

ЎЗБЕКИСТОН РЕСПУБЛИКАСИ
ОЛИЙ ВА ЎРТА МАХСУС ТАЪЛИМ ВАЗИРЛИГИ

НАМАНГАН ДАВЛАТ УНИВЕРСИТЕТИ

Физика-математика факультети

Физика кафедраси

ПЎЛАТОВ АНВАРБЕК АБДУЛЛАЕВИЧ

АТМОСФЕРА ФИЗИКАСИ

ТАНЛОВ ФАНИ БЎЙИЧА

МАЪРУЗАЛАР МАТНИ

4-босқич учун

Билим соҳаси:	100000-гуманитар соҳа
Таълим соҳаси:	140000-табiiй фан
Бакалавриат йўналиши:	5140200 – физика

Наманган-2016

Ушбу маърузалар матни Атмосфера физикаси фанининг ўқув дастури (5140200 – Физика бакалаврят йўналиши учун ДТС, ОЎМТВнинг 2012 йил 14 мартдаги намунавий ўқув дастурига мувофиқ ишлаб чиқилди) ва Барча бўлимлар бўйича ўқув материаллари, шунингдек мустақил билим ҳамда талабалар билимини назорат қилишнинг барча турлари бўйича саволлар тўплами берилган.

Муаллиф:

ф-м.ф.н. А.А.Пўлатов

Такризчилар:

п.ф.н., доц. И.Захидов

I МАВЗУ. КИРИШ

1.1. Атмосфера физикасининг предмети ва вазифалари

Ер сайёраси қаттиқ (литосфера), суюқ (гидросфера) ва газсимон (атмосфера) қобиклардан ташкил топган бўлиб, уларда рўй берувчи физикавий ва кимёвий жараёнлар “Ер ҳақидаги фанлар” ёки *умумий геофизика* номи билан бирлашган фанлар мажмуаси томонидан ўрганилади.

Атмосфера физикаси геофизиканинг таркибий қисми бўлиб, атмосферада рўй берувчи турли физикавий ҳодиса ва жараёнларни ўрганади. Уларга атмосферанинг келиб чиқиши, унинг таркиби ва тузилиши, нурланиш ва иссиқликнинг узатилиши жараёнлари, сув буғининг фазавий айланишлари ҳамда у билан боғлиқ бўлган булут, туман ва ёғин шаклланиши жараёнлари, ҳаво ҳаракати қонуниятлари, атмосферадаги оптик ва электрик ҳодисалар киради. Бу ҳодиса ва жараёнларнинг барчаси ўзаро боғлиқликда ҳамда космик муҳит, ер ва сув қобиғида рўй берувчи жараёнлар билан боғлиқликда ўрганилади.

Атмосферанинг фазода биржинсли эмаслиги ва вақт ичида кучли ўзгарувчанлиги унинг асосий хусусиятларидан биридир. Атмосфера ҳолатининг бундай узлуксиз ўзгаришларини *об-ҳаво* деб аташ қабул қилинган.

Об-ҳаво – бу маълум ҳудуд устида, маълум вақт ёки вақт оралиғида атмосферанинг метеорологик катталиклари ва атмосфера ҳодисаларининг уйғунлиги билан характерланувчи физикавий ҳолатидир.

Метеорологик катталик атмосфера ҳолатининг муайян характеристикасидир. Ҳавонинг ҳарорати ва намлиги, атмосфера босими, шамол тезлиги ва йўналиши, булутларнинг миқдори, баландлиги ва шакли, атмосфера ёғинлари, метеорологик кўринувчанлик узоқлиги ва атмосфера ҳолатининг бошқа характеристикалари метеорологик катталиклар ҳисобланади.

Метеорологик ҳодиса метеорологик катталикларнинг муайян мажмуи билан тавсифланувчи физикавий жараёндир. Мисол учун, нисбий намлик, шамол ва метеорологик кўринувчанлик узоқлигининг маълум мутаносиблигида туман ҳосил бўлади. Метеорологик ҳодисаларга момақалдирок, изғирин, чангли бўрон, қасирға, булдуруқ ва бошқалар мисол бўла олади.

Юқоридагилардан келиб чиқиб атмосфера физикасининг асосий вазифаларини қуйидагича белгилаш мумкин:

- атмосферани характерловчи ва унда кузатиловчи ҳодисаларнинг аниқ физикавий маълумотлар қаторини олиш, бу ҳодисаларни сифат ва миқдор нуқтаи назаридан тавсифлаш (кузатиш ва тавсифлаш);

- олинган физикавий маълумотлар таҳлилидан келиб чиқиб, атмосфера ҳодисаларини тўғри тушунтириш ва уларнинг кечишини бошқарувчи қонунларни топиш (таҳлил);
- топилган қонуниятларни қўллаган ҳолда атмосферада содир бўлаётган жараёнларнинг ривожланишини олдиндан аниқ айтиш усуллари ишлаб чиқиш (прогноз);
- аниқланган қонуниятларни атмосфера жараёнлари ривожланишига қўллаб, табиат кучларидан амалий фаолиятда фойдаланиш (бошқарув).

1.2. Атмосфера физикасининг тадқиқот усуллари

Атмосфера физикасида турли тадқиқот усуллардан фойдаланилади, бироқ уларнинг барчаси физикавий асосга эга. Уларнинг асосийлари қуйидагилардир:

1. *Кузатув* усули атмосфера, об-ҳаво ва иқлим ҳақида аниқ маълумотларни олиш имконини беради. Кузатувлар Ер сирти яқинида, шунингдек амтсоферанинг турли баландликларида амалга оширилиши лозим. Асосий метеорологик катталикларни ўлчаш бўйича Ер усти метеорологик кузатувлари Ер шари бўйлаб тақсимланган бир неча минглаб *метеорологик* ва юзлаб *аэрологик станциялар*да олиб борилади. Нисбатан камсонли метеорологик станцияларда куёш радиацияси, Ер ва атмосфера нурланиши ҳамда Ер сирти иссиқлик балансининг ташкил этувчилари (*актинометрик* ва *иссиқлик баланси* ўлчовлари) кузатилади. Бундан ташқари махсус жиҳозланган обсерваторияларда атмосфера электри, озон ва газ таркиби устида кузатувлар олиб борилади.

Катта ҳажмдаги ўлчовлар геофизик ракета ва Ернинг метеорологик сунъий йўлдошлари ёрдамида олиб борилади. Бу усулни амалга ошириш мақсадида бутун Ер шари майдонини қамраб олган метеорологик кузатув тармоғи ташкил этилган.

2. Атмосфера физикасида *эксперимент* усулининг имкониятини қўллаш чекланган. У табиий ва лаборатория шароитида ўтказилиши мумкин.

Табиий шароитда экспериментга дўлли булутларни тарқатиш мақсадида таъсир этишни, қўшимча ёғин ҳосил қилиш мақсадида ёмғирли қатламли булутларга таъсир этиш, туманни тарқатиш тажрибаларини мисол қилиш мумкин. Бу тажрибалар амалий мақсадни кўзда тутсада, табиатдаги у ёки бу ҳодисаларни чуқурроқ ўрганишга имкон бери.

Бу турдаги экспериментларга глобал, ҳудудий ёки давлат (миллий) кўламида бирон-бир ҳодиса ёки жараёни мажмуавий экспедицион тадқиқотларини киритиш мумкин.

3. *Статистик таҳлил* усули. Бу усул қуйидаги масалаларни ҳал қилиш имконини беради. Биринчидан, *эҳтимолий-статистик аппарат* кузатув натижаларини иқлимий қайта ишлашнинг асосини ташкил қилади. Бу усул ёрдамида кузатувларнинг маълум вақт интервалида жамланган қатори тузилади; бошланғич маълумотлар қатори уларнинг қийматлари

градацияларининг тақсимои бўйича қайта тузилади; тақсимоиларнинг асосий хоссаларини акс эттирувчи қаторларнинг статистик характеристикалари ҳисобланади.

Иккинчидан, *корреляция* статистик усули ёрдамида метеорологик катталиклар ва ҳодисалар ўртасидаги боғлиқликни (ёки унинг йўқлигини) аниқлаш ҳамда бу боғлиқлик даражасини миқдорий кўринишда ифодалаш мумкин.

Учинчидан, *статистик-стохастик* усул асосида атмосферадаги бир физикавий жараённинг бошқасига ўтиш эҳтимоллигини аниқлаш мумкин.

Бироқ шуни назарда тутиш лозимки, статистик таҳлил аниқланган боғлиқлик ва фактларни тушунтириб бермайди.

4. *Физикавий-математик таҳлил*. Бу усул ёрдамида физика қонуниятлари асосида атмосферада аниқланган ҳодиса ва боғлиқликларга тушунтириш берилади ҳамда атмосфера жараёнларининг юзага келиши ва ривожланиши ҳамда уларнинг бир-бири билан ўзаро алоқадорлик назариялари яратилади. Физиканинг умумий қонунлари асосида атмосфера жараёнларини тавсифловчи дифференциал тенгламалар тузилади. Бу тенгламаларнинг ечилиши атмосфера жараёнлари ривожланишининг миқдорий қонуниятларини, яъни прогноз масаласини ҳал қилиш имконини беради.

Сўнгги йилларда атмосфера жараёнларини *математик моделилаштириш* кенг қўлланилмоқда.

5. *Карталаштириш* усули. Йирик масштабли атмосфера жараёнлари катта майдонлар устида содир бўлади. Шу сабабли метеорология ва иқлимшуносликда кузатишган маълумотларни географик карталарда таққослаш муҳим аҳамиятга эга. Вақтнинг бир моментида Ер юзасининг турли жойларида амалга оширилган фактик кузатув натижалари *синоптик карталарга* туширилади. Радиозондлар ёрдамида атмосферани кузатиш асосида олинган маълумотлар *барик топография карталарига* туширилади. Карталар айти вақтда об-ҳаво шароитларининг катта ҳудуд устида қандай тақсимланганлигини кўриш имконини беради. Кетма-кет вақт моментлари учун синоптик карталарни таққослаш атмосфера жараёнларининг ривожланишини кузатиб бориш ва пировард натижада бу жараёнларнинг қандай кечиши ва кутилаётган об-ҳаво ҳақида ҳулоса қилиш имконини беради.

1.3. Атмосфера жараёнларининг хусусиятлари

Атмосфера хоссаларининг фазода *биржинсли эмаслиги* ва уларнинг вақт ичида *ўзгарувчанлиги* атмосферанинг муҳим хусусиятларидан биридир. Бу ҳолат атмосферанинг космик муҳит, Қуёш ва Ер сирти билан мураккаб ўзаро таъсири жараёнлари билан тушунтирилади.

Атмосфера жараёнларининг иккинчи ўта муҳим хусусияти атмосферада ер сиртининг катта қисмини эгаллаган океанлардан кўп

миқдорда буғланувчи сув буғининг мавжудлиги билан боғлиқ. Сув буғи турли атмосфера объектлари (циклонлар, атмосфера фронтлари ва бошқ.)нинг шаклланиши учун энергия ташувчи манба ҳисобланади. Бундан ташқари булутлар атмосфера ва ер сирти иссиқлик режимига таъсир ўтказиб, қуёш радиациясининг келиши ва ер сиртининг нурланиш шароитларини сезиларли ўзгартиради.

Атмосфера жараёнларининг учинчи хусусияти шундаки, улар *бутун ер шари ҳудуди* устида ривожланади. Бу жараёнларнинг ривожланишини кузатиш учун, биринчидан, ер усти ва аэрологик кузатувлар, шунингдек Ер сунъий йўлдошларидан кузатувларни ўз ичига олувчи атмосфера ҳолатини кузатиш тизимини ташкил этиш лозим. Иккинчидан, бу жараёнларнинг фазо ва вақтдаги ривожланишини тадқиқ этиш методларига эга бўлиш зарур.

Атмосфера жараёнларининг тўртинчи хусусияти уларнинг *турли масштабларга* эгалигидир. Атмосфера объектлари ва жараёнларининг масштаби миллиметрлардан бошлаб минглаб километрлар қўламида бўлиши мумкин. Эндигина ҳосил бўлган томчилар энг кичик ўлчамга (10^{-6} - 10^{-7} м) эга бўлса, атмосфера аэрозолларининг ўлчами 1-2 мкм дан 1 мм ва ундан каттароқ чегараларда ўзгариши мумкин. Алоҳида булутлар ва қуюн (торнадо)лар бир неча ўн метрлардан 100 км гача ўлчамга эга. Ҳаво массалари, циклонлар, антициклонлар, атмосфера фронтларининг булут тизимлари юзлаб километрлардан 1000-2000 км гача ўлчамни ташкил этади. Спиралсимон булут тизимлари, тез ҳаво оқимлари ва узун тўлқинлар энг йирик объектлар бўлиб, уларнинг масштаби Ер ўлчамлари билан таққосланади. Кўриниб турибдики, юқорида санаб ўтилган объект ва ҳодисаларни ўрганиш учун турлича тадқиқот усуллари талаб этилади.

1.4. Атмосфера физикасининг амалий аҳамияти

Об-ҳаво ва иқлим инсон фаолиятининг деярли барча соҳаларига катта таъсир кўрсатади. Сув тошқини ёки қурғоқчилик каби катта масштабли табиий офатлар нафақат инсонлар ҳалокатига олиб келади, балки алоҳида давлатлар ва минтақалар иқтисодиётига катта зарар келтиради. Ўрта масштабли, бироқ тез-тез учраб турадиган – торнадо (қуюн, гирдоб), қора совуқ, кучли жала, дўл уриши, қор қўчкилари, жала, туман ва бошқа ҳодисалар ҳам салбий оқибатларга олиб келади. Улар келтирган иқтисодий зарарларнинг олдини олиш ёки камайтириш учун турли муддатлар (12 соат, сутка, уч сутка ва ҳоказо)га тайёрланган *об-ҳаво прогнозлари* зарур.

Ҳар бир давлатнинг барқарор ижтимоий-иқтисодий ва сиёсий ривожланиши у жойлашган ҳудуд иқлимий-ресурс потенциалини ҳисобга олиш билан боғлиқ.

Фойдаланилаётган метеорологик маълумотлар миқдори ва уларга қўйиладиган талаблар даражаси бўйича авиация олдинги ўринлардан бирини эгаллайди. Самолёт ва вертолётларнинг учиши ва қўниши кўп жихатдан учиш-қўниш йўлагининг ҳолатига, яъни йўлакдаги кўриниш масофаси, туман, кучли ёғинлар, чангли бўронлар, паст булутлилиқ, кучли шамол ва бошқаларга боғлиқ. Баландликда учиш вақтида шамол, самолётнинг муз билан қопланиши, силкиниш, момақалдироқ ва булутлилиқ ҳақидаги маълумотлар зарур.

Об-ҳаво ва иқлим ўзгаришларининг қишлоқ хўжалигига таъсири катта. Қишлоқ хўжалиги экинлари ҳосилдорлигига об-ҳаво шароитларининг таъсирини *агрометеорология* ўрганади. Тупроқ ва ҳавонинг намлиги, ёғинлар, ёруғлик ва иссиқлик миқдори экин майдонлари ҳосилдорлигига катта таъсир кўрсатади.

Тиббий (био)метеорология об-ҳавонинг инсон организмига таъсири билан боғлиқ муаммоларни ўрганиш билан шуғулланади.

Метеорологик маълумотлардан денгиз, темир йўл, автомобил транспортига хизмат кўрсатишда кенг фойдаланилмоқда. Хизмат кўрсатиш объекти билан боғлиқ ҳолда фаннинг *денгиз ва транспорт метеорологияси* соҳаси юзага келди.

Метеорологик шароитлар турли техник ускуналардан фойдаланишга (*техник метеорология*), ҳарбий операцияларни ўтказишга (*ҳарбий метеорология*) ва бошқаларга таъсир кўрсатади.

Атмосфера ҳавосидаги ифлослантирувчи моддаларнинг миқдори нафақат чиқинди ҳажмига, балки кўп жихатдан метеорологик шароитга ҳам боғлиқ. Атмосфера жараёнларининг хусусиятларини билиш бу шароитни ўрганиш ва ҳимоя йўллари ишлаб чиқиш имконини беради.

Ҳозирги вақтда инсон томонидан янги энергия манбалари, хусусан, қуёш ва шамол энергиясидан фойдаланишга катта эътибор қаратилмоқда. Бу турдаги энергия манбалари туганмас бўлиши билан бир қаторда атроф-муҳитни ифлослантирмаслиги билан ҳам жуда қимматли ҳисобланади. Метеорологик маълумотлар шамол двигателлари ва қуёш батареяларини ўрнатиш учун қулай ҳудудларни танлаш ва ишлаб чиқариладиган энергия миқдорини баҳолаш имконини беради.

Шундай қилиб, метеорология ва иқлимшунослик *атроф-муҳит муҳофазаси* билан чамбарчас боғлиқ.

Бозор иқтисодиёти шароитида метеорологик маълумотлардан фойдаланишнинг самарадорлигини баҳолаш мақсадга мувофиқ. БЖМТ маълумотига қараганда охириги 50 йилда дунё бўйича йилига табиий ҳодисалардан кўриладиган зарар 10 марта ортган ва 60-70 миллиард долларга етган. Бу зарарнинг 85-87% метеорологик ҳодисалар, яни бўронлар, довуллар, қурғоқчилик, жала, дўл ва бошқалар ҳисобига тўғри келади. Геофизик (Ер қимирлаши, цунами) ва гидрологик (сув олиши, тошқин, сел) характердаги ҳодисалар ҳисобига кўрилган зарар қолган 13% ни ташкил қилади.

Мисол учун, 2005 йилда АҚШнинг жанубий ва жанубий-шарқий қисмида кузатилган биргина “Катрин” тропик довули турли баҳолашлар бўйича 50 дан 150 миллиард долларгача зарар келтирган.

Урбанизация натижасида инсониятнинг табиий офатлар олдидаги ожизлиги ортмоқда.

БЖМТ муттаҳасислари томонидан ўтказилган ҳисоб-китоблар шуни кўрсатадики, метеорологик маълумотлардан фойдаланишнинг иқтисодий самарадорлиги жуда юқори: гидрометеорология соҳасига сарфланган ҳар 1 доллар 7 доллар самара беради. Россия Федерациясида гидрометеорологик маълумотлардан фойдаланишнинг иқтисодий самараси йилига 11 миллиард доллар атрофида.

МАВЗУНИ ЎРГАНИШ УЧУН ТАВСИЯ ЭТИЛАДИГАН АДАБИЁТЛАР РЎЙХАТИ

1. Атмосфера. Справочник. -Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 512 с.
2. Кедровский В.Н., Стернзат Л.С. Метеорологические приборы. –Л.: Гидрометеоиздат, 1955. – 544 с.
3. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. -Л.: Гидрометеоиздат, 2000. – 778 с.
4. Петров Ю.В., Эгамбердиев Х.Т., Холматжанов Б.М. Метеорология и климатология. Учебник. Ташкент, НУУз, 2005. – 333 с.
5. Петров Ю.В., Эгамбердиев Х.Т., Холматжанов Б.М. Сборник задач и упражнений по физике атмосферы. Учебное пособие. Ташкент, НУУз, 2007. – 120 с.
6. Руководство к лабораторным работам по экспериментальной физике атмосферы. Под ред. Л.Г.Качурина, А.И.Мержеевского. –Л.: Гидрометеоиздат, 1969. – 512 с.
7. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. В 2-х т. -Л.: Гидрометеоиздат, 1978. Т.І – 247 с., Т.ІІ – 319 с.
8. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. -Л.: Гидрометеоиздат, 1963. – 620 с.

