaga keladi. Biroq baland tog' platolarida (yassi tog') iqlim cho'l iqlimi xarakteriga ega. Yog'inlar kam yog'adi, haroratning sutkalik va yillik tebranishlari yuqori. Pomir tog'ining sharqiy qismida bir yilda 60—90 mm yog'in yog'adi. Bu yog'inlarning katta qismi cho'llardagi kabi bahorda emas, balki yozda kuzatiladi. Pomirning g'arbiy qismida yog'inlar birmuncha ko'p (1000 mm gacha). Pomirda qish vaqtida -47°C gacha sovuq kuzatilishi mumkin. Ko'p yillik muzlik katta maydonni egalaydi. Sovuqsiz davr bor yo'g'i 55—60 kun davom etadi. Biroq tog' vodiylarida iqlim jazirama. Xisor tog'ining janubida joylashgan, 800—900 m balandlikda yotgan Xisor vodiysida o'rtacha harorat yanvarda $-0,5^{\circ}\text{C}$, iyulda 29°C . Bir yilda 500 mm gacha yog'inlar yog'adi. Iqlim sharoitlari bu yerda bir yillik subtropik ekinlarni yetishtirish imkonini beradi. Dengiz sathidan 400 m balandda joylashgan Vaxsh vodiysida iqlim yanada jazirama. Bu yerda o'rtacha harorat yanvarda 3°C , iyulda 31°C , bir yilda 200—250 mm yog'inlar yog'adi (Jiliko'l). Vaxsh vodiysida sug'oriladigan yerlarda yuqori sifatli paxta o'sadi. Bu yerda ko'p yillik subtropik ekinlardan *sitrus ekinlari*, *anor*, *anjir*, *shakar qamish* va boshqalar yetishtiriladi.

Geologik o'tmishdagi iqlim rekonstruksiyasi O'rta Osiyo hududida iliq tropik iqlim tipi kuzatilgan *kembriy* davridan boshlab harorat va namlanish rejimini tiklash imkonini berdi. O'rta Osiyoning janubiy chekkasida u quruq bo'lgan. O'rtacha yillik harorat $20\text{--}25^{\circ}\text{C}$ atrofida bo'lgan. *Ordovik* va *silur* oxirida Yer sharini qamrab olgan global sovish o'rtacha haroratni $15\text{--}18^{\circ}\text{C}$ gacha pasaytirgan. Biroq iqlim tipining tropikligi saqlanib qolgan. Keyingi geologik davrlarda (*devon*, boshlang'ich va o'rta karbon) shimoliy-g'arbda $20\text{--}28^{\circ}\text{C}$ tartibdagi haroratlar va hududning g'arbida arid bo'lgan tropik iqlim tipi kuzatilgan. Karbon oxirida (300—285 million yil oldin) global sovish sodir bo'lgan. O'rta Osiyoda o'rtacha harorat $15\text{--}16^{\circ}\text{C}$ gacha pasaygan va *aridlik* saqlanib qolgan. Butun *perm* va *trias* davrda $20\text{--}25^{\circ}\text{C}$ haroratli tropik arid iqlim saqlangan. Tiras davri oxirida (200—190 million yil oldin) haroratning $18\text{--}20^{\circ}\text{C}$ gacha birmuncha pasayishi sodir bo'lgan. Yura

va mel davrlari o'rtacha harorat 20-25°C bo'lgan tropik arid iqlim bilan xarakterlanadi. Faqat mel davrining oxiridagini yangi global sovish sodir bo'ldi. Bu davrda O'rta Osiyoda o'rtacha harorat 14-16°C gacha pasaydi. Iqlim tropik aridlik xususiyatini saqlab qolgan. Mel davri oxirida o'zgaruvchan namlanish xususiyatiga ega bo'lgan. *Paleogen* davrida (55-40 million yil oldin) Yer sharida yana sovish kuzatilgan. Bu davrning oxirida Antarktidada birinchi dengiz muzlari paydo bo'la boshlagan.