II МАВЗУ. АТМОСФЕРА ТЎҒРИСИДА УМУМИЙ МАЪЛУМОТЛАР

2.1. Ер сирти яқинида қуруқ ҳавонинг таркиби. Унинг баландлик бўйича ўзгариши

Атмосфера, қуруқ ҳаво деб аталувчи турли газларнинг механик аралашмасидан иборат. Бутун атмосферанинг массаси тахминан $5,157 \cdot 10^{18}$ кг ни ташкил этади (таққослаш учун Ер массаси $5,98 \cdot 10^{24}$ кг га тенг). Тахминан бир неча юз миллион йил аввал шаклланиб бўлган Ер атмосфераси қуруқ ҳавосининг замонавий таркиби қуйидаги асосий газлардан ташкил топган.

Ер сирти яқинида қуруқ ҳавонинг таркиби

Газ	Ҳажм бўйича улуши*, %	Нисбий молекуляр массаси (углерод шкаласи бўйича)	Ҳавога нисбатан зичлиги
Азот (N_2)	78,084	28,0134	0,967
Кислород (O_2)	20,946	31,9988	1,105
Аргон (Ar)	0,934	39,948	1,379
Углерод диоксиди (CO_2)**	0,033	44,00995	1,529
Неон (Ne)	$1,818 \cdot 10^{-3}$	20,183	0,695
Гелий (He)	$5,239 \cdot 10^{-4}$	4,0026	0,138
Криптон (Kr)	$1,14 \cdot 10^{-4}$	83,800	2,868
Водород (H_2)	$5 \cdot 10^{-5}$	2,01594	0,070
Ксенон (Xe)	$8,7 \cdot 10^{-6}$	131,300	4,524
Озон (O_3)	$10^{-6}-10^{-5}$	47,9982	1,624
Қуруқ ҳаво		28,9645	1,000

* ҳажм бўйича улуш – бир хил босим ва ҳарорат шароитида газ эгаллаган ҳажмнинг аралашма умумий ҳажмига нисбатининг фоиздаги ифодасидир.

** CO_2 миқдори 1980 йил ҳолати бўйича келтирилган.

Қуруқ ҳаво умумий ҳажмининг 99,96% азот, кислород ва аргонга тўғри келади. Қолган газларнинг фоиз улуши 0,04% дан камроқни ташкил этади. Улардан айримларининг ҳажм бўйича улуши мингдан бир (Ne) ва ҳатто миллиондан бир (Xe) улушни ташкил этади.

Газлар тақсимотининг гравитацион ғоясига мувофиқ, атмосферанинг юқори баландликларида енгил газлар каттароқ улушни ташкил қилиши керак. Бироқ, метеорологик ракета­лар ёрдамида ўтказилган бевосита ўлчовлар 90-95 км лик пастки қатламда газлар тақсимотининг йўқлигини кўрсатади. Атмосферанинг бу қатлами *гомосфера* деб аталади. Ҳавонинг нисбий молекуляр массаси баландлик бўйича амалда ўзгармайди ва 28,9645 кг/молни ташкил этади. Атмосфера ҳавоси таркибининг ҳам вертикал, ҳам горизонтал бўйлаб доимийлиги унинг аралашувчанлиги туфайли сақланиб туради.

95 км дан юқорида атмосферанинг таркиби сезиларли ўзгаради ва бу қатлам *гетеросфера* деб аталади. Кўринишидан бундай ўзгаришда газларнинг гравитацион тақсимооти жараёни асосий ролни ўйнайди. Бундан ташқари 100 км дан юқори баландликларда ҳаво таркибининг ўзгаришларига олиб келувчи асосий жараён – 0,24 мкм дан кичик тўлқин узунликли Куёш радиацияси таъсиридаги кислород диссоциациясидир. Бундай зарядланган атомлар атомар ион деб аталади. 100-150 км қатламда атмосфера (ионосфера) атомар ва молекуляр кислород ионлари ва азот оксидидан иборат. 250-300 км баландликдан бошлаб атмосфера таркибида атомар азот ионлари пайдо бўлади. Юқори қатламларда гидроксил OH ва натрий Na излари ҳам кузатилади. 1000 км дан юқорида атмосфера таркибида гелий улуши ортиб боради. *Ер тожи* деб аталувчи 2000-20000 км қатламда эса нейтрал водород асосий газ ҳисобланади. Атмосферанинг бу юқори қатламларида водород концентрацияси жуда кичик – ўртача 1 см³ да 1000 га яқин ионни, атмосферадан ташқарида, очиқ космосда эса ионлар концентрацияси 1 см³ да 100 та ва ундан кам ионни ташкил этади.

2.2. Атмосферада углерод диоксида ва озон

Углерод диоксида ва озон миқдори ўзгарувчан бўлиб, қуруқ ҳавонинг муҳим ташкил этувчиларидан ҳисобланади. Углерод диоксида (CO₂) ўсимликлар учун энг муҳим газлардан бири ҳисобланади. У атмосферага ёниш, нафас чиқариш ва чириш жараёнларида қўшилади, ўсимликларнинг ютиши (фотосинтез) жараёнида эса сарф бўлади. Сўнгги 70-80 йил давомида органик ёқилғиларни (тошқўмир, нефт, газ) қазиб олиш ва ёқишнинг кескин ортиши билан бутун ер шарида CO₂ миқдорининг тўхтовсиз ортиб бориши кузатилмоқда. Мавжуд баҳолашларга мувофиқ CO₂ миқдори бу вақт ичида 10-12% га қўпайган: 1900 йилда 0,029% дан 1980 йилда 0,033%, 2000 йилда эса 0,036% ни ташкил этган. Атмосферадаги CO₂ нинг мутлақ миқдори 712 млрд. т ни, йиллик ўсиши эса – 3 млрд. т ни ташкил этади.

Атмосфера жараёнларида углерод диоксида газининг асосий роли уни “парник” эффектида иштирок этишидадир. Углерод диоксида ер сирти нурланиш спектри максимумига яқин бўлган 12,9-17,1 мкм тўлқин узунликлари диапозонидаги инфрақизил нурланишни кучли ютади. Атмосфера, ҳудди “парник”ка ўхшаб, қуёшдан келган қисқа тўлқинли радиацияни бемалол ўтказиб, ер сирти инфрақизил нурланишининг коинотга чиқиб кетишига тўсқинлик қилади. Натижада Ерда ҳарорат ортиб боради.

Атмосферанинг юқори қатламларидаги (стратосферадаги) физик жараёнларда миқдори ниҳоятда оз бўлган озон газиди (O₃) ҳам муҳим роль ўйнайди. Озон ер сиртидан 70 км баландликкача бўлган атмосфера қатламида кузатилади, унинг асосий миқдори эса атмосферанинг 20-55 км қатламида йиғилган. Озон газининг максимал миқдори 20-26 км баландликларда кузатилади. Агар вертикал устундаги озон миқдорини ҳарорат 0°C га тенг бўлганда нормал атмосфера босими (1013,2 гПа) ҳолатига келтирилса, у ҳолда Ер шарини қамраб олган озон қатламининг қалинлиги 1 мм дан 6 мм

гача бўлар эди. Бу катталиқ озон қатламининг келтирилган қалинлиги деб аталади. Атмосферада озоннинг умумий массаси $3,2 \cdot 10^9$ т га тенг.

Озон атмосферанинг юқори чегарасига етиб келган қуёш радиациясининг 3% ни ютади. Радиацияни ютиш 0,22-0,29 мкм тўлқин узунликли ультрабинафша радиация диапазонида бўй беради. Қўрилаётган тўлқинлар диапазонида ютилиш шунчалик кучлики, қуёш нурлари энергияси озон қатламининг юқори қисмида, 50-45 км баландликларда бутунлай ютилади. Шунинг учун ҳам бу баландликларда ҳаво ҳарорати 0°C гача қўтарилади.

2.3. Атмосферада газ аралашмалари

Қуруқ ҳаво таркибига кичик миқдордаги баъзи газсимон аралашмалар ҳам киради. Улар тўғрисидаги маълумотлар қуйидаги жадвалда келтирилган.

Газ	Ҳажм бўйича улуши, %	Газ	Ҳажм бўйича улуши, %
Метан (CH_4)	$1,5 \cdot 10^{-4}$	Азот диоксида (NO_2)	0 дан $2 \cdot 10^{-6}$ гача
Углерод оксиди (CO)	0 дан изигача	Радон (Rn)	$6 \cdot 10^{-18}$
Олтингугурт диоксида (SO_2)	0 дан 10^{-4} гача	Йод (I_2)	0 дан 10^{-6} гача
Азот оксиди (N_2O)	$5 \cdot 10^{-5}$		

Атмосферадаги бу газлар ҳам табиий, ҳам антропоген келиб чиқишга эга. Бунинг натижасида мазкур газларнинг концентрацияси глобал миқёсда ортиб бормоқда.

2.4. Атмосфера аэрозоли

Атмосфера таркибига *аэрозо*лар деб аталувчи ҳавода муаллақ ҳолатда бўлган қўпсонли қаттиқ ва суюқ моддаларнинг аралашмалари ҳам киради. Қаттиқ аэрозол зарраларининг радиуси 10^{-8} – 10^{-2} см, томчиларнинг радиуси эса 10^{-5} – 10^{-1} см ни ташкил этади.

Атмосфера аэрозоли мураккаб кимёвий ва физикавий жараёнларнинг маҳсулотидир. Бу жараёнларнинг мураккаблиги ва аэрозол қисқа вақт мавжуд бўлганлиги туфайли, унинг кимёвий таркиби ва физикавий характеристикалари ниҳоятда ўзгарувчан.

Атмосфера аэрозоллариининг таркиби ва ҳосил бўлиш манбаларига қўра уларни қуйидаги синфларга бўлиш мумкин.

Келиб чиқиши табиий бўлган аэрозо

- *тупроқ заррачалари ва тоғ жинсларининг шамол натижасида емирилиши ҳисобига ҳосил бўлган маҳсулотлар (чанг)*, атмосферага йил мобайнида қўшиладиган бу зарраларнинг миқдори кенг чегараларда ўзгаради ва 130 дан 8000 млн. т гачани ташкил қилади;

- *вулқон аэрозоли (кул)*, атмосферага йилига 200 дан 1000 млн. тоннагача қўшилади;
- *денгиз мавжлари томчиларидан бугланиш маҳсулотлари* (асосан NaCl), атмосферага йилига 300 дан 1300 млн. тоннагача қўшилади;
- *ўрмон ёнғинларининг қурум заррачалари*, атмосферага йилига 3 дан 360 млн. тоннагача қўшилади;
- *коинот чанги*, метеоритлар ёнишидан пайдо бўлади, уларнинг миқдори йилига 0,25 дан 14 млн. тоннагача;
- атмосферага бевосита чиқариладиган (ўсимликларнинг чанги, микроорганизмлар ва ҳ.к.) ва учувчан органик бирикмалар конденсацияси ёки бу бирикмалар орасидаги кимёвий реакциялар натижасида шаклланадиган *биоген келиб чиқишга эга бўлган заррачалар*, шунингдек *табiiй газсимон реакциялар маҳсулотлари* (масалан, олтингугуртнинг океан сиртидан ажралиб, унинг қайта тикланиши ҳисобига ҳосил бўлувчи сульфатлар). Турли баҳолашларга кўра атмосферага бу заррачалар 345 дан 1460 млн. тоннагача қўшилади.

Келиб чиқиши табiiй бўлган аэрозолларнинг умумий миқдори йилига 978 дан 12100 млн. тоннагача ўзгариши мумкин.

Антропоген келиб чиқишга эга бўлган аэрозоллар иккинчи синфни ташкил этади. Бундай аэрозоль манбаларига қуйидагилар киради:

- *саноат корхоналари, транспорт ва ёқилғи ёқувчи қурилмалардан бевосита чиқиндилар* (қурум, тутун, йўл чанги заррачалари ва ҳ.к.), шунингдек *қишлоқ хўжалиги ерларидан шамол натижасида қўтарилувчи маҳсулотлар*; жами бу манбалардан атмосферага бир йилда 18 дан 240 млн. тоннагача зарралар чиқарилди;
- *газ фазада реакциялар маҳсулотлари* (иккиламчи аэрозоллар), улар ёниш жараёнлари ва кимёвий реакциялар натижасида ҳосил бўлади (сульфатлар, нитратлар, органик бирикмалар); бу аэрозолларнинг йиллик миқдори 100 дан 360 млн. тоннагача ўзгариши мумкин.

Антропоген манбалар бир йилда жами 118 дан 601 млн. Тоннагача чиқиндиларни атмосферага ташлайди.

Атмосфера аэрозолларининг табiiй ва антропоген манбалари ер шари бўйлаб нотекис тақсимланган, уларнинг интенсивлиги эса вақт давомида ўзгариб туради. Шунга мувофиқ аэрозоль миқдори якқол суткалик ва мавсумий ўзгаришга эга. Табiiй ландшафтлар устида аэрозоль миқдорининг максимуми кундузи, минимуми эса кечаси кузатилади. Саноат шаҳарларида суткалик ўзгариш одатда бунинг акси бўлади. Табiiй ландшафтларда йиллик ўзгаришда аэрозоллар миқдорининг максимуми ёзда, минимуми қишда, саноат марказларида эса максимум одатда қишда кузатилади.

Географик нуқтаи назардан аэрозоль миқдорининг максимуми китъалар, чўллар ва шаҳарлар устида кузатилади. Сув ҳавзалари, қишлоқ жойлари ва ўрмон массивлари устида аэрозоль миқдори одатда камаяди.

Атмосфера аэрозолларининг асосий қисми атмосферанинг 300-500 метрли қуйи қатламида жойлашган.

2.5. Атмосферада сув буғи

Юқорида санаб ўтилган атмосферадаги газларга, хусусан, атмосферанинг қуйи қатламларида, доим газ ҳолатидаги сув, яъни *сув буғи* қўшилади. Таркибида сув буғи бўлган атмосфера ҳавоси *нам ҳаво* деб аталади. Уни қуруқ ҳаво ва сув буғининг механик аралашмаси деб қараш мумкин. Ер сирти яқинида сув буғи нам ҳаво ҳажмининг ўртача 0,2% дан (кутбий кенгликларда) 2,5% гача (экваторда) қисмини ташкил этади. Баъзи ҳолларда сув буғининг миқдори 0% дан 4% гача ўзгариши мумкин.

Сув буғининг ер сирти ва атмосферанинг иссиқлик шароитларига таъсири ниҳоятда катта. Сувнинг ер сиртидан буғланишида катта миқдордаги иссиқлик сарфланади. Яширин ҳолатдаги иссиқлик ҳаво оқимлари билан бир неча минг километрли масофаларга кўчирилади. Сув буғининг конденсациясида бу яширин иссиқлик ҳавога қайтарилади.

Сув буғи ер сиртининг 4,5 дан 80 мкм тўлқин узунликдаги инфрақизил нурланишининг катта қисмини ютади. Фақат инфрақизил нурланишнинг 8,5 дан 11 мкм тўлқин узунликдаги оралиғида атмосфера шаффоф муҳит ҳисобланади. Атмосферада сув буғининг ўртача миқдорларида нурланишнинг 5,5 дан 7,0 мкм тўлқин узунликли диапазонида радиация деярли тўлиқ, қолган тўлқинлар радиацияси эса – қисман ютилади. Ўз навбатида, сув буғи ҳам инфрақизил радиацияни нурлайди ва унинг катта қисми ер сиртига келади. Бу ер сиртининг тунги совишини, ва шу билан бирга, ҳаво қуйи қатламларининг совишини камайтиради. Шундай қилиб, атмосферадаги иссиқхона эффектининг асосий сабабчиси сув буғи ҳисобланади.

Булутлар ката қайтарувчанлик хусусияти (альбедо)га эга бўлиб, ер сиртига келаётган қуёш радиациясини камайтиради. Бу жиҳатдан булутлар об-ҳавонинг шаклланишида сезиларли аҳамиятга эга.

2.6. Ҳаво намлиги характеристикалари, улар ўртасидаги муносабатлар

Ҳаво таркибига кирувчи сув буғи миқдори *ҳаво намлиги* дейилади. Ҳаво намлигини тавсифлаш учун *гигрометрик катталиклар* деб аталувчи қуйидаги катталиклар қўлланилади: сув буғининг парциал босими, мутлақ ва нисбий намлик, сув буғининг масса улуши, аралашма нисбати, шудринг нуқтаси, босим ва шудринг нуқтаси дефицити.

Сув буғининг парциал босими (e). Одатда бу катталик сув буғининг *эластиклиги* дейилади. Жаҳоннинг кўпчиликларида, шу жумладан Ўзбекистонда ҳам, сув буғи босимининг ўлчов бирлиги *гектопаскаль* (гПа) ҳисобланади. Айрим мамлакатларда (АҚШ ва бошқ.) – дюйм. Берилган ҳароратда сув буғи эластиклиги сув буғининг тўйиниш босими ёки тўйиниш эластиклиги деб аталувчи маълум чегаравий қиймат E дан катта бўла олмайди. Тўйиниш эластиклиги ҳаво ҳароратига боғлиқ бўлиб, ҳарорат ортиши билан эластиклик ҳам ортади.

Мутлақ намлик (a). Бу 1 м³ нам ҳаводаги граммларда ўлчанган сув буғи массасидир (г/м³). Агар сув буғи эластиклиги гПа да, ҳарорат Кельвинларда ўлчанса, мутлақ намлик қуйидаги формула билан аниқланади:

$$a = 217 \frac{e}{T}.$$

Нисбий намлик (f). Бу фоизларда ифодаланган сув буғи парциал босими e нинг тоза сувнинг ясси сирти устидаги тўйиниш босими E га нисбати бўлиб, фоизларда ифодаланади:

$$f = \frac{e}{E} \cdot 100\%.$$

Сув буғининг масса улуши (s). Бу бирлик массали нам ҳаводаги сув буғининг граммларда ўлчанган миқдори:

$$s = \frac{0,622e}{P - 0,378e}.$$

Амалий ва бир қатор назарий ҳисоб-китобларда 0,378 e ҳадини P га нисбатан ҳисобга олмаса бўлади. Шунинг учун ушбу формулани қуйидаги кўринишда ёзиш мумкин:

$$s = 622 \frac{e}{P},$$

бу ерда s промиледа (‰) ўлчанади ва 1 кг нам ҳаводаги сув буғининг граммларда ўлчанган массани ифодалайди.

Аралашма нисбати (r) – бу кўрилатган ҳажмдаги сув буғи массасининг шу ҳажмдаги қуруқ ҳаво массасига нисбатидир. Аралашма нисбати сон жиҳатидан бирлик массали қуруқ ҳавога тўғри келувчи сув буғи миқдори га тенг:

$$r = \frac{0,622e}{P - e}.$$

s ва r характеристикалари ўзаро қуйидаги муносабатлар билан боғлиқ:

$$s = \frac{r}{(1+r)}, \quad r = \frac{s}{(1-s)}$$

миқдор жиҳатдан s ва r орасида фарқлар кичик, шу сабабли s ва r ларни ҳисоблаш учун $s = 622 \frac{e}{P}$ ифода қўлланилиши мумкин.

Босим (эластиклик) дефицити (d) – бу берилган ҳароратдаги e тўйинган сув буғи эластиклиги ва e сув буғининг ҳақиқий босими орасидаги фарқ:

$$d = E - e .$$

Шудринг нуқтаси ҳарорати (τ) – бу умумий атмосфера босими ($p=const$) ва сув буғининг масса улуши ($s=const$) ўзгармас бўлганда ҳаводаги сув буғи (тоза сувнинг ясси сиртига нисбатан) тўйинишга эришадиган ҳароратдир. Ҳавонинг берилган ҳароратида сув буғининг ҳақиқий эластиклигига боғлиқ ҳолда шудринг нуқтаси ҳарорати турли қийматларга эга бўлиши мумкин. Ҳавонинг манфий ҳароратларида муз (қиров) нуқтаси ҳарорати тушунчаси киритилади – бу умумий атмосфера босими ($p=const$) ва сув буғининг масса улуши ($s=const$) ўзгармас бўлганда ҳаводаги сув буғи (тоза музнинг ясси сиртига нисбатан) тўйинишга эришадиган ҳароратдир.

Шудринг нуқтаси дефицити (Δ) – бу ҳаво ҳарорати T ва шудринг нуқтаси ҳарорати τ орасидаги фарқ:

$$\Delta = T - \tau .$$

Ҳаво ҳарорати ва шудринг нуқтаси ҳароратлари бир хил бирликлар тизимида ўлчаниши лозим.

2.7. Нам ҳавонинг ҳолат тенгламаси. Виртуал ҳарорат

Атмосферадаги газларнинг ҳолати ҳарорат T , босим P ва зичлик ρ (ёки солиштирма ҳажм) катталикларининг қийматлари билан белгиланади. Бу учта катталик *ҳолат тенгламаси* орқали ўзаро боғланади.

Атмосферадаги углерод диоксида ва сув буғидан ташқари барча газлар *критик ҳарорат*дан юқори ҳароратларда бўлади. Углерод диоксида газининг критик ҳарорати кузатилаётган ҳаво ҳароратларидан паст бўлса-да, у тўйинган ҳолатда бўлмайди, чунки Ер атмосфераси шароитида унинг парциал босими кичик.

Газнинг ҳарорати унинг критик ҳароратидан қанча катта, унинг парциал босими тўйиниш парциал босимидан қанчалик кичик бўлса, кўрилаётган газ физикавий хусусиятлари бўйича идеал газга шунчалик яқин бўлади. Атмосфера ҳавоси таркибига кирувчи газлар амалда идеал газ ҳисобланади. Шунинг учун идеал газ ҳолат тенгламасини уларга қўллаш мумкин.

Нам ҳаво қуруқ ҳаво ва сув буғининг механик аралашмасидан иборат. Нам ҳавода қуруқ ҳаво ва сув буғи ҳажм бўйича текис тақсимланган. Нам ҳавонинг зичлиги қуруқ ҳавонинг ва сув буғининг зичликлари йиғиндисига тенг бўлади:

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

Қуруқ ҳаво ва сув буғи солиштира газ доимийларини орасидаги муносабатни

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

ҳисобга олиб, ифодани қуйидагича ёзамиз:

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

Бу формула нам ҳавонинг ҳолат тенгламасини ифодалайди.

Виртуал ҳарорат $T_v = T(1+0,378 e/P)$ ифодасини киритиб, нам ҳаво ҳолат тенгламасини қуйидагича ёзишимиз мумкин:

$$\rho = \frac{P}{R_q T_v}$$

Виртуал ҳарорат – бу қуруқ ҳавонинг шундай ҳароратики, бу ҳароратда қуруқ ҳавонинг зичлиги T ҳарорат, P босим ва e сув буғи эластиклигига эга бўлган нам ҳавонинг зичлигига тенг бўлиши лозим. Бир хил ҳарорат ва босимларда нам ҳавонинг зичлиги доимо қуруқ ҳавонинг зичлигидан кичик бўлади. Физикавий нуқтаи назардан бу нам ҳавонинг таркибига қуруқ ҳавонинг маълум қисimini сиқиб чиқарувчи бирмунча енгил сув буғининг келиб қўшилишини англатади.

Виртуал ҳароратни кўпинча $T_v = T + \Delta T_v$ йиғинди кўринишида ифодалашади. Бу ерда ΔT_v - виртуал қўшимча:

$$\Delta T_v = 0,378 T(e/P).$$

Ҳаво зичлигининг ўзгаришида виртуал қўшимча ва намликнинг роли паст ҳароратларда кичик, баланд ҳароратларда эса нисбатан катта бўлади.

2.8. Атмосферанинг вертикал тузилиши

Атмосфера ўзининг физикавий хоссаларига кўра ҳам вертикал, ҳам горизонтал бўйлаб биржинсли эмас. Ҳарорат, босим, зичлик, ҳаво таркиби ва намлиги, қаттиқ ва суюқ аралашмаларнинг миқдори, шамол тезлиги каби физикавий катталиклар ўзгаришга учрайди. Вертикал бўйлаб бундай ўзгаришлар кескин содир бўлади.

Вертикал бўйлаб атмосфера бир қатор белгилар асосида қатламларга бўлинади. Булар атмосфера ҳавоси таркиби ва ундаги зарядланган зарралар миқдори, атмосферанинг Ер сирти билан ўзаро таъсири характери, атмосферанинг учиб аппаратларига таъсири, атмосферанинг термик режими.

Юқорида таъкидланганидек, атмосфера ҳавонинг таркибига кўра гомосфера ва гетеросферага бўлинади. Шу белги асосида атмосферада озоннинг асосий массасини ўз ичига олувчи *озоносфера* (20-55 км) ажратилади. 90-100 км баландликдан бошлаб атмосферада зарядланган зараачалар (ионлар ва электронлар)нинг миқдори кескин ортади. Шу сабабли атмосферанинг кўрсатилган сатҳдан юқоридаги қатлами *ионосфера* деб аталади.

Атмосферанинг зарядланган зарралардан иборат ташқи қисми Ернинг *радиацион камарини* ташкил этади. Ернинг Қуёш ёритган қисмида геомагнит экватор текислигида радиацион камар чегараси Ернинг 10-12 радиуси, ёритилмаган қисмида эса 9-10 радиусига тенг масофада жойлашади.

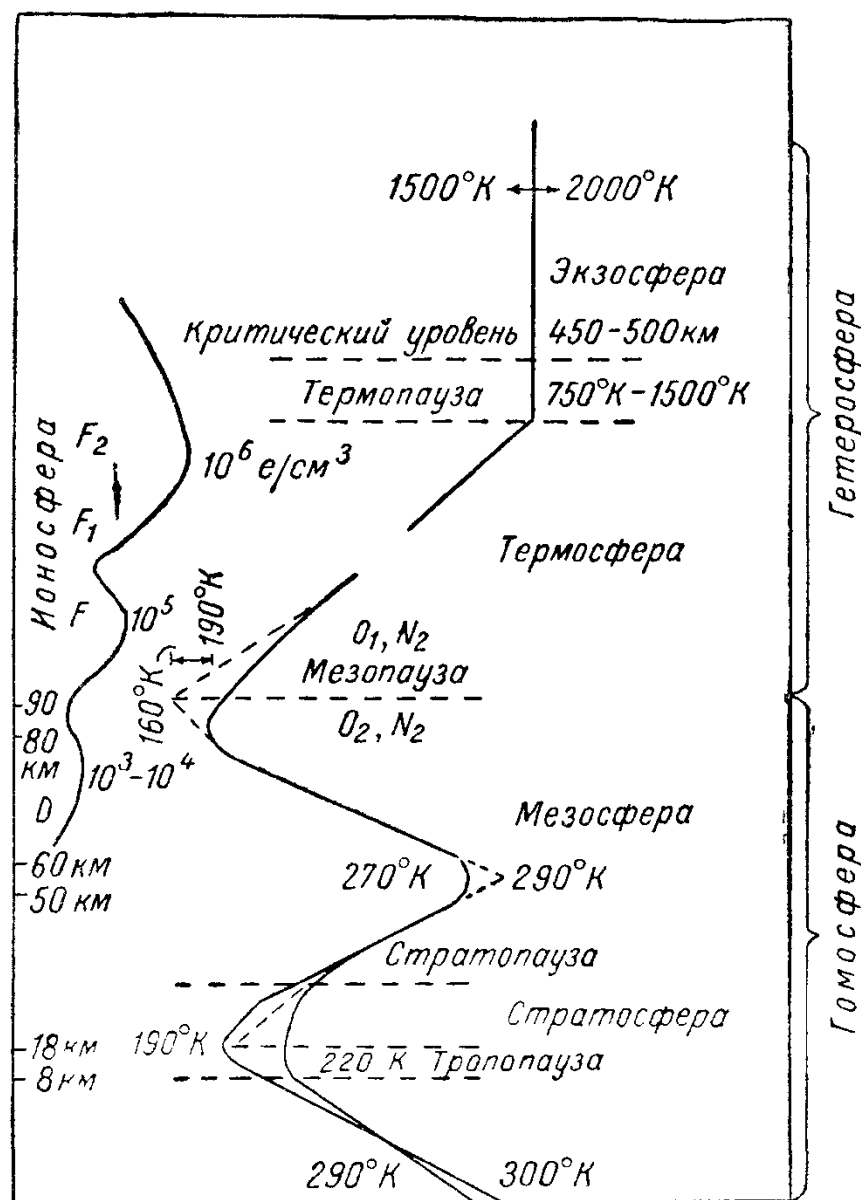
Атмосферанинг ер сирти билан ўзаро таъсири белгиси бўйича атмосфера *чегаравий қатлам (ишқаланиш қатлами)* ва *эркин атмосферага* бўлинади. Ўртача баландлиги 1-1,5 км ни ташкил этувчи чегаравий қатламда ер сирти ва турбулент ишқаланиш кучлари ҳаво ҳаракатига катта таъсир кўрсатади. Бу қатламда кўпчилик метеорологик катталикларнинг (ҳарорат, босим, намлик, шамол ва бошқалар) суткалик ўзгариши яхши намоён бўлади. Чегаравий қатламнинг ичида метеорологик катталиклар вертикал бўйлаб кескин ўзгарувчи атмосферанинг *ер яқини қатлами* (50-100 м) ажратилади.

Эркин атмосферада (1-1,5 км дан юқори) биринчи яқинлашувда турбулент ишқаланиш кучларининг таъсири ҳисобга олинмайди.

Атмосфера ер сунъий йўлдошлари ва бошқа космик аппаратлар парвозига таъсири бўйича *зич қатлам* (ёки *айнан атмосфера*) ва қуйи чегараси 150 км баландликдаги *еролди фазосига* бўлинади. Зич қатламнинг юқори чегарасида атмосферанинг қаршилиги шунчалик каттаки, двигатели ўчирилган космик аппарат Ер атрофида бир марталик айланишни бажара олмайди.

Атмосфера қатламлари хоссаларининг энг катта фарқлари ҳаво ҳароратининг вертикал бўйлаб ўзгариши характерида намоён бўлади. Бу белги бўйича атмосфера бешта асосий қатламларга бўлинади: *тропосфера, стратосфера, мезосфера, термосфера* ва *экзосфера* 1-расм).

Тропосфера тропикларда (30° ш.к. ва 30° ж.к.) Ер сиртидан бошлаб тахминан 15,3 км, бу кенгликлардан ташқарида эса 8,5-10 км баландликкача кўтарилади. Деярли ҳамма жойда тропосферада ҳарорат баландлик бўйича 1 км га 6,5°C вертикал градиент билан пасайиб боради.



1-расм. Атмосферанинг вертикал тузилиши

Тропосферада Куёш энергиясининг атмосфера ҳаракатларининг кинетик энергиясига ва сув буғининг яширин иссиқлигига айланиши жараёнлари содир бўлади. Бу ерда намликнинг асосий фазавий айланишлари содир бўлади, булут ва ёғинлар шаклланади. Тропосферада йирик масштабли уюмалар – циклон ва антициклонлар вужудга келади. Сувнинг узлуксиз айланиши: буғланиш – конденсация – ёғин ҳосил бўлиши – ер усти ва ости оқимларининг шаклланиши шу қатламда рўй беради. Атмосферанинг асосий – ўрта ва юкори кенгликларда 75%, қуйи кенгликларда 90% гача – массаси тропосферада мужассамланган.

Ўтиш қатлами бўлган *тропопауза* тропосферани стратосфердан ажратади. Стратосферада 34-35 км баландликкача ҳарорат ортиб боради. Тропопауза катта турғунликка эга бўлиб, фақат кучсиз вертикал ҳаракатлар ва аралашшга имкон беради. Бу эса стратосферада кичик газ ташкил этувчиларининг тақсимои учун муҳим ҳисобланади. Стратосфера одатда

жуда курук: тропик кенгликларда 20 км баландликда сув буғининг концентрацияси (ҳажм бўйича) бор-йўғи 2 млн.⁻¹ ни, қутбий кенгликлар устида эса 5 млн.⁻¹ ни ташкил этади. Шунга қарамай 22-30 км баландликларда *садафсимон булутлар* шаклланади. 35 км дан юқорида ҳарорат 50 км баландликкача ортиб боради ва 270 К атрофида бўлади.

Стратопаузанинг устида мезосфера жойлашган, ҳарорат бу қатламда унинг юқори чегарасигача 160 К гача пасайиб боради. Бу ҳолат сув буғининг конденсациясига сабаб бўлади ва 80 км баландликда *мезосфера (кумушранг) булутлари* ҳосил бўлади.

Мезосферада ҳавонинг ионланиш даражаси ортиб боради ҳамда вақт ва мавсум бўйича ўзгарувчан, Қуёш фаоллигига кучли боғланган ионосферанинг D қатлами (70-90 км баландликда) вужудга келади.

Тахминан 85 км баландликда жойлашувчи мезопауза юқорида жойлашган термосферани мезосферадан ажратиб туради. Термосферада ҳарорат баландлик бўйича кескин ортади. Қуёш фаоллиги катта бўлганида ҳарорат 2000 К, кичик бўлганида эса 1060 К гача (тунда мос равишда 1300 ва 730 К) ортиб боради.

Термосферада, 100 км дан катта баландликларда, ҳаво таркиби сезиларли ўзгаради: H_2O ва CO_2 молекулалари парчаланади, O_2 молекулаларининг катта қисми O атомларига диссоциацияланади. Бу қатламда газ зарраларининг ионланиши кучаяди ва ионосферанинг E, каттароқ баландликларда эса F қатлами шаклланади. Зарралар ҳаракати, айниқса қуйи кенгликларда, Қуёш ва Ойнинг тортиш кучига боғлиқ бўлади.

Термосферага кириб келувчи метеоритлар бу ерда кучли ионланишни, шунингдек парчаланиб метеор чангларини ҳосил қилади. Қуёш протонлари ва электронлари оқими қутб ёғдуси ва Ер магнит майдонининг ғалаёнларини, шунингдек узоқ масофали радиоалоқани бузувчи “бирдан ҳосил бўлувчи ионосфера ғалаёнлари”ни келтириб чиқаради.

450 км дан юқори баландликларда термосфера аста-секин кейинги қатлам – экзосферага уланиб кетади. Атмосферанинг бу сийрак қисмида етарли катта тезликка эга бўлган айрим енгил газлар – водород ва гелий атомлари Ер атмосферасидан очиқ фазога чиқиб кетади.

2.9. Атмосферанинг горизонтал биржинсли эмаслиги. Ҳаво массалари ва атмосфера фронтлари ҳақида тушинча

Ер шарида қитъа ва океанларнинг нотекис тақсимооти, куруқлик ландшафтларининг турли-туманлиги ер сиртининг иссиқлик, механик ва оптик хусусиятларининг турлича бўлишига олиб келади. Шу сабабли атмосфера нафақат вертикал бўйича, балки горизонтал йўналишда ҳам биржинсли бўлмайди. Ҳарорат, намлик, булутлилиқ, ёғинлар ва бошқа метеорологик катталиклар горизонтал йўналишда ўзгаради. Бироқ, бу ўзгаришлар ҳамма жойда бир хил эмас. Метеорологик катталиклар горизонтал бўйича нисбатан секин ўзгарадиган кенг ҳудудлар шаклланиши мумкин.

Горизонтал ўлчамлари бўйича қитъа ва океанлар ўлчамлари билан таққосланадиган ва маълум физикавий хоссаларга эга бўлган ҳавонинг катта ҳажмлари *ҳаво массалари* деб аталади. Ҳаво массаларнинг вертикал ўлчамлари бир неча километрни ташкил қилади.

Ҳаво массаларининг ҳароратлари ва бошқа хоссаларида (намлик, чанг миқдори, кўринувчанлик ва ҳ.к.), уни шаклланиш ўчоғининг хусусиятлари акс топган бўлади. Ернинг бошқа ҳудудларига кўчганида, ҳаво массалари бу ҳудудларга ўзига хос об-ҳаво режимини олиб келади. Қаралаётган ҳудудда у ёки бу мавсумда маълум тип ёки типлардаги ҳаво массаларининг устуворлиги бу ҳудуднинг ўзига хос иқлим режимини ҳосил қилади.

Ҳаво массаларининг шаклланиш ҳудудига боғлиқ бўлган географик таснифи мавжуд. Бу тасниф бўйича *арктик ҳаво* (АХ), *ўрта кенгликлар ҳавоси* (ЎКХ), *тропик ҳаво* (ТХ) ва *экваториал ҳаво* (ЭХ) массалари ажратилади.

Арктик (антарктик) ҳаво юқори кенгликларда (Арктика ёки Антарктидада) шаклланади. Арктик ҳаво бошқа ҳаво массаларига нисбатан энг паст ҳарорат ва катта мутлақ намликка, шунингдек энг юқори шаффофликка эга. Тропик ҳаво океан ва қитъаларнинг субтропик кенгликларида шаклланади. Энг юқори ҳарорат ва кичик мутлақ намлик, шунингдек энг катта хиралик унга хос хусусиятдир. Ўрта кенгликлар ҳавоси ўрта кенгликларда шаклланиб, ўзининг физикавий хоссалари бўйича АХ ва ТХ орасидаги ҳолатни эгаллайди.

Ҳаво массаларининг асосий типлари (АХ, ЎКХ ва ТХ) ўз навбатида мазкур ҳаво массаси қандай тўшалган сирт (сув ёки куруқлик) устида шаклланишига қараб денгиз ва қитъа ҳаволарига бўлинади. Денгиз ва қитъа ҳаволарининг хусусиятлари бир-биридан фарқланади. Ҳавонинг хусусиятларига йил фасли ҳам катта таъсир кўрсатади. Масалан, ёзда қитъа ўрта кенгликлар ҳавоси денгиз ўрта кенгликлар ҳавосидан илиқроқ, қишда эса бунинг акси.

Бир ҳудуддан бошқа ҳудудга кўчаётганда ҳаво массаларининг хусусиятлари, биринчи навбатда унинг ҳарорати, тўхтовсиз ўзгаради. Бу жараён ҳаво массаларининг *трансформацияси* деб аталади. Шу сабабли типик ҳаво массалари билан бир қаторда аралаш хоссали ҳаво массалари ҳам кузатилади.

Иссиқлик ҳолатига қараб илиқ ва совуқ ҳаво массаларини ажратишади. Агар ҳаво массаси нисбатан совуқроқ ер сиртидан илиқроқ ер сиртига кўчса (одатда юқори кенгликлардан қуйи кенгликларга), бу ҳаво массаси *совуқ ҳаво массаси* деб аталади. Бу ҳаво массаси ўзи билан совуқликни олиб келади ва ҳаракат давомида пастдан, ер сиртидан бошлаб исийди. Шунинг учун ҳам совуқ ҳаво массасида ҳароратнинг катта вертикал градиентлари юзага келади, конвекция ривожланади, тўп-тўп булутлар ва жала ёғинлари кузатилади.

Агар ҳаво массаси нисбатан иссиқроқ жойдан совуқроқ жойга ҳаракатланиб келса, бу ҳаво массаси *илиқ ҳаво массаси* деб аталади. Уларнинг кириб келиши билан ҳавонинг илиши бошланади, ўзлари эса

пастдан совий бошлайди. Натижада, қуйи қатламларда ҳароратнинг кичик вертикал градиентлари ҳосил бўлади, конвекция ривожланмайди, кўпинча қатламдор булутлар ва туманлар кузатилади.