O'rta Osiyoda harorat 10-12°C gacha pasaygan. Janubiy hududlarda tropik iqlim bilan bir qatorda uning shimoliy va shimoli-g'arbiy qismlarida subtropik iqlim xususiyatlari paydo bo'la boshladi.

Miosenda (22,5-5,5 million yil oldin) 15 va 5 million yil oldingi isishlar davrlari (8 million yil oldin) sovishlar bilan almashgan. Ta'kidlash lozimki, bu vaqtda O'rta Osiyo iqlimi tobora o'zgaruvchan namlanishli subtropik bo'lib borgan. Isishlar davrida o'rtacha harorat 15-16°C dan ortmagan. Sovishlar davrida haroratlar 10-12°C gacha pasaygan.

O'rta Osiyo to'rtlamchi davrda juda kuchli sovishlarga va muzliklar davri orasida isishlariga duchor bo'lgan. Iqlim tamomila fasliy namlanishli subtropik xususiyat oldi. Muzlash va vaqtida o'rtacha harorat 8-10°C gacha pasaygan bo'lishi ehtimol.

Tarixiy manbalar oxirgi ming yilliklardagi O'rta Osiyo iqlimi haqida tasavvurga ega bo'lish imkonini beradi. XI asrning 1034 va 1038 yillarida sovuq va qorli qishlar kuzatilgan. Janubiy subtropik hududlarda minimal harorat 16-17°C gacha pasaygan. XII asrning 1170 yilida qish qahraton kelib, ayrim joylarda Amudaryoning suvi muzlagan. Biroq bu anomal hodisa bir martagina kuzatilaganga o'xshaydi. Yuqorida aytilgandan II ming yillikning boshida Yevropaning katta qismi, Osiyo va Shimoliy Amerika iqlimi isiganligi bilan xarakterlanadi.

XIV-XV asrlarda O'rta Osiyoda qorli va sovuq qishlar tez-tez kuzatilgan. Bular 1316, 1333, 1338-1339, 1343, 1388-1389, 1402-1404, 1496 yillar. Bu davr Yevropadagi eng kuchli sovish davri bilan mos keladi.

XVI yuz yillik iliqroq, biroq yomg'irli bo'lgan. XVII asr sovuq qishlari, yuz yillik o'rtasi esa 1687-88 yillardagi qurg'oqchilik bilan shuxrat qozongan. Undan keyin sovuq va qorli qishlar davri boshlangan. XVIII asr qishlari sovuq bo'lgan. 60-70-yillarda yetarlicha iliq ob-havo kuzatilgan va bunday ob-havo 80-yillarda sezilarli sovishlar va qor yog'ishlari bilan almashgan. XIX yuz yillik tez-tez takrorlanuvchi sovuq qishlar va noqulay hodisalar belgisi ostida o'tdi. XX asr boshi sovuq va ko'p qorli bo'ldi. 1909 yildan 1917 yilgacha bo'lgan davr o'zgacha sovuq qish va 1917 yil keskin qurg'oqchilik bilan xarakterlangan. Toshkentda aprel va may oylarida 1 mm ham yog'inlar yog'magan, Samarqandda esa martdan yil oxirigacha yog'inlar umuman yog'magan.

Bundan keyin keltiriladigan ob-havo ma'lumotlari endi davriy meteorologik kuzatuvlarga asoslangan. 1925-26 yillarda qish iliq bo'lgan. 1928-1931 yillarda anomal sovuq qish kuzatilgan. 1934 va 1975 yillar yanvari sovuq bo'lgan. 1939-41 yillar va 1965-66 yillarning qishi iliq bo'lgan.

Umuman olganda 30-yillardan 40-yillar o'rtalarigacha bo'lgan davr anomal sovuq bo'lgan. O'rta Osiyoda isish 40-yillar oxiridan boshlangan va kichik tebranishlar bilan hozirgi vaqtgacha davom etib kelmoqda.

8.5. Iqlim o'zgarishining oqibatlari

Model hisob-kitoblari (ssinariylar) asosida 2030, 2050 yillar va XXI asr oxirigacha iqlimning global o'zgarishlari ehtimoliy prognozi amalga oshirilgan. Olingan natijalar ko'rsatadiki, bu yuz yillikda iqlimning isishini kutish lozim. Ko'plab tadqiqotchilar isishning sababini antropogen kelib chiqishga ega bo'lgan „issiqxona“ gazlari, asosan uglerod ikki oksidi, bilan bog'lashmoqda. Biroq, shuni ta'kidlash lozimki, golosenning ikkinchi yarmida atmosfera harorati o'zgarishining uglerod ikki oksidi konsentrasiyalari bilan kuchsiz bog'liqligi aniqlangan. Ehtimol, bu oxirgi ming yilliklardagi CO₂ miqdoriy tebranishlari haqidagi ma'lumotlarning yetarli emasligi bilan bog'liq bo'lishi mumkin. Yer tarixida bunday tebranishlar bir necha bor kuzatilgan. Shuni ta'kidlash lozimki, tadqiqotchilarning bir qismi isish, model hisob-kitoblari ma'lumotlaridan kelib chiqadigan darajada sezilarli bo'lmaydi, deb hisoblashga moyil.

XXI asrda isishning eng katta ehtimoliy oqibatlarini ko'rib chiqamiz. Ularga Dunyo okeani sathining ko'tarilishi, atmosfera umumiy sirkulyasiyasi intensivligining o'zgarishi, iqlim mintaqalarining siljishi va kengayishi kiradi.

Agar harorat har o'n yilda 0,3°C ga ortib boraversa, XX yuz yillikda boshlangan Dunyo okeani sathining ko'tarilishi XXI yuz yillikda ham davom etadi. Qutb muzliklarining erishi Dunyo okeani sathining 2030 yilgacha 20 sm, yuz yillik oxiri borib 60 sm ga ko'tarilishiga olib keladi. Bu ko'tarilish ko'pgina orol davlatlarining hamda G'arbiy Yevropadagi qator davlatlar qirg'oqlarining (Niderlandiya, Fransiya, Buyuk Britaniya, Germaniya, Rossiya va boshqalar) suv ostida qolishiga olib keladi. Voqe'alarining bunday rivojlanishi dunyoning qator mintaqalarida iqtisodiy va siyosiy keskinliklarni yuzaga keltirishi mumkin.

Yuqori va tropik kengliklar troposferalari orasidagi termik farqning kamayishi atmosfera umumiy sirkulyasiyasi jarayonining o'zgarishiga olib keladi. Siklonik faoliyatning jadalligi susayib, o'rta va subtropik kengliklardagi yog'inlar miqdorining kamayishi kuzatiladi. Boshqa tomondan, iliqroq okean yuzasidan bug'lanishning ortishi atmosferaning umumiy namlik miqdorini orttiradi. Tropik siklonlarning jadalligi va faolligi orta-

di, bu keglıklaroro namlik aylanishini kuchaytiradi va o'z navbatida yog'inlar miqdorining ortishiga olib keladi. Bir tomondan, mintaqaviy darajada yog'inlar miqdori kamayadi va qurg'oqchilik chastotasi va intensivligi ortadi (Afrika va Osiyoning ba'zi hududlari, Avstraliya va boshqalar), boshqa tomondan, shimoliy yarimsharning o'rta va yuqori kengliklarida (G'arbiy va Sharqiy Sibir) qishki yog'inlarning ortishi yuz berishi mumkin.