Бирор ҳудудда узоқ вақт туриб қолган ҳаво массаси *маҳаллий ҳаво массаси* деб аталади. Уларнинг хусусиятлари мавсумга боғлиқ бўлиб, ер сиртидан исиш ёки совийш жараёнлари билан белгиланади.

Иккита қўшни ҳаво массаларининг орасида нисбатан энсиз ўтиш зонаси мавжуд бўлади. Ўтиш зоналарида метеорологик катталикларнинг горизонтал бўйича кескин ўзгаришлари кузатилади. Бу зоналар *фронтал зоналар* деб аталади. Фронтал зоналарнинг узунлиги бир неча минг км, қалинлиги бир неча ўн км га етиши мумкин. Фронтал зоналар ер сиртига нисбатан қия (қиялик бурчаги тахминан $0,5^\circ$), зичлиги каттароқ бўлган совуқ ҳаво массаси доимо фронтал зонани остида, илиғи эса устида жойлашган бўлади. Фронтал зонанинг қалинлиги ҳаво массасининг горизонтла ўлчамларидан анча кичик. Шунинг учун назарий тадқиқотларда уни сирт деб қараш мумкин.

Фронтал сиртнинг Ер сирти билан кесишган чизиғи *атмосфера fronti* деб аталади.

Ҳаво массаларининг юқорида таъкидланган асосий географик типлари орасидаги фронтлар *бош фронтлар* деб аталади. Улар бир хил географик типдаги ҳаво массалари орасидаги *иккиламчи фронтлардан* фарқланади. Арктик ва ўрта кенгликлар ҳавоси орасидаги бош фронтлар *арктик фронтлар*, ўрта кенгликлар ва тропик ҳаво орасидаги бош фронтлар *ўрта кенгликлар фронтлари*, тропик ва экваториал ҳаво орасидаги бош фронтлар *тропик фронтлар* деб аталади.

Об-ҳавонинг ўзгаришлари фронтлар билан боғлиқ. Фронт зоналаридаги ҳавонинг кўтарилувчи ҳаракатлари кенг булутлар тизимининг пайдо бўлишига олиб келади, улардан кенг майдонларда ёғинлар ёғади. Атмосфера фронтларида пайдо бўладиган улкан атмосфера тўлқинлари циклон ва антициклонлар ҳосил бўлишига олиб келади. Улар билан эса шамол режими ва бошқа об-ҳаво ҳодисалари боғлиқ.

Фронтал сиртлар ва фронтлар ҳаво массалари билан бирга ҳаракатланади. Ҳаракат йўналишига қараб илиқ ва совуқ фронтларни ажратишади. Агар атмосфера fronti совуқ ҳаво массаси томон ҳаракатланса, бу фронт *илиқ фронт* деб аталади. Илиқ фронт билан исиш боғлиқ, чунки совуқ ҳаво массаси ўрнига илиқ ҳаво массаси келади. Агар атмосфера fronti илиқ ҳаво массаси томон ҳаракатланса, бу фронт *совуқ фронт* деб аталади ва об-ҳавонинг совийши у билан боғлиқ бўлади.

МАВЗУНИ ЎРГАНИШ УЧУН ТАВСИЯ ЭТИЛАДИГАН АДАБИЁТЛАР РЎЙХАТИ

1. Атмосфера. Справочник. -Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 512 с.
2. Кедролливанский В.Н., Стернзат Л.С. Метеорологические приборы. –Л.: Гидрометеиздат, 1955. – 544 с.

3. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. -Л.: Гидрометеиздат, 2000. – 778 с.
4. Петров Ю.В., Эгамбердиев Х.Т., Холматжанов Б.М. Метеорология и климатология. Учебник. Ташкент, НУУз, 2005. – 333 с.
5. Петров Ю.В., Эгамбердиев Х.Т., Холматжанов Б.М. Сборник задач и упражнений по физике атмосферы. Учебное пособие. Ташкент, НУУз, 2007. – 120 с.
6. Руководство к лабораторным работам по экспериментальной физике атмосферы. Под ред. Л.Г.Качурина, А.И.Мержеевского. –Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 512 с.
7. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. В 2-х т. -Л.: Гидрометеиздат, 1978. Т.І – 247 с., Т.ІІ – 319 с.
8. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. -Л.: Гидрометеиздат, 1963. – 620 с.

III МАВЗУ. АТМОСФЕРАДА БОСИМ ТАҚСИМОТИ

3.1. Атмосфера статикасининг асосий тенгламаси

Ҳар қандай газ уни чегараловчи ён деворларга босим кўрсатади, яъни ён деворга перпендикуляр йўналган маълум *босим кучи* билан таъсир қилади. Босим кучи вектор катталиқ бўлиб, унинг йўналиши сиртга нормал бўйлаб йўналган (ҳажм ичига томон). Атмосфера ичида ажратилган ҳаво ҳажмига атрофдаги, уни ўраб турган ҳаво томонидан босим кучи таъсир кўрсатади. Ажратилган ҳажмдаги ҳаво томонидан атрофдаги ҳавога ҳам худди шундай босим кучи таъсир кўрсатади ва шу сабабли ажратилган ҳаво массаси ўз ҳажмини сақлаб туради. Ажратилган ҳаво ҳажми ихтиёрий даражада кичик бўлиб, нукта ўлчамида бўлиши мумкин. Демак, атмосферанинг ихтиёрий нуктасида *атмосфера босими* ёки *ҳаво босимининг* маълум қиймати мавжуд.

Ҳаво босими – скаляр катталиқ бўлиб, босим кучи модулининг у таъсир қилаётган элементар юзага нисбати орқали ифодаланади.

Халқаро бирликлар тизимида (СИ) босим паскалда (Па) ўлчанади. 1 м² юзага таъсир этувчи 1 Н куч 1 Па га тенг босимдир. Метеорологияда босим гектопаскалда (1 гПа = 100 Па) ўлчанади.

Ҳаво босимини ўлчаш учун бошқа ўлчов бирликлари ҳам қўлланилади. Қадимдан босимни симоб устуни баландлигида (мм да) ўлчаш қабул қилинган. 1 мм Hg = 1,33 гПа. СИ тизими қабул қилинишидан олдин босим миллибарда ўлчанган (1 мб = 1 гПа).

Баъзи мамлакатларда (АҚШ ва бошқа) босим дюймда ўлчанади.

Босимнинг баландлик бўйича ўзгариши *атмосфера статикасининг асосий тенгламаси* билан тавсифланади:

$$-dP = \rho g \cdot dz \text{ ёки } -\frac{dP}{dz} = \rho g$$

$-\frac{dP}{dz} = G_z$ катталиқ босим градиентининг вертикал ташкил этувчисини ифодалайди. Тенгламанинг ўнг томонидаги ҳад ҳавонинг бирлик ҳажмига таъсир қилаётган оғирлик кучини билдиради (Н/м³). Шундай қилиб, атмосфера статикасининг асосий тенгламаси босимнинг вертикал градиенти ва оғирлик кучларининг мувозанатини ифодалайди.

Атмосфера статикасининг асосий тенгламасидан учта хулоса келиб чиқади.

а) Юқоридаги тенгламанинг ўнг томони доим мусбат бўлгани учун баландлик ортиши билан ($dz > 0$), босим камаяди ($dP < 0$). Демак, атмосферада юқорига кўтарилган сари ҳаво босими камаяди. Бу хулоса ҳаракатдаги атмосфера учун ҳам ўринли.

б) Ҳар бир сатҳдаги ҳаво босими шу сатҳдан атмосферанинг юқори чегарасигача чўзилган бирлик юзали атмосфера устунининг оғирлигига тенг бўлади.

Паскал қонуни бўйича, ёпиқ хоналарда ихтиёрий сатҳдаги ҳаво босими хонадан ташқаридаги ҳаво босимига тенг бўлади. Бу метеорологик станцияларда босимни ўлчайдиган асбобларни (симобли барометрлар ёки барометр-анероидлар) хоналарда ўрнатишга имкон беради.

в) Атмосфера статикасининг асосий тенгламасидан ҳаво босимининг баландлик бўйича ўзгариш тезлиги ҳақида хулоса қилиш мумкин. Ҳаво зичлиги қанчалик катта бўлса, бир хил баландликка кўтарилганда ҳаво босимининг камайиши шунчалик катта бўлади (эркин тушиш тезланиши ўзгармас деб ҳисобланганда). Баландлик ортиши билан зичлик, одатда, камаяди.

Демак, *кўрилатган сатҳ Ер сиртидан қанча баландда жойлашган бўлса, бир хил баландликка кўтарилишида ҳаво босимининг камайиши шунчалик кичик бўлади. Бошқача айтганда, кўрилатган изобарик сиртларнинг Ер сиртидан баландлиги қанчалик катта бўлса, бир-биридан босимнинг бир хил қийматиға фарқланувчи қўшни изобарик сиртлар орасидаги масофа шунчалик катта бўлади.*

Ҳолат тенгламасига мувофиқ, битта изобарик сиртда жойлашган нуқталарда ҳаво зичлиги фақат ҳаво ҳароратиға боғлиқ. Демак, бирорта изобарик сиртга нисбатан баландликнинг бир хил ўзгаришларида ($dz=const$) совуқ ҳаво массасидаги ҳаво босимининг пасайиши илиқ ҳаво массасига нисбатан каттароқ бўлади, яъни *илиқ ҳаво массасига қараганда совуқ ҳаво массасида ҳаво босими юқориға кўтарилган сари тезроқ ўзгаради.* Бу ўрта ва юқори тропосферада совуқ ҳаво массаларида – паст босим, илиқ ҳаво массаларида эса – юқори босим кузатилиши билан исботланади.

Атмосфера ҳавосининг нормал шароитларида ($\rho=1,29$ кг/м³, $g=9,81$ м/сек²) денгиз сатҳи яқинидаги ҳаво босими вертикал градиентининг қиймати 12,5 гПа/100 м тенг бўлади, яъни ҳар 100 м баландликка ҳаво босими 12,5 гПа га камаяди.

3.2. Барометрик формулалар

Атмосфера статикасининг асосий тенгламаси асосида ҳаво босими, зичлиги ва массасининг вертикал тақсимооти қонуниятлари ўрганилади. Бу *барометрик формулалар* ёрдамида амалга оширилади.

Интеграл кўринишидаги умумий барометрик формула қуйидаги кўринишга эга:

$$P = P_0 e^{-\int_0^z \frac{g \cdot dz}{R_d T_v}}.$$

Умумий ҳолда ҳарорат ва зичлик баландликнинг мураккаб функциялари бўлиб, уларнинг аналитик кўринишини доим ҳам аниқлаб бўлмайди. Шу сабабли ҳарорат ёки зичликнинг вертикал бўйича ўзгаришлари учун бир нечта хусусий ҳолларни қараб чиқамиз.

Биржинсли атмосфера. Зичлик вертикал бўйича ўзгармайди. *биржинсли атмосфера* учун барометрик формула қуйидаги кўринишга эга:

$$P = P_0 - \rho_0 g z$$

Биржинсли атмосфера баландлигини $H = \frac{P_0}{\rho_0 g}$ ёки

$$H = \frac{R_q T_0}{g} = \frac{273 R_q}{g} (1 + \alpha t_0) \text{ формула бўйича аниқланади.}$$

Биржинсли атмосферанинг баландлиги фақат Ер сирти яқинидаги ҳаво ҳароратига боғлиқ бўлади. Масалан, ҳаво ҳарорати $t_0 = 0^\circ\text{C}$ бўлса, $H = 7993 \approx 8$ км эканлиги келиб чиқади.

Изотермик атмосфера. Бу атмосферада ҳаво қуруқ ($T = T_0$), эркин тушиш тезланиши ($g = \text{const}$) ва ҳаво ҳарорати ($T = T_0 = \text{const}$) баландлик бўйича ўзгармас деб қабул қилинади (T_0 - денгиз сатҳида ҳаво ҳарорати).

Юқорида келтирилган шароитларни ҳисобга олсак, *изотермик атмосфера учун барометрик формула* қуйидагича кўринишда бўлади:

$$P = P_0 e^{-\frac{g \cdot (z - z_0)}{R_q T}}$$

Изотермик атмосферада юқорига кўтарилган сари ҳаво босими экспоненциал қонуният бўйича ўзгаради, унинг баландлиги чексизликка тенг, чунки $z \rightarrow \infty$ бўлгандагина $P \rightarrow 0$ бўлади. Босимнинг вертикал бўйича ўзгариши ҳаво ҳароратига боғлиқ. *Изотермик атмосферада баландроқ ҳароратларда ҳаво босими вертикал бўйича пастроқ ҳароратлардагига нисбатан секинроқ пасаяди.*

Политроп атмосфера. Фараз қилайлик, атмосферада ҳаво қуруқ ($T = T_0$), эркин тушиш тезланиши ўзгармас ($g = \text{const}$), ҳаво ҳарорати эса чизикли қонуният бўйича ўзгарсин:

$$T = T_0 - \gamma z,$$

бу ерда T_0 – Ер сирти ёки денгиз сатҳидаги ҳаво ҳарорати, γ - вертикал ҳарорат градиенти. Бундай атмосфера *политроп атмосфера* деб аталади.

Политроп атмосфера учун барометрик формула қуйидагича ёзилади:

$$\frac{P}{P_0} = \left(\frac{T_0 - \gamma z}{T_0} \right)^{g/R_q T}$$

Бу ифодадан кўриб турибмизки, биринчидан, ҳароратнинг вертикал градиенти қанча катта бўлса, ҳаво босими юқорига кўтарилган сари шунчалик тезроқ камаяди, иккинчидан, политроп атмосферанинг баландлиги кенг чегараларда ўзгаради.

Политроп атмосферанинг баландлиги (H_γ) қуйидаги шартдан аниқланади:

$$T_0 - \gamma H_\gamma = 0 \text{ ёки } H_\gamma = \frac{T_0}{\gamma}.$$

$\gamma = 0$ бўлганда политроп атмосферанинг баландлиги $H_\gamma \rightarrow \infty$. Бу изотермик атмосферадаги босим тақсимотига мос келади.

$\gamma = 3,420/100$ м ва $T_0 = 273$ К бўлганда политроп атмосферанинг баландлиги 7993 га тенг, яъни биржинсли атмосферанинг баландлиги билан

бир хил бўлади. Демак, бу ҳолда юқорига кўтарилган сари ҳавонинг зичлиги ўзгармайди. Агар $\rho > 3,420/100$ м бўлса, ҳаво зичлиги юқорига кўтарилган сари ортади.

3.3. Барик поғона

Маълум босим фарқлари бўйича баландликнинг ўзгаришини тақрибий баҳолаш учун амалиётда барик поғонадан фойдаланилади.

Барик поғона – бу вертикал бўйича босимнинг 1 гПа га ўзгариши учун босиб ўтилиши керак бўлган масофадир. Барик поғонанинг ўлчов бирлиги м/гПа.

Ўз мазмуни бўйича барик поғона босимнинг вертикал градиентига тескари бўлган катталиқдир:

$$h = -\frac{dz}{dP}.$$

Атмосфера статикасининг асосий тенгламаси асосида

$$h = \frac{1}{\rho g}.$$

Агар ҳаво зичлигини қуруқ ҳаво ҳолат тенгламасидан фойдаланиб ҳавонинг ҳарорати ва босими орқали ифодаланса, қуйидагига келамиз:

$$h = \frac{R_q T}{P g}.$$

Танланган бирор изобарик сиртда ($P = \text{const}$) барик поғоналарни таққослашдан келиб чиқадики, илиқ ҳаво массасида барик поғона совуқ массасидан катта бўлади ($h_i > h_s$). Шунинг учун ҳам баландликда илиқ ва совуқ ҳавода босим бир хил бўлмайди – илиқ ҳавода босим баландроқ бўлади. Демак, атмосферанинг юқори қатламларида илиқ ҳаво жойлашган жойларда - юқори босим, совуқ ҳаво жойлашган жойларда - паст босим кузатилади.

3.4. Барометрик формулаларнинг қўлланилиши

Барометрик формулалар ёрдамида бир қатор амалий масалаларни ечиш мумкин.

а. *Барометрик нивелирлаш* – икки сатҳда босим ва ҳароратнинг қийматларини билган ҳолда сатҳлар орасидаги баландликлар фарқини аниқлаш мумкин.

б. *Босимни денгиз сатҳига келтириш*, яъни метеорологик станция жойлашган баландлик сатҳида ўлчанган босим ва қатламнинг ўртача ҳароратига қараб денгиз сатҳидаги босимни аниқлаш.

Ҳароратнинг ўртача қиймати $\bar{T}$ қуйидаги формуладан аниқланади:

$$\bar{T} = \frac{T + T_0}{2}.$$

Бу ерда T – станция сатҳидаги ҳарорат, T_0 - денгиз сатҳидаги ҳарорат.

T_0 қуйидаги ифода ёрдамида ҳисобланади:

$$T = T_0 - \gamma z,$$

бу ерда z – станциянинг денгиз сатҳига нисбатан баландлиги, $\gamma = 0,60/100$ м – ҳароратнинг вертикал градиенти.

Денгиз сатҳига келтирилган босим ер яқини синоптик карталарига туширилади. Бу билан станцияларнинг денгиз сатҳига нисбатан баландликлари орасидаги фарқларнинг босим қийматларига таъсир қилишига йўл қўйилмайди ва босимнинг горизонтал тақсимотини ўрганиш мумкин бўлади.

в. Баландликлар фарқи ва улардаги босим қийматларига қараб кўрилатган атмосфера қатламининг *ўртача ҳароратини* аниқлаш. Бунинг учун (3.30) формуладан фойдаланиш мумкин.

г. *Атмосфера босимининг баландлик бўйича тақсимотини аниқлаш.* Асосий изобарик сиртлар қуйидаги ўртача баландликлар яқинида жойлашади: 1000 гПа – денгиз сатҳида, 850 гПа – 1,5 км, 700 гПа – 3,0 км, 500 гПа – 5,5 км, 400 гПа – 7,0 км, 300 гПа – 9,0 км, 200 гПа – 12,0 км, 150 гПа – 13,5 км, 100 гПа – 16,0 км, 50 гПа – 20,5 км, 10 гПа – 31,5 км. Бу рақамлардан кўриб турибмизки, атмосфера массасининг 50% 5,5 км гача чўзилган, 80% – 12,0 км гача, 90% – 16 км гача, 99% – 31,5 км гача чўзилган қатламда жойлашган бўлади.

д. *Атмосфера массасини аниқлаш.* 1 м² юзали ҳаво устунининг массаси қуйидагича аниқланади:

$$m = \int_0^{\infty} \rho \cdot dz.$$

Фараз қилайлик, бу ҳаво устунида зичлик ўзгармас ва денгиз сатҳидаги ҳаво зичлигига тенг, яъни $\rho = \rho_0 = \text{const}$ – биржинсли атмосфера шароитларига мос келади. Бутун атмосферанинг массасини аниқлаш учун вертикал ҳаво устунининг массаси m ни Ер сирти юзасига кўпайтириш керак:

$$M = 4\pi R^2 \rho_0 H_0 \text{ ёки } M = 4\pi R^2 \frac{P}{R_c T_0} H_0,$$

бу ерда $R \approx 6400$ км – Ернинг ўртача радиуси, H_0 – биржинсли атмосферанинг баландлиги. Бу формула таркибига кирувчи катталикларнинг сон қийматларини қўйсак, Ер атмосферасининг массаси $5,3 \cdot 10^{18}$ кг эканлиги келиб чиқади.

3.5. Геопотенциал тушинчаси. Изобарик сиртларнинг мутлақ ва нисбий баландлиги

Атмосфера босимининг фазодаги тақсимоти *барик майдон* деб аталади. Фазодаги ҳар бир нуқтада ҳаво босими муайян сон қиймати билан характерланади. Атмосфера босими ва барик майдон скаляр катталиклар. Улар юзада қиймати бир хил бўлган чизиқлар – *изобаралар* ва фазода қиймати бир хил бўлган сиртлар – *изобарик сиртлар* билан тавсифланади.