Iqlim mintaqalarining siljishi va kengayishi bir qator salbiy iqtisodiy, ijtimoiy, ekologik va, xatto, siyosiy xarakterdagi oqibatlarga olib kelaishi mumkin. *Ular quyidagilar:*

- ko'pchilik tropik va subtropik mintaqalarda qishloq xo'jaligi tuzilmalari hosildorligining umumiy kamayishi; masalan, 25°C haroratli kunlarning 10-30 kundan 50-70 kunga ortib ketishi karam hosildorligini 10-55% ga pasayishiga olib keladi. Ma'lum darajadan yuqori havo haroratli vaqt davomiyligining ortishi pomidor, poliz ekinlari, kartoshka, paxta va boshqalar hosildorligining kamayishiga olib keladi;

- hozirgi vaqtdayoq ichimlik suvi tanqis bo'lgan ko'plab mintaqalar aholisi suvning yanada tanqislashuvini boshdan kechiradi; O'rta Osiyoda suvning asosiy manbai tog'liklardagi qor va muzliklar hisoblanadi, va bu muzliklarning o'zi ham yo'qolib ketish havfi ostida qoladi;

- yuqori haroratlarning ta'siri natijasida o'lim darajasi va jiddiy kasalliklar bilan kasallanish ehtimolligi ortadi; prognozlariga qaraganda 2050 yilgacha aholining shu sabablar natijasidagi o'lim darajasi 1,5-2% ga ortadi. Bu ayniqsa keksalar, diabet bilan kasallanganlar, yurak qon-tomir va nafas organlari kasalliklari bilan kasallanganlar va boshqalar orasida yuqori bo'ladi; muayyan joy uchun oldin odatiy bo'lmagan patogen viruslar va kanalar orqali yuqadigan kasalliklar tarqala boshlaydi;

- suv bosishi, qurg'oqchilik, yer ko'chkisi, qor ko'chkisi, sel olishi kabi tabiiy ofatlar va halokatlar ko'payadi;

- ekotizimlarga, jumladan, osongina zararlanadigan marjon qoyalar, qirg'oqbo'yi biogeosenozlariga katta zarar yetadi;

- mulk, infratuzilma, davlat muassasalari va jismoniy shaxslarga katta zarar yetadi, bu sug'urta tizimini inqiroz holatga keltirishi mumkin.

Biroq, iqlimning o'zgarishlaridan potensial manfaatlar ham kutilishi mumkin. *Ular quyidagilar:*

- o'rta kengliklardagi ba'zi hududlarda qishloq xo'jaligi ekinlari (donli ekinlar, kartoshka) hosildorligining ortishi va subtropik o'simliklarni (sitrus mevalari, uzum va boshqalar) o'stirish imkoniyati yuzaga keladi;

- yuqori va o'rta kengliklarda binolarni isitishga energiya sarfi kamayadi;

- o'rta va yuqori kengliklarda aholining qish davridagi o'lim darajasi kamayadi;

• ba'zi mintaqalarda (masalan, Janubi-Sharqiy Osiyo davlatlarida) ichimlik suvi miqdori ortadi.

Shunday qilib, iqlim o'zgarishi kompleks va ko'p omilli hamda inson faoliyatining barcha jabhalarini qamrab oluvchi muammo hisoblanadi. Shu munosabat bilan davlatlararo darajadagi moslashuv siyosati deb ataluvchi siyosatni ishlab chiqish zarur. Bu davlatning yoki davlatlar guruhining qonunchilik darajasida jamiyatning iqlim o'zgarishlariga, shu jumladan, iqlim tebranishlari va ekstremal hodislarga ta'sirchanligini kamaytirishga yo'naltirilgan jarayonlarni tartibga solish va rag'batlantirish bo'yicha chora-tadbirlarni ishlab chiqishni o'z ichiga oluvchi faoliyatidir.