Изобарик сиртлар сатҳ сиртларига нисбатан қия жойлашган ва шу сабабли вақтнинг ҳар бир моментида изобарик сиртларнинг нуқталари денгиз

сатҳига нисбатан турли баландликларда бўлади. Атмосфера босими вақт ўтиши билан узлуксиз ўзгарганлиги сабабли изобарик сиртларнинг жойлашиши ҳам ўзгаради.

Барик (ва термик) майдоннинг ўзгаришларини кузатиш учун ҳар куни радиозонд маълумотларига асосан изобарик сиртларнинг топография карталари – *барик топография* (БТ) карталари тузилади.

Изобарик сиртларнинг денгиз сатҳига нисбатан баландликлари геометрик узунлик бирликларида эмас, балки *геопотенциал метрларда* (гп.м) ўлчанади.

Геопотенциал тушунчасини киритамиз. Геопотенциал Φ^* деб, оғирлик кучи майдонида бирлик ҳаво массасини бошланғич сатҳдан (одатда денгиз сатҳидан) маълум сатҳгача кўтариш учун бажариш керак бўлган ишга айтилади.

Бирлик массани dz баландликка кўтариш учун $d\Phi^*=g \cdot dz$ иш сарфланади. У ҳолда

$$\Phi^* = \int_0^z g \cdot dz ,$$

бу ерда g – эркин тушиш тезланиши, z – нуқтанинг денгиз сатҳидан баландлиги. Геопотенциалнинг ўлчов бирлиги Ж/кг.

Геопотенциал баландлик Φ - геопотенциалнинг нормал эркин тушиш тезланишига ($g_0=9,81$ м/сек²) нисбатидир:

$$\Phi = \frac{\Phi^*}{g_0} = \frac{1}{g_0} \int_0^z g \cdot dz \text{ ёки } d\Phi = \frac{g}{g_0} dz$$

Геопотенциал баландлик оддий геометрик баландликка тенг экан, унинг бирлиги узунлик бирлигидир.

Барометрик формулаларга (масалан, реал атмосфера учун) геопотенциал баландликни киритамиз.

$$P = P_0 e^{-\frac{g_0 \Phi}{R_q T_v}}$$

Мутлақ барик топография (МТ) карталарига муайян вақт моментида турли станциялардаги муайян изобарик сиртнинг денгиз сатҳига нисбатан баландликлари туширилади. Изобарик сиртнинг денгиз сатҳига нисбатан баландлиги унинг *мутлақ геопотенциал баландлиги* Φ_P деб аталади.

$$\Phi_P = \frac{R_q}{g_0} \bar{T}_v \ln \frac{P_0}{P} \text{ ёки } \Phi_P = 67,4 \bar{T}_v \lg \frac{P_0}{P}$$

Мутлақ геопотенциал баландлик Φ_P денгиз сатҳидаги P_0 босимга ва денгиз сатҳи ва кўриляётган изобарик сирт орасидаги ҳаво қатламининг $\bar{T}_v$ ўртача ҳароратига боғлиқ.

МТ карталарида геопотенциалнинг бир хил қийматларга эга бўлган нуқталарини туташтирувчи *изогипса* деб аталувчи чизиқлар ўтказилади (одатда ҳар 40 гпм дан). Улар изобарик сиртларнинг сатҳ сиртлари билан кесишган жойидаги чизиқларни тавсифлайди. Циклонларда изобарик сиртлар ботик, антициклонларда – қавариқ шакл кўринишида бўлади. Шу сабабли МТ карталарида циклон ва антициклонлар мос равишда марказларида мутлақ

геопотенциал баландликнинг энг кичик ва энг катта қийматли ёпиқ изогипсалари билан тавсифланади.

Нисбий барик топография (НТ) карталарига нисбий баландликлар қийматлари туширилади. Улар бир изобарик сиртнинг (P_2) бошқасига (P_1) нисбатан гп.м ларда ифодаланган баландлигини кўрсатади.

Нисбий геопотенциал баландлик $\Phi_{P_1}^{P_2}$ учун формула қуйидаги кўринишга эга:

$$\Phi_{P_1}^{P_2} = 67,4 \bar{T}_v \ln \frac{P_1}{P_2}$$

$\Phi_{P_1}^{P_2}$ фақат кўрилатган изобарик сиртлар орасидаги ҳавонинг ўртача ҳароратига боғлиқ. Демак, нисбий топография карталари (НТ) *атмосферада ҳаво ҳароратининг тақсимотини* кўрсатади. $\Phi_{P_1}^{P_2}$ нинг тенг қийматлари учун нисбий топография карталарида ҳар 40 гп.м да ўтказилган чизиқлар ҳам изогипсалар деб аталади. Нисбий геопотенциал баландликларнинг катта қийматлари соҳалари – илиқ ўчоқларга, кичик қийматлари соҳалари эса – совуқ ўчоқларга мос келади.

3.6. Барик тизимлар

Ер сиртидаги босим тақсимооти ҳақида кўргазмали тасаввур ҳосил қилиш учун денгиз сатҳида изобаралар карталари тузилади. Бунинг учун метеорологик станцияларда ўлчаниб, денгиз сатҳига келтирилган атмосфера босими географик карталарга туширилади. Сўнг бир хил босимга эга бўлган нуқталар текис эгри чизиқлар билан бирлаштирилади. Изобаралар 5 гПа оралиқда ўтказилади.

Босим тақсимоотининг турига боғлиқ ҳолда изобаралар турли шаклларга эга бўлиши мумкин. Изобаралар шакли ва босим бўйича қуйидаги барик майдон соҳалари ёки *барик тизимлар* фарқланади.

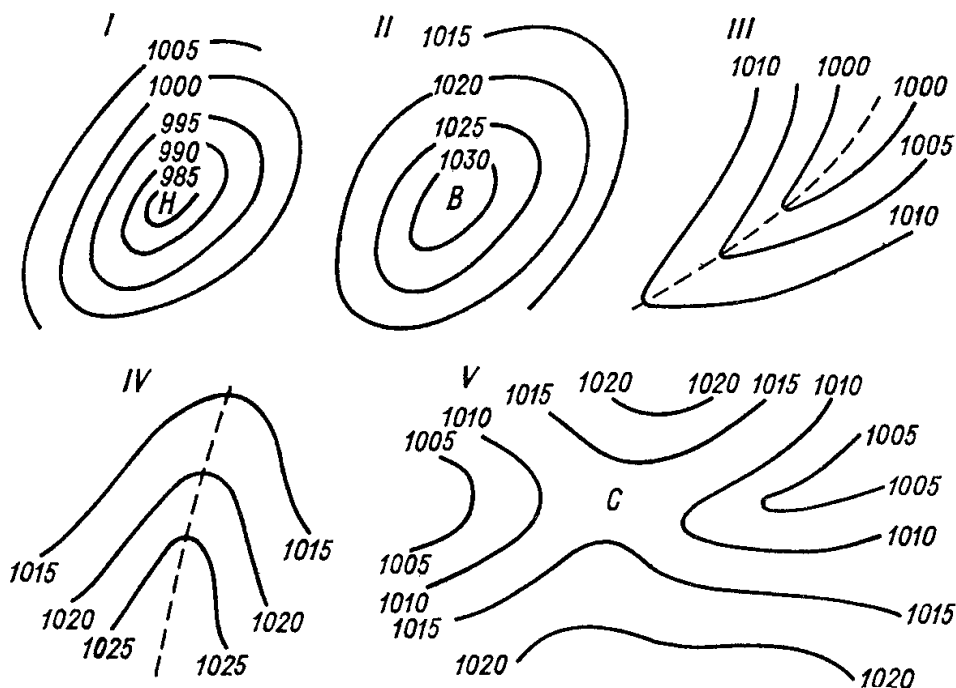
Асосий барик тизимлар – *циклон* ва *антициклон* – ер сирти синоптик карталарида берк концентрик доиравий ёки эллипссимон изобаралар билан тасвирланади. Циклон марказида босим энг паст, антициклонда эса – энг юқори бўлади (2-расм, I, II).

Барик топография карталарида барик тизимлар изогипсалар билан тасвирланади. Изобарик сиртлар циклонда «воронка» шаклида пастга эгилган, антициклонда эса гумбаз шаклида юқорига эгилган бўлади. Горизонтал барик градиентлар циклонда чеккадан марказга, антициклонда марказдан чеккага томон йўналган бўлади. Циклон ва антициклонларнинг кўндаланг кесими ўлчамлари бир неча минг километр, тропик циклонларда эса – бир неча юз километр бўлиши мумкин.

Барик майдонда берк бўлмаган изобарали барик тизимлар ҳам ажратилади (2-расм, III, IV).

Ботиқлик – бу иккита юқори босимли ҳудудлар орасидаги паст босимли соҳадир. Ботиқликда изобаралар параллел чизиқларга яқин ёки

лотинча «V» ҳарфи шаклида бўлади. Ботикликнинг ўқида ҳаво босими минимал бўлади, ёки (агар изобаралар «V» кўринишда бўлса) изобаралар ўз йўналишини кескин ўзгартиради. Ботикликда барик градиентлар чеккадан ўқ томонга йўналган.



2-расм. Турли барик тизимларнинг денгиз сатҳидаги изобаралари.
I – циклон, II – антициклон, III – ботиклик, IV – ўрқач, V – эгар.

Ўрқач – бу иккита паст босимли ҳудудлар орасидаги юқори босимли соҳадир. Ўрқачда изобаралар параллел чизиқлар ёки лотинча «U» ҳарфи кўринишида бўлади. Ўрқач, одатда, антициклонларнинг четки қисмларини ифодалайди. Ўрқач ўқида ҳаво босими максимал бўлади, ёки изобаралар ўз йўналишини нисбатан кескин ўзгартиради. Ўрқачда барик градиентлар ўқдан четга йўналган бўлади.

Эгарсимон барик майдон – бу иккита қарама-қарши жойлашган циклонлар (ёки ботикликлар) ва антициклонлар (ёки ўрқачлар) орасидаги барик майдондир (2-расм, V). Изобарик сиртлар эгар шаклида бўлади – антициклонлар томон йўналишида кўтарилади, циклонлар томон йўналишида эса – пасаяди. Эгарсимон майдоннинг марказидаги нуқта – эгар нуқтаси деб аталади.

МАВЗУНИ ЎРГАНИШ УЧУН ТАВСИЯ ЭТИЛАДИГАН АДАБИЁТЛАР РЎЙХАТИ

1. Атмосфера. Справочник. -Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 512 с.
2. Кедроліванский В.Н., Стернзат Л.С. Метеорологические приборы. –Л.: Гидрометеиздат, 1955. – 544 с.

3. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. -Л.: Гидрометеиздат, 2000. – 778 с.
4. Петров Ю.В., Эгамбердиев Х.Т., Холматжанов Б.М. Метеорология и климатология. Учебник. Ташкент, НУУз, 2005. – 333 с.
5. Петров Ю.В., Эгамбердиев Х.Т., Холматжанов Б.М. Сборник задач и упражнений по физике атмосферы. Учебное пособие. Ташкент, НУУз, 2007. – 120 с.
6. Руководство к лабораторным работам по экспериментальной физике атмосферы. Под ред. Л.Г.Качурина, А.И.Мержеевского. –Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 512 с.
7. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. В 2-х т. -Л.: Гидрометеиздат, 1978. Т.І – 247 с., Т.ІІ – 319 с.
8. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. -Л.: Гидрометеиздат, 1963. – 620 с.

IV МАВЗУ. АТМОСФЕРА ТЕРМОДИНАМИКАСИ АСОСЛАРИ

4.1. Асосий тенгламалар

Атмосферада энергиянинг бир турдан иккинчисига тўхтовсиз айланиши содир бўлади. Энергия айланиши ва иссиқлик оқими таъсири остида атмосфера ҳолатининг ўзгариши жараёнларининг умумий қонуниятлари *атмосфера термодинамикаси* деб аталувчи бўлимда ўрганилади. Атмосфера термодинамикасида энергия сақланиш қонунининг кўринишларидан бири бўлган термодинамиканинг биринчи қонунидан келиб чиқадиган ҳулосалардан фойдаланилади.

Атмосфера учун термодинамиканинг биринчи қонуни тенгламасини ҳосил қиламиз. P_i (босим), T_i (ҳарорат), ρ_i (зичлик) термодинамик параметрларга эга бўлган ҳаво заррасига dq иссиқлик миқдорини берайлик. Зарра атрофидаги муҳит параметрларини мос равишда P_e , T_e ва ρ_e орқали белгилаймиз. Зарра ичидаги босим унинг атрофидаги муҳит босимига тенг бўлганлиги учун $P_i = P_e = P$ (квазистатиклик шarti). Иссиқлик узатилишида зарранинг ички энергияси dU_i қийматга ортади. Бир вақтнинг ўзида зарра атмосферанинг юқори қатламларига кўтарилади, кенгайди ва ташқи босим кучларига қарши dW_i иш бажаради.

Термодинамиканинг биринчи қонунига мувофиқ

$$dq = dU_i + dW_i.$$

Қуруқ ва тўйинмаган ҳавони катта ишончлилик билан идеал газ деб ҳисобласа бўлади. Шунинг учун

$$dU_i = c_v dT_i, \quad dW_i = P dV_i,$$

бу ерда c_v - ўзгармас ҳажм шароитидаги ҳавонинг солиштирма иссиқлик сифими, dT_i - ҳаво зарраси ҳароратининг ўзгариши, dV_i - ҳажм орттирмаси.

Тенгламани қуйидаги кўринишга келтирамиз:

$$dq = c_p dT_i - R_q T_i \frac{dP}{P}.$$

Бу ерда $c_p = c_v + R_q$ (физикадан маълум бўлган Майер тенгламаси).

Бу тенглама атмосфера физикасида фойдаланилувчи термодинамиканинг биринчи қонуни тенгламаси ҳисобланади. У иссиқлик оқими тенгламаси деб ҳам аталади.

Қуруқ ҳаво учун $c_v = 718$ Ж/кг·К, $c_p = 1006$ Ж/кг·К, $c_p - c_v = 288$ Ж/кг·К,

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

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

эканлигига, яъни зарра ҳароратининг ўзгариши нафақат бирор иссиқлик миқдори dq нинг узатилиши, балки ташқи босимнинг ўзгариши билан ҳам боғлиқ бўлиши мумкинлигига эътибор қаратайлик. Агар босим ортса ($dP > 0$),

dq нинг ўзгаришларида зарра ҳароратининг ортиши кузатилади ва аксинча. Агар $dq=0$ бўлса, у ҳолда

$$dT_i = \frac{R_q T_i}{c_p} \frac{dP}{P},$$

яъни атроф-муҳит билан иссиқлик алмашинуви бўлмаганда ҳароратнинг ўзгариши фақат босим ўзгаришлари билан аниқланади.

4.2. Адиабатик жараён

Ҳаво зарраси ҳароратининг ўзгариши атроф-муҳит билан иссиқлик алмашинувмасдан содир бўлиши мумкин. Бундай жараён *адиабатик жараён* дейилади. Реал шароитларда ҳеч қайси ҳаво массаси атроф-муҳитнинг иссиқлик таъсиридан тўла изоляцияланган бўлмайди. Агар атмосфера жараёни етарлича тез содир бўлса ва бу вақт ичидаги иссиқлик алмашинуви эътиборга олмайдиган даражада кичик бўлса, етарлича аниқлик билан жараённи адиабатик деб ҳисоблаш мумкин. Бундай жараён учун $dq=0$. Қуруқ ёки нам тўйинмаган ҳавода содир бўлаётган адиабатик жараённи кўриб чиқамиз. Бундай жараён *қуруқ адиабатик жараён* дейилади. Бу ҳолда термодинамиканинг биринчи қонуни тенгламаси қуйидаги кўринишга келади:

$$c_p dT_i = R_q T_i \frac{dP}{P}.$$

Бу тенглама дифференциал кўринишдаги адиабатик жараён тенгламасидир.

Адиабатик жараёнда ташқи босим кучларига қарши иш фақат ички энергия ҳисобига бажарилади. Агар иш мусбат, яъни кенгайиш юз берса ($dV_i > 0$), зарранинг ички энергияси камаяди ($dT_i < 0$), ва аксинча, ҳаво заррасининг сиқилишида ($dV_i < 0$) унинг ички энергияси ортади ($dT_i > 0$).

Ҳаво заррасининг кўтарилишида унинг ҳажми ортади ($dV_i > 0$), босими эса камаяди ($dP < 0$). Юқоридаги ифодадан бундай шароитда ҳаво заррасининг ҳарорати доимо камайиши ($dT_i < 0$) келиб чиқади.

Тенгламанинг ечими қуйидаги кўринишга эга:

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

Бу тенглама *интеграл кўринишдаги адиабатик жараён тенгламаси* (Пуассон тенгламаси) ёки *қуруқ адиабата тенгламаси*ни ифодалайди.

Тўйинмаган нам ҳаво учун T_i ҳарорат ўрнига виртуал ҳароратни олиш керак.

Вертикал бўйлаб қуруқ адиабатик ҳаракатланишда ҳаво заррасининг ҳароратининг ўзгариши тенглама билан аниқланади:

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

бу ерда $-\frac{dT_i}{dz} = \gamma_a$ - куруқ адиабатик градиент, яъни баландлик бўйлаб адиабатик ҳаракатланишда куруқ ёки тўйинмаган нам ҳаво зарраси ҳароратининг бирлик масофага тўғри келувчи ўзгариши. $T_i \approx T_e$ бўлганлиги учун:

$$\gamma_a = \frac{g}{c_p}.$$

γ_a катталики $0,98^\circ\text{C}/100 \text{ м} \approx 1^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ қийматга эга. Шундай қилиб адиабатик кўтарилаётган куруқ ҳаво заррасининг ҳарорати баландликнинг ҳар 100 м да тахминан 1°C га камаяди. Ҳаво заррасининг тушишида эса унинг ҳарорати баландликнинг ҳар 100 м да 1°C га ортади.

4.3. Потенциал ҳарорат

Куруқ адиабатик жараённинг муҳим характеристикаларидан бири *потенциал ҳарорат*дир. Бошланғич сатҳдан 1000 гПа босимли сатҳга куруқ адиабатик туширилганда ёки кўтарилганда ҳаво зарраси қабул қиладиган ҳарорат потенциал ҳарорат θ деб аталади.

Агар $P_0=1000$ гПа, бу сатҳдаги ҳароратни $T_{i0} = \theta$ деб олсак, у ҳолда Пуассон тенгламасини қуйидаги кўринишда ёзиш мумкин:

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

Потенциал ҳарорат жуда муҳим хоссага эга – айтиб бериш мумкин, ҳаво заррасининг куруқ адиабатик ҳаракатланишида у ўз қийматини доимий сақлаб туради. Бу хосса амалиётда ҳаво массаларининг характеристикаси сифатида фойдаланилади.

Агар юқоридаги тенгламани логарифласак ва дифференциалласак

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

тенгламани ҳосил қиламиз.