NAZORAT SAVOLLARI

1. Iqlimning o'zgaruvchanligi, o'zgarishi va tebranishi deganda nima tushuniladi?
2. Geologik o'tmishdagi iqlimlarni qayta tiklashning asosiy usullarini tushuntirib bering.
3. Yer geologik o'tmishining (to'rtlamchi davrgacha) asosiy iqlimiy davrlarini xarakterlab bering.
4. Yer geologik o'tmishining (to'rtlamchi davrdagi) asosiy iqlimiy davrlarini xarakterlab bering.
5. Tarixiy o'tmishda Yer iqlimi qanday o'zgargan?
6. Tabiiy omillar ta'sirida zamonaviy iqlimning o'zgarishi sabablari nimada?
7. Qaysi antropogen omillar iqlimning zamonaviy o'zgarishlariga olib keladi?
8. O'rta Osiyoning hozirgi vaqtdagi iqlimiga tavsif bering.
9. Geologik o'tmishda O'rta Osiyoda iqlimning qanday xususiyatlari kuzatilgan?
10. Iqlim o'zgarishining ijobiy va salbiy oqibatlarini xarakterlab bering.

ADABIYOTLAR RO'YXATI

1. Атмосфера. Справочник – Л.: Гидрометеиздат, 1991
2. Будыко М.И. Климат и жизнь. – Л.: Гидрометеиздат, 1971
3. Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В., Расвеский В.Н. Смекалова Л.К., Школьный Е.Л. Климатология. – Л.: Гидрометеиздат 1989
4. Жўраев О.Ж. ва бошқалар. Русча-Ўзбекча метеорологик лугат (атамалар, тушунчалар). – Т.: ЎОИТГМИ, 1998
5. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. – Л.: Санкт-Петербург.: Гидрометеиздат, 2000
6. Ососкова Т.А., Хиклестов Ф.Х., Чуб В.Е. Изменение климата. – Т.: Узгидромет, 2005
7. Петров Ю.В., Эганбердиев Х.Т., Холматжанов Б.М. Метеорология и климатология. – Т.: Изд-во НУУз, 2005
8. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. – Л.: Гидрометеиздат, 1963
9. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: Изд-во МГУ, 2001
10. Чуб В.Е. Изменение климата и его влияние на природно-ресурсный потенциал Республики Узбекистан. – Т.: Изд-во СА-НИГМИ, 2000
11. Ясаманов Н.А. Древние климаты Земли. – Л.: Гидрометеиздат, 1985

MUNDARIJA

SO'Z BOSHI	3
I BOB. KIRISH	5
1.1. Iqlimshunoslikning predmeti va vazifalari	5
1.2. Iqlimshunoslikning tadqiqot usullari	6
1.3. Iqlimshunoslikning boshqa fanlar bilan aloqasi. Uning fan tarmoqlariga bo'linishi	9
1.4. Iqlimshunoslikning amaliy ahamiyati	10
II BOB. IQLIMNI SHAKLLANTIRUVCHI ASOSIY OMILLAR VA JARAYONLAR	12
2.1. Iqlimiy tizim. Uning umumiy xususiyatlari	12
2.2. Iqlimni shakllantiruvchi omillar	15
2.3. Iqlimni shakllantiruvchi jarayonlar	20
2.4. Antropogen omillar	21
III BOB. YER SHARINING ENERGIYA BALANSI	24
3.1. Atmosferaning yuqori chegarasida radiasiya taqsimoti. Solyar iqlim	24
3.2. Atmosferada Quyosh energiyasining transformasiyasi	27
3.3. Quyosh radiyasiyasining geografik taqsimoti	29
3.4. Yer shari va atmosferaning uzun to'liqlik nurlanishi. Effektiv nurlanish, uning geografik taqsimoti	33
3.5. Yer sirtining radiasiya balansi. Uning geografik taqsimoti	34
3.6. To'shalgan sirtning issiqlik balansi	36
3.7. Issiqlik balansi tashkil etuvchilarining yillik o'zgarishi	42
3.8. Yer iqlimiy tizimining issiqlik balansi	45
IV BOB. IQLIM SHAKLLANISHINING SIRKULYACION OMILLARI	50
4.1. Atmosfera sirkulyasiyasi to'g'risida umumiy ma'lumotlar	50
4.2. Tropik zonasida atmosfera sirkulyasiyasi	54
4.3. Notropik sirkulyasiya	61
4.4. Yanvar va iyulda dengiz sathida bosimning geografik taqsimoti	65
4.5. Atmosferada namning aylanishi	67
V BOB. IQLIMNING GEOGRAFIK OMILLARI	71
5.1. Quruqlik va dengizning iqlimga ta'siri	71
5.2. Reliefning iqlimga ta'siri	74
5.3. Tuproq va o'simlik qoplamining iqlimga ta'siri	79
5.4. Qor va muz qoplamining iqlimga ta'siri	82
VI BOB. IQLIMLAR TASNIFLARI. MEZO- VA MIKROIQLIM	88
6.1. Iqlimlarni tasniflash va hududlashtirish tamoyillari	88
6.2. Iqlimning botanik tasniflari	89
6.2.1. Kyoppen tasnifi	89
6.2.2. L.S.Berg bo'yicha iqlimlarning landshaft-botanik tasnifi	91
6.3. Iqlimning genetik tasniflari	93
6.3.1. Sirkulyasion alomatlariga asoslangan tasniflar	93
6.3.2. Faol sirtning issiqlik balansi xususiyatlariga asoslangan tasniflar ..	100
6.4. Iqlimning gidrologik va tuproq bo'yicha tasniflari	101
6.4.1. Iqlimning gidrologik tasniflari	101
6.4.2. Iqlimning tuproq bo'yicha tasniflari	102
6.5. Mezo- va mikroiqlim	103