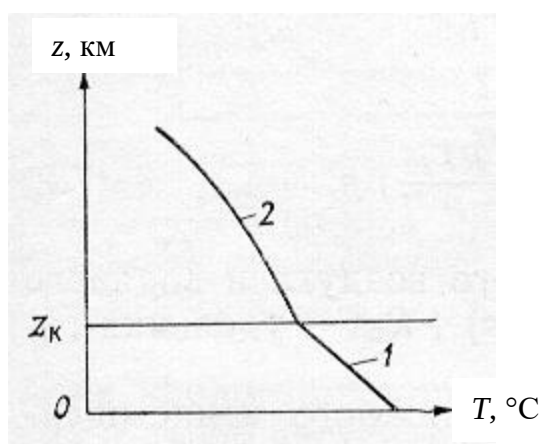
Адиабатик жараёнда бу тенгламанинг ўнг томони нолга тенг, демак, $\frac{d\theta}{\theta} = 0$, $d\theta = 0$ ва $\theta = \text{const}$, яъни адиабатик ҳаракатларда потенциал ҳарорат ўзгармайди.

Агар ҳаво массасининг ҳаракатланиши жараёнида унинг потенциал ҳарорати ўзгарса, бу массага иссиқликнинг келиши ёки кетиши содир бўлганидан далолат беради.

4.4. Нам адиабатик жараёнлар

Сув буғига тўйинмаган нам ҳаво заррасининг кўтарилишида унинг ҳарорати қуруқ адиабатик қонун бўйича камаяди (яъни ҳар 100 м да 1°C га). Бу заррадаги ҳаво массасининг доимийлиги сабабли сув буғининг масса улуши s ҳам ўзгармасдан қолади.

Ўзгармас намлик миқдорида эга бўлган ҳаво зарраси ҳароратининг пасайиши оқибатида унинг нисбий намлиги ортиб боради ва маълум сатҳда 100% етади. Тўйинмаган нам ҳаво тўйиниш ҳолатига эришадиган сатҳ z_k *конденсация сатҳи* деб аталади (3-расм).



3-расм. Нам ҳавонинг ҳолат эгри чизиғи.
1 - қуруқ адиабата, 2 - нам адиабата.

Агар тўйинишга эришган нам ҳаво зарраси конденсация сатҳидан юқорига кўтарилса, ҳароратнинг янада пасайиши оқибатида сув буғининг конденсацияланиши бошланади. Конденсацияланишда буғ ҳосил бўлишининг яширин иссиқлиги ажралиб чиқади (1 кг сув буғи конденсациясида 2,5 МЖ атрофида). Бунинг оқибатида конденсация сатҳидан юқорида зарранинг ҳарорати секинроқ камаяди. Кенгайиш ишининг бир қисми конденсация иссиқлиги ҳисобига амалга оширилиши бунга сабаб бўлади. Тўйинган нам ҳавода содир бўлувчи адиабатик жараён *нам адиабатик жараён* деб аталади.

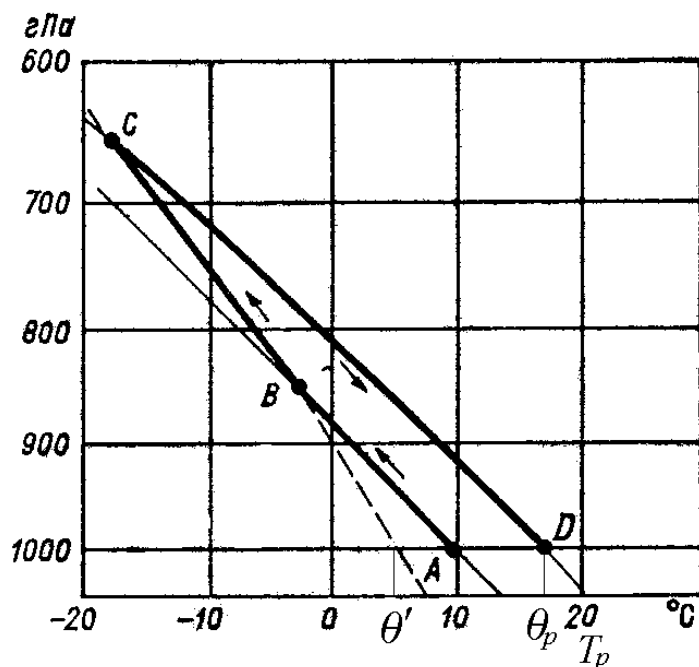
Адиабатик ҳаракатланишда ҳаво зарраси ҳароратининг ўзгаришини характерловчи эгри чизик ҳолат эгри чизиғи, адиабатик кўтарилишда бу эгри чизикнинг тўйинган зарра ҳароратининг ўзгаришига мос келувчи қисми эса *нам адиабата* дейилади (6-расм). Нам адиабатик жараён бўйича кўтарилишда зарра ҳароратининг бирлик масофага тўғри келувчи ўзгариши *нам адиабатик градиент* (γ'_a) деб аталади.

Нам адиабатик градиентнинг қийматлари доим қуруқ адиабатик градиентдан кичик бўлади ҳамда ҳарорат ва босимга боғланган ҳаво заррасидаги намлик миқдорида (сув буғининг масса улушига) боғлиқ бўлади.

Ҳарорат ортиши билан ($P=\text{const}$ бўлганда) нам адиабатик градиент камаяди ва паст ҳароратларда куруқ адиабатик градиентга яқинлашади. Босимнинг ортиши билан ($T=\text{const}$ бўлганда) γ'_a ортади. Атмосферада кузатиловчи реал шароитларда нам адиабатик градиентнинг қиймати одатда $0,5^\circ\text{C}/100$ м дан катта ва $0,95^\circ\text{C}/100$ м дан кичик бўлади.

Нам адиабатик жараён ёпиқ (ёки қайтувчан) термодинамик жараён ҳисобланади. Шунинг учун ҳаво заррасининг тушишида унинг ҳарорати нам адиабатик қонун бўйича ортади.

Конденсация сатҳидан юқорида термодинамик жараён бошқача ривожланиши ҳам мумкин. Сув буғининг конденсацияси натижасида ҳосил бўлган булутдан ёғинлар (ёмғир, қор) ёғиши мумкин. Бу ҳолда ҳаво заррасининг тушишида унинг исиши натижасида сув буғи дарҳол тўйиниш ҳолатидан узоқлашади, унинг ҳарорати эса куруқ адиабатик қонун бўйича камаяди. Шундай қилиб, қаралаётган ҳаво массасида қайтмас жараён юз берди. Ҳаво зарраси дастлабки ҳолатига қайтмади, унинг жараён охиридаги ҳарорати бошланғич ҳароратидан юқори бўлиб қолди (4-расм). Тавсифлаб ўтилган жараён *псевдоадиабатик жараён* дейилади.



4-расм. Псевдоадиабатик жараён.

AB куруқ адиабата, BC – нам адиабата, CD куруқ адиабата,
 T_p – псевдоэквивалент ҳарорат, θ_p - псевдопотенциал ҳарорат,
 θ' - намланган термометрнинг потенциал ҳарорати.

Псевдоэквивалент (T_p) ва псевдопотенциал ҳарорат (θ_p) псевдоадиабатик жараённинг муҳим характеристикалари ҳисобланади. Ҳаво зарраси бошланғич сатҳдан конденсация сатҳигача куруқ адиабатик, ундан кейин сув буғининг тўлиқ конденсациясигача нам адиабатик кўтарилиб, сўнгра бошланғич ҳолатгача куруқ адиабатик туширилганда у қабул қиладиган ҳарорат псевдоэквивалент ҳарорат деб аталади. Агар зарра тўлиқ

конденсация сатҳидан 1000 гПа сатҳгача қуруқ адиабатик туширилса, унинг қабул қилган ҳарорати псевдопотенциал ҳарорат дейилади (4-расм). Бу иккала ҳароратлар ўртасидаги муносабатни Пуассон тенгламаси асосида ифодалаш мумкин:

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

Псевдопотенциал ҳарорат конденсация содир бўлган ҳаво массасининг консерватив характеристикаси ҳисобланади. Нам зарра қаерда бўлишидан катъий-назар, агар унинг ҳаракатланиши адиабатик қонуният (яъни маълум қонуният) бўйича юз берса, бу зарранинг псевдопотенциал ҳарорати доимий қийматга эга бўлади. θ_p нинг ўзгариши ҳаво массасига ноадиабатик таъсирларнинг (иссиқлик келиши ёки кетиши) миқдорий кўрсаткичи бўлиб хизмат қилади.

Хўлланган термометрнинг потенциал ҳарорати (θ') ҳам шундай консерватив характеристика ҳисобланади. Бу ҳарорат нам зарра z_k конденсация сатҳидан $P_0=1000$ гПа сатҳга нам адиабатик туширилганда қабул қиладиган ҳароратдир (7-расм).

4.5. Конвекция. Ҳаво заррасининг қуруқ адиабатик ва нам адиабатик ҳаракатига нисбатан атмосферанинг стратификацияси

Умумий ҳолда конвекция – бу тартибсиз оқимлар ёки “пуфаклар” ёки “термиклар” шаклланиши билан ифодаланувчи ҳаво массаларининг юқорилама ҳаракатидир. Конвекциянинг ҳосил бўлиш сабабларига кўра фақат Архимед кучи таъсирида ҳосил бўлувчи эркин (соф термик) ва мажбурий (ёки динамик) конвекциялар фарқланади. Реал шароитларда ер сирти термик жиҳатдан бир жинсли бўлмайди. Шунинг учун атмосферада конвектив элементларнинг кўпроқ ёки камроқ тўғри фазовий тақсимотига эга бўлган бир жинсли бўлмаган конвекция юзага келади.

Эркин (термик) конвекциянинг юзага келиш шартларини кўриб чиқамиз. Вертикал ҳаракатланаётган ҳаво заррасининг бирлик ҳажмига иккита куч таъсир кўрсатади: пастга йўналган оғирлик кучи $\rho_i g$ ва юқорига йўналган сиқиб чиқарувчи Архимед кучи $\rho_e g$. Бу кучларнинг тенг таъсир этувчиси $g(\rho_e - \rho_i)$ сузувчанлик кучи деб аталади.

Ньютоннинг иккинчи қонунига мувофиқ, бу бирлик ҳаво ҳажмининг тезланиши қуйидагича бўлади:

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

бу ерда g – эркин тушиш тезланиши, ρ_i ва ρ_e мос равишда ҳаво зарраси ва атрофдаги ҳавонинг зичлиги.

Зичликни ҳолат тенгламасидан алмаштириб, қуйидагини ҳосил қиламиз:

$$\frac{d^2 z}{dt^2} = g \frac{T_i - T_e}{T_e}$$

Бу тенглама *конвекция тезланиши тенгламаси* дейилади.

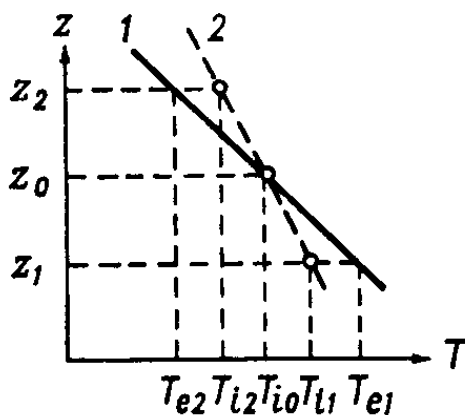
Агар $T_i - T_e > 0$ бўлса, конвекция тезланиши ҳам мусбат бўлади ва зарра юқорига кўтарила бошлайди. Аксинча, агар зарра ҳарорати атрофдаги ҳаво ҳароратидан кичик бўлса, конвекция тезланиши манфий ва зарра пастга ҳаракатланади. Агар зарра ва атрофдаги ҳаво ҳарорати бир хил бўлса, у ҳолда тезланиш бўлмайди.

T_e ҳарорат ва бошқа метеорологик катталикларнинг баландлик бўйича тақсимооти *атмосфера стратификацияси* дейилади. Умумий ҳолда кўпчилик омилларнинг таъсири натижасида атмосферада ҳароратнинг вертикал тақсимооти етарлича мураккаб ва хилма-хил бўлиши мумкин.

Ҳаво зарраси атрофидаги T_e ҳароратнинг турли қатламлардаги тақсимооти ҳароратнинг вертикал градиенти $\gamma = -\frac{\partial T_e}{\partial z}$ билан характерланади.

Атмосферанинг бирон бир сатҳида ҳаво заррасини ажратиб оламиз ва уни бошланғич ҳолатдан юқорига ёки пастга ҳаракатлантирамыз. Зарра атрофдаги ҳавонинг ҳолатига иссиқлик таъсирини ўтказмаслиги учун уни адиабатик ҳаракатлантиришимиз лозим. Зарра ҳарорати T_i нинг ўзгариши куруқ адиабатик градиент γ_a қиймати билан характерланади. Атмосферада ҳароратнинг баландлик бўйича тақсимланишининг учта ҳар хил ҳоллари учун γ ва γ_a катталикларни таққослаймиз.

а. Градиент $\gamma > \gamma_a$. Атмосферада ўта адиабатик градиент кузатилади.



5-расм. Нотурғунлик мезонларини келтириб чиқаришга доир.

1 – стратификация эгри чизиғи,
2 – куруқ адиабата.

Бошланғич z_0 сатҳда зарра ҳарорати атрофдаги ҳаво ҳароратига тенг, яъни $T_{i0} = T_{e0}$ деб ҳисоблаймиз. Заррани z_2 сатҳга кўтариб, мувозанат ҳолатидан чиқарамиз. Бу ерда зарра ҳарорати атмосфера ҳароратидан юқори бўлади: $T_{i2} > T_{e2}$. конвекция тезланиши тенгламасига мувофиқ зарра бу сатҳда мусбат тезланиш олади (5-расм).

Заррани $T_i < T_e$ бўлган z_1 сатҳга туширамыз. Зарра пастга йўналган тезланиш олади.

Иккала ҳолда ҳам зарра бошланғич ҳаракат йўналишидаги тезланишни олади. Шу билан бирга зарра бошланғич ҳолатдан қанчалик узоқлашса, унинг тезланиши ва тезлиги шунчалик катта бўлади. Зарранинг бундай ҳолати нотурғун ҳолат дейилади, $\gamma > \gamma_a$ бўлгандаги атмосфера стратификацияси эса *куруқ нотурғун стратификация* деб юритилади.

б. Градиент $\gamma = \gamma_a$. Атмосферада ҳарорат баландлик бўйича $1^\circ\text{C}/100\text{ м}$ га камаёди. Бу ҳолатда уччала сатҳда ҳам:

$$T_{i0}=T_{e0}, T_{i1}=T_{e1}, T_{i2}=T_{e2} \text{ бўлади.}$$

Демак, зарра қайси сатҳда бўлмасин унинг тезланиши доим нолга тенг. $\gamma=\gamma_a$ бўлгандаги атмосферанинг термик ҳолати *қуруқ бефарқ* (ёки *мувозанат*) *стратификация* деб юритилади.

в. Градиент $\gamma<\gamma_a$. Атмосферада ҳарорат баландлик бўйича $1^\circ\text{C}/100\text{м}$ дан секинроқ камаяди. Бу ҳолда z_2 сатҳда $T_{i2}<T_{e2}$ шарт бажарилади ва зарра манфий тезланиш олади, яъни ўзининг бошланғич ҳолатига томон ҳаракатланади. z_1 сатҳда эса, аксинча $T_{i1}>T_{e1}$ бўлади ва зарра бошланғич ҳолатига қайтишда мусбат тезланиш олади.

Шундай қилиб, бу ҳолда зарра бошланғич сатҳдан қайси томонга силжитилганидан қатъий-назар, унга ўтказилаётган таъсир тўхтатилганидан сўнг доим ўзининг бошланғич ҳолатига қайтади. $\gamma<\gamma_a$ бўлгандаги атмосфера стратификацияси *қуруқ турғун стратификация* деб юритилади.

Юқорида нам адиабатик градиент доим қуруқ адиабатик градиентдан кичик бўлиши аниқланган эди. Шунинг учун, қуруқ адиабатик ва нам адиабатик ҳаракатга нисбатан атмосфера стратификациясининг қуйидаги беш кўриниши мавжуд бўлади:

- а) $\gamma > \gamma_a > \gamma'_a$ - қуруқ ва нам нотурғун ёки мутлак нотурғун;
- б) $\gamma = \gamma_a > \gamma'_a$ - қуруқ бефарқ ва нам нотурғун;
- в) $\gamma_a > \gamma > \gamma'_a$ - қуруқ турғун ва нам нотурғун;
- г) $\gamma_a > \gamma = \gamma'_a$ - қуруқ турғун ва нам бефарқ;
- д) $\gamma_a > \gamma'_a > \gamma$ - қуруқ ва нам турғун ёки мутлак турғун стратификация.

4.6. Нотурғунлик энергияси. Термодинамик графиклар

Зарра атрофдаги ҳаво ҳароратидан фарқли ҳароратга эга бўлганда ҳар бир сатҳда унга сузувчанлик кучи таъсир қилади. Бунинг натижасида бирлик массали ҳаво заррасини вертикал бўйича элементар dz масофага кўчириш учун иш бажарилади. Конвекция тезланиши тенгламасини ҳисобга олсак, бу иш қуйидагига тенг:

$$dN_i = g \frac{T_i - T_e}{T_e} dz.$$

Статиканинг асосий тенгламаси ва қуруқ ҳаво учун ҳолат тенгламасини ҳисобга олсак, қуйидагини ҳосил қиламиз:

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

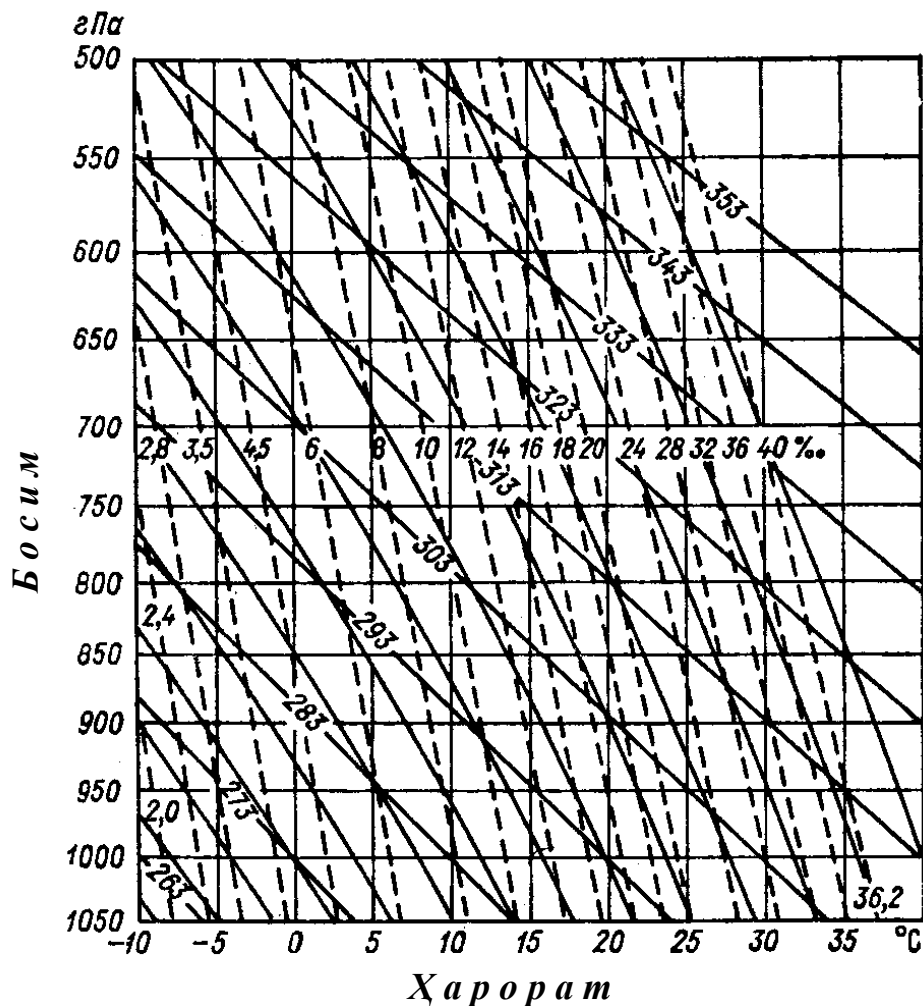
Тенгламани $N_i=0$ бўлган P_1 дан $N_i=N$ бўлган P_2 гача интеграллаймиз ва қуйидагини ҳосил қиламиз:

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

бу ерда N – босим P_1 ва P_2 бўлган сатҳлар орасидаги қатламнинг нотурғунлик энергияси.

Нотурғун стратификация ҳолида $(T_i - T_e) > 0$ ёки $\gamma > \gamma_a$ ва нотурғунлик энергияси мусбат. Агар $T_i < T_e$ бўлса, у ҳолда нотурғунлик энергияси манфий. Бу ҳолда стратификация эгри чизиғи ҳолат эгри чизиғидан ўнроқда ётади.

Метеорологик кузатишлар ва атмосферани зондаш натижаларини таҳлил қилишда термодинамик графиклар деб аталувчи *аэрологик диаграммалар* кенг қўлланилади (6-расм). Тўғри тўртбурчак шаклидаги диаграмма бланкининг абсциссалар ўқи бўйлаб ҳарорат ($t^{\circ}\text{C}$), ординаталар ўқи бўйлаб логарифмик шкаладаги босим ($\lg P$) жойланади. Бланкда шунингдек атмосфера ҳолатини таҳлил қилиш учун керак бўлган қуйидаги эгри чизиқлар оилалари туширилган:



6-расм. Аэрологик диаграмма.

Катта оғиш бурчакли узлуксиз чизиқлар – қуруқ адиабаталар, кичик оғиш бурчакли чизиқлар – нам адиабаталар, пунктир чизиқлар – тўйиниш ҳолатидаги сув буғи масса улушининг изочизиқлари.

- изотермалар – ордината ўқига параллел тўғри чизиқлар (-80 дан 40° ҳароратгача 1°C ораликда ўтказилган);

- изобаралар - абсцисса ўқига параллел тўғри чизиқлар (босимнинг 1050 дан 10 гПа қийматигача 10 гПа ораликда ўтказилган);

- куруқ адиабаталар – куруқ ёки тўйинмаган нам зарранинг ҳолат эгри чизиклари;
- нам адиабаталар – тўйинган нам ҳавонинг ҳолат эгри чизиклари;
- изограммалар – тўйиниш ҳолатидаги сув буғи масса улушининг тенг қийматлари эгри чизиклари;
- қатламнинг берилган ўртача ҳароратида асосий изобарик сиртлар орасидаги масофа (гп.м да);
- тўйиниш ҳолатидаги виртуал қўшимчалар.

Тўғри тўртбурчак бланклар билан бир қаторда амалиётда аэрологик диаграммаларнинг оғма бурчакли бланклари ҳам қўлланилади. Унда изотермалар оғма тўғри чизиклардан ташкил топади.

Аэрологик диаграммалар ёрдамида атмосфера ҳолатининг қуйидаги характеристикаларини ҳисоблаш мумкин:

- термодинамик ҳароратлар (потенциал, псевдопотенциал ва бошқалар);
- конденсация сатҳи;
- нотурғунлик энергияси ва бошқалар.

МАВЗУНИ ЎРГАНИШ УЧУН ТАВСИЯ ЭТИЛАДИГАН АДАБИЁТЛАР РЎЙХАТИ

1. Атмосфера. Справочник. -Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 512 с.
2. Кедролливанский В.Н., Стернзат Л.С. Метеорологические приборы. –Л.: Гидрометеоиздат, 1955. – 544 с.
3. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. -Л.: Гидрометеоиздат, 2000. – 778 с.
4. Петров Ю.В., Эгамбердиев Х.Т., Холматжанов Б.М. Метеорология и климатология. Учебник. Ташкент, НУУз, 2005. – 333 с.
5. Петров Ю.В., Эгамбердиев Х.Т., Холматжанов Б.М. Сборник задач и упражнений по физике атмосферы. Учебное пособие. Ташкент, НУУз, 2007. – 120 с.
6. Руководство к лабораторным работам по экспериментальной физике атмосферы. Под ред. Л.Г.Качурина, А.И.Мержеевского. –Л.: Гидрометеоиздат, 1969. – 512 с.
7. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. В 2-х т. -Л.: Гидрометеоиздат, 1978. Т.І – 247 с., Т.ІІ – 319 с.
8. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. -Л.: Гидрометеоиздат, 1963. – 620 с.

V МАВЗУ. АТМОСФЕРАНИНГ РАДИАЦИЯ РЕЖИМИ

5.1. Қуёш радиацияси. Спектрал таркиби. Қуёш доимийси

Қуёш нурлаган электромагнит энергияси *қуёш радиацияси* ёки *нурли энергия* деб аталади. Ер сиртига етиб келган қуёш радиациясининг асосий қисми иссиқликка айланади. сайёрамиз учун қуёш радиацияси ягона энергия манбаидир.

Ҳарорати мутлақ нолдан юқори бўлган барча жисмлар ўзидан радиация нурлайди. Метеорологияда нурланаётган жисмнинг ҳарорати ва нурланиш қобилияти билан белгиланадиган ҳароратга боғлиқ радиация кўрилади.

Жисмнинг нурланиш қобилияти деб бирлик вақт давомида бирлик юзадан ($S=1 \text{ м}^2$) барча йўналишларда нурланаётган энергия миқдори тушунилади. Бу катталик нурли оқим ёки радиация оқими деб ҳам аталади. СИ тизимида унинг ўлчов бирлиги $\text{Ж/м}^2\cdot\text{с}$ ёки Вт/м^2 .

Ўз навбатида нурланаётган жисм атрофдаги жисмлардан келаётган энергияни ютади. Жисм ва атроф-муҳит орасида нурланган ва ютилган энергия фарқлари билан белгиланадиган *нурли иссиқлик алмашинуви* юзага келади. Иссиқлик мувозанатида иссиқлик келиши унинг йўқотилиши билан мувозанатда бўлади. Ер шари *нурли мувозанат ҳолатида* бўлади, чунки у қуёш радиациясини ютади ва нурланиши орқали йўқотади.

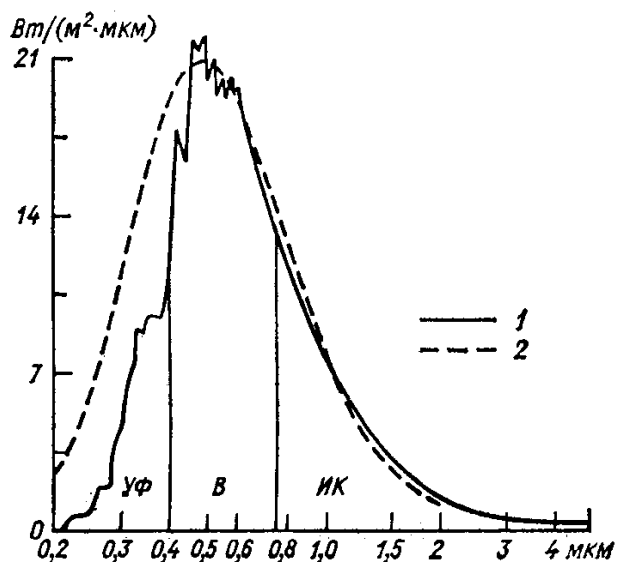
Радиация нурлаётган жисм совийди, яъни унинг ички энергияси нурли энергияга айланади. Радиация ютилишида эса нурли энергия ички энергия, кейинчалик эса энергиянинг бошқа турларига айланади.

Жисмларнинг ютиш ва нурлаш хоссалари мутлақ қора жисмга тааллуқли Кирхгоф, Планк, Вин ва Стефан-Болцман қонунлари билан тавсифланади. Тўлқин узунлигидан қатъий назар келаётган радиацияни бутунлай ютадиган жисм *мутлақ қора жисм* деб аталади. Бу қонунлар бўйича нурланаётган жисмнинг ҳарорати қанча баланд бўлса, у шунча кўпроқ энергияни олади (ютади). Ҳарорат ортиши билан энергия максимуми қисқа тўлқинлар томонига сурилади.

Қуёш радиацияси спектрини шартли равишда бир неча қисмларга бўлиш мумкин. $0,1\div 0,39 \text{ мкм}$ тўлқинлар диапазонидаги радиация – *ультрабинафша радиация* деб номланади. Бу диапазондаги радиацияга қуёш радиациянинг 9% энергияси тўғри келади. Кўринувчан радиация $0,40$ дан $0,76 \text{ мкм}$ гача тўлқинлар диапазонини эгаллайди ва бу диапазонга қуёш радиациясининг 47% энергияси тўғри келади. Инфрақизил нурланиш ($0,76\div 4 \text{ мкм}$) қуёш нурланишининг тахминан 44% ини ташкил қилади.

Қуёш радиация спектрининг максимуми тахминан $0,475 \text{ мкм}$ тўлқин узунлигига, яъни кўринувчан радиациянинг кўк-ҳаво ранг рангларида тўғри келади. Тажрибадан аниқланган қуёш радиацияси спектрини ҳарорати тахминан 6000 К га тенг бўлган мутлақ қора жисмнинг Планк қонуни бўйича ҳисобланган нурланиш спектри билан таққослаш, уларнинг деярли бир хиллигини кўрсатади (7-расм). Спектрнинг ультрабинафша радиация

диапазониди баъзи фарқлар кўзга ташланади. Бундан, қатъий айтганда, Қуёш мутлақ қора жисм эмаслиги ҳақида хулоса қилинади.



7-расм. Атмосферага киргунга қадар қуёш радиацияси спектридаги (1) ва 6000 К ҳароратли мутлақ қора жисм спектридаги (2) энергия тақсимоти.

Спектр соҳалари: УБ – ультрабинафша,

К – кўринувчан, ИҚ – инфрақизил.

Қуёш доимийси – бу Ердан Қуёшгача бўлган ўртача масофада, атмосферанинг юқори чегарасида қуёш нурларига перпендикуляр бирлик юзага бирлик вақт давомида келган қуёш радиацияси миқдоридир. Ер усти ўлчовлари, сунъий йўлдошлар ва космик кемалардан олинган кузатишлар натижасида ҳозирги пайтда қуёш доимийсининг сон қиймати $1,367 \pm 0,007$ кВт/м² тенг эканлиги аниқланган.

Ер орбитаси чўзилган эллипс бўлганлиги учун (Қуёшдан масофа январда – 147 млн. км, июлда – 152 млн. км), йил мобайнида қуёш доимийсининг сон қиймати $\pm 3,5\%$ га ўзгаради. Қуёш доимийсининг қийматига Қуёш фаоллиги ва бошқа астрономик омиллар таъсир қилади.

Бир йилда ер сиртининг ҳар 1 км² майдонига ўртача $4,27 \cdot 10^{16}$ Ж иссиқлик етиб келади.

5.2. Атмосферада қуёш радиациясининг ютилиши ва сочилиши

Қуёш радиацияси атмосферадан ўтиб, ер сиртига етиб келгунча, ўзгаради. Атмосферадаги ҳаво молекулаларида ҳамда қаттиқ ва суюқ аралашмаларда (аэрозол) қуёш радиацияси сочилади. Қуёш радиацияси ҳаводаги газ ва аэрозолларда қисман ютилади. Сочилиш ва ютилиш жараёнлари *селектив* (танлама) характерга эга бўлганлиги учун, атмосферадан ўтаётгач қуёш радиациясининг спектрал таркиби ҳам ўзгаради.

Умуман, Ер сиртига тушаётган Қуёш радиациясининг 15-20% атмосферада ютилади. Кўрилатган жойда ҳаводаги ютувчи моддалар

миқдори (сув буғи, чанг, булутлар) ва Қуёшнинг горизонтдан баландлигига (атмосферада қуёш нури босиб ўтадиган масофа), яъни нурлар ўтувчи ҳаво қатламнинг қалинлигига боғлиқ ҳолда ютилиш вақт ўтиши билан ўзгаради.

Ютилиш натижасида Қуёш радиацияси энергиянинг бошқа турларига (асосан, иссиқлик, атмосферанинг юқори қатламларида эса ионланиш жараёнида электр энергиясига ҳам) айланади.

Атмосфера Қуёш радиацияси оқимларига нисбатан хира муҳитдир. Атмосфера хиралиги атмосферада турли хил аралашмаларнинг мавжудлигига боғлиқ. Бироқ, атмосферада аралашмалар бўлмаса ҳам, у хира муҳит деб ҳисобланади. Молекулаларнинг иссиқлик ҳаракатида юз берувчи зичлик ўзгаришларига олиб келадиган молекулалар комплекслари ҳам хиралик элементлари ҳисобланади.

Молекулалар флуктуациясида юзага келган радиация сочилиши *молекуляр ёки Релей сочилиши* (бу ҳодисани биринчи бўлиб тавсифлаган инглиз олими шарафига), аралашма заррачаларида кузатиладиган сочилиш эса *аэрозол сочилиши* ёки *Ми сочилиши* (хинд физиги шарафига) деб аталади.

Сочилишнинг физикавий моҳияти тушаётган электромагнит тўлқиннинг ўзгарувчи майдони ва муайян муҳитда жойлашган зарра ўртасидаги ўзаро таъсирнинг ўзига хос шаклидадир. Нур билан тўқнашгандан сўнг зарранинг ўзи янги электромагнит тўлқин, яъни сочилган радиация манбаига айланади.

Релей сочилиши икки хусусиятга эга. Биринчидан, сочилган радиация миқдори тушаётган радиациянинг тўлқин узунлигига боғлиқ. Сочилган радиация интенсивлиги i_λ сочилаётган нурлар тўлқин узунлигининг тўртинчи даражасига тескари пропорционал:

$$i_\lambda = \frac{a}{\lambda^4} J_\lambda,$$

бу ерда J_λ – λ тўлқин узунлигида тушаётган радиациянинг интенсивлиги, a – пропорционаллик коэффициенти.

Агар қизил ранг учун ($\lambda=0,7$ мкм) сочилиш интенсивлигини 1 га тенг деб ҳисобласак, у ҳолда кўринувчан радиация диапазонидаги қисқароқ тўлқинли радиация учун қуйидагиларни ёзиш мумкин:

λ мкм	0,62	0,57	0,52	0,47	0,44
$K_\lambda/K_{0,7}$	1,6	2,2	3,3	4,9	6,4

Демак, сочилган радиацияда қисқароқ тўлқинларнинг (бинафша, кўк, ҳаво ранг) ҳиссаси тез ортиб боради.

Иккинчидан, тушаётган нурнинг йўналиши бўйлаб сочилган нурнинг ёруғлиги максимал, кўндаланг йўналишда эса минимал бўлади. Демак, нафақат ер сирти томон, балки коинот томонга ҳам сочилиш содир бўлади. Таъкидлаш лозимки, тушаётган қутбланмаган нурдан фарқли сочилган нур қисман қутбланган бўлади. Шу билан бирга, осмон гумбазининг турли қисмларидан келаётган радиация турлича қутбланиш даражасига эга.

Аэрозол сочилиш, шу жумладан майда сув томчи ва муз кристалларидан сочилишда, сочилган нурнинг интенсивлиги тўлқин узунлигининг биринчи ёки иккинчи даражасидаги тескари пропорционал. Шунинг учун, бундай заррачаларда сочилган радиация молекулаларда сочилган радиациядек қисқа тўлқинларга бой бўлмайди. Бундан ташқари, заррача қанча катта бўлса, тушаётган нур йўналишида сочилиш шунча кучлироқ бўлади.

Аэрозол сочилишда ёруғликнинг қутбланиш даражаси молекуляр сочилишдагига нисбатан анча кичик.

Атмосферада қуёш радиациясининг сочилиши ва ютилиши жараёнлари натижасида спектрал таркибнинг узунроқ тўлқинлар томонига ўзгариши кузатилади. Юқорида қайд қилинганидек, атмосферанинг юқори чегарасида қуёш радиациясининг 9% ультрабинафша (УБ), 47% - кўринувчан (К) ва 44% - инфрақизил (ИҚ) радиация қисмларига тўғри келади. Қуёш тиккада бўлганида ($h_0=90^\circ$) бу муносабатлар қуйидагича ўзгаради: УБ – 4%, К - 46%, ИҚ - 50%. Қуёшнинг горизонтдан баландлиги 30° га тенг бўлганда қуёш энергиясининг 3% ультрабинафша, 44% - кўринувчан ва 53% - инфрақизил радиация спектрларига тўғри келади. Ва, ниҳоят, Қуёш уфқда бўлганда (ботишдан олдин) қуёш радиациясининг 28% и кўринувчан радиация, 72% и эса инфрақизил радиацияни ташкил қилади.

5.3. Кучсизланиш қонуни. Атмосферанинг шаффофлик характеристикалари

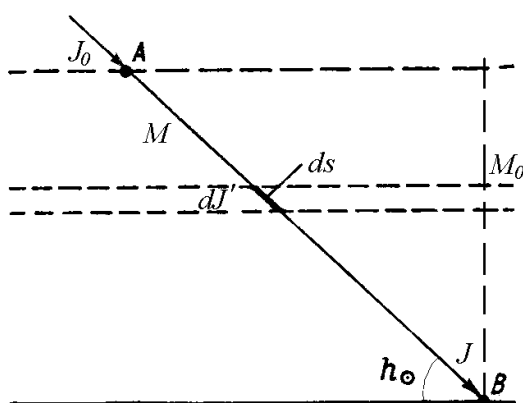
Атмосферада сочилиш ва ютилиш жараёнлари натижасида қуёш радиацияси кучсизланади. қуёш радиациянинг *кучсизланиши* ҳавонинг таркиби ва зичлиги ҳамда қуёш нурлари босиб ўтган масофасига боғлиқ.

Радиациянинг монохроматик (маълум λ тўлқин узунликли) оқими учун қуёш радиациясининг кучсизланиши формулалари энг содда кўринишга эга.

Баландлик бўйича ҳаво таркиби ва зичлиги ўзгариши сабабли, dJ' радиация кучсизланишини ρ зичликка эга бўлган атмосферанинг юпқа dS қатламида кўрайлик (8-расм):

$$dJ' = -\alpha J' \rho \cdot dS,$$

бу ерда J' – кўриляётган қатламнинг юқори чегарасига тушаётган радиация миқдори, α – *кучсизланишнинг масса кўрсаткичи* деб аталувчи $\text{м}^2/\text{кг}$ ларда ўлчанадиган пропорционаллик коэффициентни.



8-расм. Бугер формуласини келтириб чиқаришга доир.

α коэффициенти қуёш радиациясининг сочилиши ва ютилишини умумлаштирилган ҳолда ҳисобга олади. У тўлқин узунлигига боғлиқ, чунки сочилиш ва ютилиш жараёнлари танлаш характерига эга. Бутун атмосфера қатлами учун бу коэффициентнинг

бирор ўртача қийматини қабул қиламиз. Ифодани қуёш радиацияси $J_{\lambda 0}$ га тенг бўлган А нуктадан қуёш радиацияси J_{λ} га тенг бўлган В нуктагача интеграллаймиз:

$$\int_{J_{\lambda 0}}^{J_{\lambda}} \frac{dJ'}{J'} = -\alpha \int_A^B \rho \cdot dS \quad \text{ёки} \quad J = J_0 e^{-\alpha \int_A^B \rho \cdot dS} \quad \int_A^B \rho \cdot dS = M$$

ифода – бирлик юзали атмосфера устунидаги ҳавонинг массасидир. α коэффициентининг физикавий мазмунини аниқлайлик. $\rho \cdot dS = 1 \text{ кг/м}^2$ тенг бўлсин, унда қуйидагига эга бўламиз:

$$\alpha = -\frac{dJ'}{J'} \quad \text{Демак,}$$

кучсизланишининг масса кўрсаткичи бирлик массали ҳаво устунида радиациянинг нисбий камайишига тенг бўлади.