VII BOB. IQLIMY KATTALIKLARNING YER YUZASI	
BO'YICHA TAQSIMOTI	112
7.1. Havo haroratining yillik o'zgarishlari. Yillik o'zgarish turlari	112
7.2. Havo haroratining geografik taqsimoti	116
7.3. Havo bosimining yillik o'zgarishlari	122
7.4. Atmosferaning namdorligi	125
7.5. Bug'lanish va bug'lanuvchanlik	126
7.6. Havo namligining geografik taqsimoti	129
7.7. Tumanlar va bulutlikning geografik taqsimoti	132
7.8. Yog'inlar va momaqaldiroqlar	136
7.9. Shamol, uning xarakteristikallari	142
VIII BOB. IQLIMNING O'ZGARISHLARI VA TEBRANISHLARI	147
8.1. Iqlimlarni qayta tiklash usullari	147
8.2. Iqlimning geologik va tarixiy o'tmishdagi o'zgarishlari	150
8.3. Iqlimning zamonaviy, shu jumladan, antropogen omillar ta'sirida o'zgarishlari	156
8.4. O'rta Osiyo iqlimi va uning o'zgarishi	159
8.5. Iqlim o'zgarishining oqibatlari	163
ADABIYOTLAR RO'YXATI	166

**Petrov Yuriy, Egamberdiyev Hamroqul,
Alautdinov Muxitdin, Xolmatjanov Baxtiyar**

IQLIMSHUNOSLIK

*O'zbekiston Respublikasi Oliy va o'rta maxsus ta'lim vazirligi
tomonidan darslik sifatida tavsiya etilgan*

Toshkent — «Noshir» — 2010

*Muharrir: S. Mirzaxojayev
Texnik muharrir: D. Mamadaliyeva
Rassom: Sh. Odilov
Musahhih: D. Umarova
Sahifalovchi: S. Po'latov*

Bosishga ruxsat etildi 04.07.2010 y. Bichimi 60x84¹/₁₆

«Times TAD» garniturası. Bosma tabog'i 10,5. Adadi 500 nusxa. Buyurtma № 37.

«NOSHIR» nashriyoti, Toshkent sh., Navoiy ko'chasi pastki savdo rastalari.

«NOSHIR» O'zbekiston-Germaniya qo'shma korxonasining bosmaxonasida chop etildi. Toshkent sh., Navoiy ko'chasi pastki savdo rastalari.