$m = M/M_0$ тенг бўлган нисбатни киритамиз, бу ерда M_0 – бирлик юзали вертикал устундаги ҳавонинг массаси. m катталик *атмосферанинг оптик массаси* деб аталади, у Қуёшнинг горизонтдан баландлигига $h_{\oplus}$ боғлиқ.

Қуёшнинг горизонтдан баландлиги 30° дан ортса, атмосфера оптик массасини $h_{\oplus}$ орқали ифодалаш мумкин (8-расмга қаранг):

$$M = M_0 \operatorname{cosec} h_{\oplus} \quad \text{ёки} \quad m = \operatorname{cosec} h_{\oplus}$$

Қуёшнинг турли бурчак баландликларида атмосферанинг оптик массаси қуйидаги қийматларга эга:

$h_{\oplus}$	90	80	60	50	40	30	20	10	5	3	0
m	1,00	1,02	1,06	1,16	1,30	1,55	2,00	2,90	5,60	15,40	35,40

M ва m ифодаларидан фойдаланиб қуйидагини ҳосил қиламиз:

$$J_{\lambda} = J_{\lambda 0} e^{-\alpha M_0 m}$$

Атмосферанинг оптик қалинлиги (ёки кучсизланиш коэффициенти) деб номланган $\tau_{\lambda} = \alpha_{\lambda} \cdot M_0$ катталикни киритамиз ва қуйидагига эга бўламиз:

$$J_{\lambda} = J_{\lambda 0} e^{-\tau_{\lambda} m}.$$

Бу формула Буге-Ламберт қонуни ёки кучсизланиш қонунини ифодалайди.

Амалда атмосферада қуёш радиациясининг кучсизланишини характерлаш учун *атмосферанинг шаффофлик коэффициенти* тушунчаси киритилади:

$$P_{\lambda} = e^{-\tau_{\lambda}}.$$

У ҳолда:

$$J_{\lambda} = J_{\lambda 0} P_{\lambda}^m.$$

Агар Қуёш тиккада бўлса ($m=1$):

$$J_{\lambda} = J_{\lambda 0} P \quad \text{ёки} \quad P_{\lambda} = \frac{J_{\lambda}}{J_{\lambda 0}}$$

Демак, шаффофлик коэффициенти Қуёш тиккада бўлганида радиация оқимининг қанчаси Ер сиртига етиб келишини кўрсатади.

Шаффофлик коэффиценти ҳаво массасининг физикавий хусусиятларини тавсифлайди. Ҳавода қуёш радиациясини ютадиган газлар ва аэрозол аралашмалар миқдори қанча кўп бўлса, шаффофлик коэффиценти шунчалик кичик бўлади. Шу билан бирга монохроматик оқим учун шаффофлик коэффиценти Қуёшнинг бурчак баландлиги, демак атмосферанинг оптик массасига боғлиқ эмас.

5.4. Атмосфера шаффофлигининг интеграл характеристикалари

Шаффофлик коэффиценти атмосферанинг нафақат физикавий ҳолатига, балки m оптик массаси қийматига ҳам боғлиқ. m ортган сари шаффофлик коэффиценти P ҳам ортади. Гап шундаки, m ортиши билан Қуёш радиациясининг спектрал таркиби ўзгаради – умумий радиация оқида қисқа тўлқинли радиациянинг улуши камаяди, узун тўлқинли радиациянинг улуши эса ортади. Атмосфера узун тўлқинли радиация учун шаффофрок муҳит ҳисобланади. m оптик масса ва P шаффофлик коэффиценти орасидаги бундай боғланиш *Форбс эффекти* деб аталади. Форбс эффекти таъсирини бартараф қилиш учун шаффофлик коэффицентлари маълум оптик массага ($m=2$) келтирилади.

Шаффофлик коэффиценти қуйидаги формула бўйича ҳисобланади:

$$P_2 = \sqrt{\frac{J_{m=2}}{J_0}},$$

бу ерда, J_0 - Қуёш доимийси, $J_{m=2}$ – Ер сирти яқинида Қуёш нурига перпендикуляр бирлик юзага тушаётган ва $m=2$ оптик массага келтирилган Қуёш радиацияси миқдори.

Маълум оптик массага келтирилган реал атмосферанинг шаффофлик коэффиценти атмосферанинг физик ҳолатига, яъни атмосферадаги аралашмалар ва ютувчи газларнинг миқдорига боғлиқ. Бундан ташқари шаффофлик коэффиценти кузатиш олиб борилаётган жой ва шу ҳудуд устидаги ҳаво массасининг типига ҳам боғлиқ. Шаффофлик коэффиценти одатда 0,5 дан 0,9 гача ўзгаради. Ўртача олганда қуйи кенгликларда юқори кенгликлардагига қараганда шаффофлик коэффиценти кичикроқ бўлади. Шаффофлик коэффицентининг ($m=2$ бўлганда) ўртача қийматлари атмосферанинг шаффофлиги юқори бўлганда – 0,826, катта бўлганда – 0,786, меъёра бўлганда – 0,747, кичик бўлганда – 0,697, паст бўлганда – 0,652 ва жуда паст бўлганда 0,549 ни ташкил қилади. Шаффофлик коэффиценти яхши ифодаланган суткалик ва йиллик ўзгаришларга эга.

Шаффофлик коэффицентининг атмосфера шаффофлигининг ўзгаришларига паст сезгирлиги унинг камчиликларидан бири ҳисобланади. Шунинг учун бошқа шаффофлик характеристикалари киритилади.

τ атмосферанинг оптик қалинлигини учта ташкил этувчидан иборат бўлган йиғинди билан ифодалаш мумкин:

$$\tau = \tau_i + \tau_b + \tau_a.$$

Бу ифодада τ_i - куруқ ва тоза (идеал) атмосферада радиациянинг кучсизланишига боғлиқ бўлган атмосферанинг оптик қалинлиги; τ_b - атмосферадаги сув буғи ва карбонат ангидриди таъсирида радиациянинг кучсизланишига боғлиқ бўлган атмосферанинг оптик қалинлиги; τ_a - атмосферадаги аэрозол таъсирида радиациянинг кучсизланишига боғлиқ бўлган атмосферанинг оптик қалинлиги.

Атмосферанинг хиралик омили куйидагича ифодаланади:

$$\frac{\tau}{\tau_i} = T$$

Физикавий мазмуни бўйича хиралик омили – бу радиацияни реал атмосфера каби кучсизлантирадиган идеал атмосфералар сони. Хиралик омили доим 1 дан катта бўлади ($T > 1$).

Сўнгги ифодани Буге-Ламберт тенгламасига қўйсак,

$$J = J_0 e^{-\tau_i m T} \quad \text{ёки} \quad J = J_0 P_i^{mT}$$

Бу ердан

$$P^m = P_i^{mT} \quad \text{ёки} \quad T = \frac{\lg P}{\lg P_i}$$

келиб чиқади.

Хиралик омилини ҳисоблаш учун куйидаги ишчи формула қўлланилади:

$$T_2 = 11,5 \lg \frac{J_0}{J_{m=2}},$$

бу ерда J_0 - қуёш доимийси, $J_{m=2}$ – 2 га тенг бўлган оптик массага келтирилган тўғри қуёш радиацияси, $T - m=2$ бўлгандаги хиралик омили.

5.5. Қуёш радиациясининг турлари

Ер сиртига қуёш радиацияси тўғри ва сочилган ҳолда етиб келади.

Тўғри қуёш радиацияси деб бевосита Қуёшдан параллел нурлар оқими кўринишда кузатиш жойигача етиб келган радиацияга айтилади. Қуёш нурларига перпендикуляр юзага J ва горизонтал юзага J' тушаётган Қуёш радиациясини ўлчашади. Қуёш радиациясининг иккала тури ҳам Қуёш доимийсига, Қуёшнинг горизонтдан баландлигига $h_\oplus$, географик кенгликка, Қуёш оғишига, атмосферанинг физикавий ҳолатига боғлиқ. Санаб ўтилган омилларнинг таъсири J ва J' оқимларнинг кенг чегараларда ўзгаришига олиб келади.

Булутсиз атмосферада тўғри қуёш радиацияси максимуми тушга яқин соатларга тўғри келадиган оддий суткалик ўзгаришга эга. Қитъаларда тушдан олдин ва тушдан кейинги соатларда тўғри қуёш радиацияси суткалик ўзгаришида атмосфера шаффофлигининг фарқлари билан изоҳланувчи асимметрия тез-тез кузатилади. Ёзда тушдан кейин атмосфера хирароқ бўлади. Қишда, эрталабки соатларда пайдо бўладиган инверсия қатламларининг таъсирида тескари ҳолат кузатилиши мумкин.

Атмосферанинг хиралиги қуёш радиациясининг келишига кучли таъсир кўрсатади.

Денгиз сатҳига нисбатан баландлик ортиши билан қуёш радиацияси оқими ҳам ортади, чунки атмосферанинг оптик қалинлиги камаяди. Қуёш радиацияси оқими баландлик ортиши билан атмосферанинг қуйи қатламларида тезроқ, юқори қатламларида эса секинроқ ортади.

Тўғри қуёш радиациясининг йиллик ўзгаришига биринчи навбатда, қишда кичикроқ, ёзда – каттароқ бўладиган Қуёшнинг туш пайтидаги баландлиги $h_{\oplus}$ таъсир кўрсатади. Шунинг учун ҳам ўрта кенгликларда қуёш радиациясининг минимал қийматлари, одатда, декабр-январ ойларида кузатилади. J ва J' ларнинг максимал қийматлари эса ёз ойларида эмас, балки майда кузатилади, чунки баҳорда ҳавода чанг ва сув буғи миқдори камроқ бўлади.

Тўғри қуёш радиацияси оқимига булутлилиқ кучли таъсир кўрсатади. Қуёшнинг кичик бурчак баландликларида ($15-20^\circ$ гача), ҳатто юқори қават булутлар кузатилганда J' оқим нолга яқинлашади. Баланд тўп-тўп булутларда Қуёшнинг баландлиги $h_{\oplus} > 30^\circ$ бўлгандагина $J' > 0$ бўлади. Қатламли, ёмғирли қатламли ва тўп-тўп булутлар Қуёшнинг барча баландликларида тўғри қуёш радиациясини бутунлай ўтказмайди.

Бирлик горизонтал юзага бирлик вақт давомида осмон гумбазининг барча нуқталаридан (Қуёшдан ташқари) тушаётган радиация миқдори *сочилган радиация оқими* (D) деб аталади. Тўғри қуёш радиацияси қандай омилларга боғлиқ бўлса, сочилган радиация оқими ҳам худди шуларга боғлиқ. Бундан ташқари D ер сиртининг қайтариш қобилятига (албедо) боғлиқ.

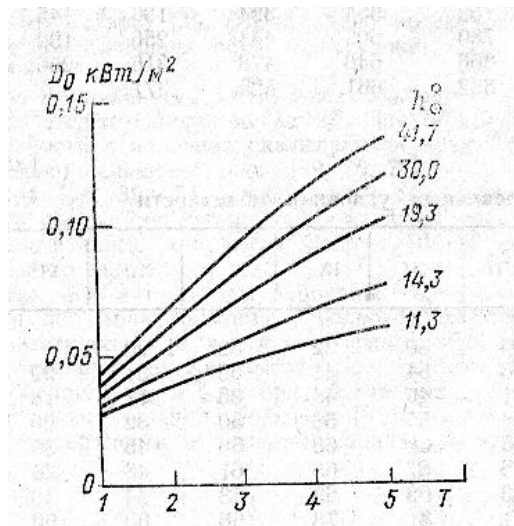
Булутсиз осмонда атмосферанинг хиралиги радиациянинг сочилишига катта таъсир кўрсатади (9-расм). Хиралиқ омили ортган сари сочилган радиация миқдори ҳам ортади. Қуёшнинг баландлиги қанча катта бўлса, сочилган радиациянинг ортиши шунча тезроқ кузатилади.

Табиий сиртларнинг албедоси ортиши билан сочилган радиациянинг миқдори кескин ортади (айниқса қор қопламида). Булутсиз осмон учун сочилган радиация оқими оддий суткалик ўзгаришга эга. Сочилган радиациянинг максимуми тушқи соатларга тўғри келади.

Йиллик ўзгаришда сочилган радиациянинг максимуми ёзда кузатилади (Қуёшнинг баландликлари энг катта).

Булутсиз атмосферада сочилган радиация оқими инсоляциянинг 10% ни ташкил қилади, яъни ўртача $0,10-0,12 \text{ кВт/м}^2$ га тенг бўлади.

Атмосферада булутлилиқнинг пайдо бўлиши сочилган радиация оқимининг кескин ортишига олиб келади. Сочилиш булутлардаги йирик заррачалар – сув томчилари ва муз кристалларида кузатилади. Сочилган радиация оқими булутларнинг шакли (тури) ва миқдорига боғлиқ.



9-рasm. Булутсиз осмонда сочилган радиация интенсивлигининг қуёшнинг турли баландликларидаги $h_{\oplus}$ хиралик омили T га боғлиқлиги.

Горизонтал юзага тушаётган тўғри J' ва сочилган D радиацияларнинг йиғиндиси *йиғинди (ялпи) радиация* деб аталади:

$$Q = J' + D$$

Йиғинди радиациянинг келиши тўғри ва сочилган радиациялар белгилайдиган омилларга боғлиқ. Булутсиз атмосферада йиғинди радиациянинг атмосфера шаффофлигига боғлиқлиги яққол кўринади. Атмосферада аэрозоллар кўпайиши билан тўғри радиация камаяди, сочилган радиация эса ортади. Натижада йиғинди радиациянинг миқдори бироз камаяди.

Йиғинди радиациянинг суткалик ва йиллик ўзгаришлари тўғри ва сочилган радиацияларнинг ўзгаришларига мос келади (ёзда тушга яқин соатларда — максимум, қишда — минимум кузатилади). Йиғинди радиациянинг кундузги қийматлари тахминан $0,8-0,9$ кВт/м² га тенг бўлади.

Турли кунлар учун булутларнинг тури ва миқдорига ҳамда қуёш гардишининг ҳолатига боғлиқ ҳолда йиғинди радиациянинг суткалик ўзгаришлари турлича.

Булутлиликнинг кўпайиши сочилган радиациянинг ортишига ва тўғри радиациянинг камайишига олиб келади. Ёзда йиғинди радиациясида тўғри радиациянинг улуши энг катта бўлади. Ўрта Осиёда у 80% ни ташкил қилади.

Йиғинди радиацияга қор қопламанинг таъсири катта. Баъзи ҳолларда, тоғларда булутлардан ва қор қопланган тоғ ёнбағирлардан тўғри радиацияни қайтариш жараёнлари таъсирида йиғинди радиациянинг миқдори қуёш доимийсидан ҳам катта бўлади. Масалан, Терскол чўққисида (денгиз сатҳидан 3100 м баландликда) 1962 й. 11 майда соат 12.30 да 7 балли тўп-тўп булутлиликда йиғинди радиациянинг қиймати $1,44$ кВт/м² га тенг бўлган.

5.6. Қуёш радиациясининг қайтарилиши. Албе́до

Ер сиртига етиб келган йиғинди радиация, қисман тўшалган сиртда (ер ёки сув қатлами) иссиқликка айланади, қисман қайтарилади. Қуёш радиациясининг тўшалган сиртдан қайтарилиши сиртнинг хусусиятларига боғлиқ ва сиртнинг *албедоси* деб аталади.

Қайтарилган радиациянинг йиғинди радиацияга нисбати албедро деб аталади (% ларда):

$$A = \frac{J_{qayt}}{Q} 100\%$$

Шундай қилиб, ер сиртидан қайтарилган радиация миқдори $J_{qayt}=AQ$, тўшалган сиртда ютилган қисми эса $Q(1-A)$ га тенг бўлади ва ютилган радиация деб аталади.

Тўшалган сиртнинг албедоси унинг ҳолати ва хусусиятлари билан белгиланади ва Қуёшнинг баландлигига боғлиқ.

Тўшалган сиртларнинг барча турлари учун бир хусусият характерли – албедонинг энг катта ўзгаришлари Қуёш чиққандан унинг баландлиги 30° га етгунга қадар кузатилади.

Тўшалган сиртларнинг баъзи турларининг альбедосини кўриб чиқайлик.

Қор қоплами. Қор қопламининг албедоси булутсиз об-ҳавода кўрилаётган жойнинг физик-географик шароитларига боғлиқ бўлиб, 52-99% чегараларда ўзгариши мумкин. Нам ифлосланган қорнинг альбедоси 20-30% гача камайиши мумкин. Булутлилик ортиши билан қор қопламининг албедоси ортади.

Кун мобайнида қор қопламининг албедоси ўзгаради. Қуёш чиқиши билан тоза қуруқ қор қопламининг албедоси 3-8% га ўзгаради. Кун ўртасига нисбатан албедонинг кунлик ўзгариши асимметрик - Қуёшнинг бир хил баландликларида тушдан олдин кузатилган албедолар тушдан кейингилардан кичик бўлади.

Ўтли қоплам. Ўтларнинг серсувлигига, рангига ва қалинлигига қараб ўтли қопламнинг албедоси 12 дан 28% гача ўзгаради. Нам ўтларнинг албедоси қуруқ ўтлар албедосидан 2-3% га кичик бўлади.

Ўтли қопламнинг албедоси Қуёшнинг баландлигига боғлиқ - қуруқ яшил ўтларнинг эрталабки ва кечқурундаги албедоси тушдаги албедосидан 2-9% га катта. Кузда сўлиш даврида қуруқ ўтли қоплам албедоси 11-24%, баҳорда ўтган йилги ўтнинг албедоси 10-23% чегарсида ўзгаради.

Тупроқ албедоси. Тупроқ сиртининг албедоси тупроқ турига, унинг тузулиши, ранги ва намлигига боғлиқ.

Қуруқ тупроқларнинг ўртача албедоси 8 дан 26% гача ўзгариши мумкин. Оқ қумнинг албедоси энг катта – 40%. Нам тупроқнинг албедоси қуруқ тупроқникидан 3-8% га, оқ қумники – 18-20% га кичик бўлади. Тупроқнинг нотекислиги (ғадир-будурлиги) камайиши билан унинг албедоси ортади. Кунлик ўзгаришида тупроқ албедоси Қуёшнинг кичик баландликларида – максимал, Қуёш тиккада бўлганида – минимал бўлади. Албедонинг кундузги ўзгариши амплитудаси 11-17% ташкил этади.

Сув сирти албедоси. Сув сирти албедоси қатор омилларга, шу жумладан, Қуёшнинг баландлигига, булутлар миқдорига, сув ҳавзаларининг характеристикалари (чуқурлик, сув тиниқлиги ва бошқа) ва тўлқинланиш даражасига боғлиқ. Май-сентябр ойлари мобайнида йирик табиий сув ҳавзалари ва сув омборларининг ўртача ойлик албедолари 7 дан 11% гача, саёз сув ҳавзаларининг албедоси – 11 дан 16% гача ўзгаради.

Сув сирти албедосининг кунлик ўзгариши булутлар бўлмаганида яққол ифодаланган бўлади. Бундай ҳолатларда албедонинг кунлик ўзгариши амплитудалари 30% ва ундан каттароқ бўлиши мумкин. Кучли тўлқинланишда ёки бутунлай булутлиликда кун мобайнида албедро деярли ўзгармайди. Бутунлай булутлиликда океан ва денгизларнинг албедоси 6-8% ни ташкил қилади.

Сув сирти албедосининг Қуёшнинг бурчак баландлигига боғланишини куйидаги жадвалдан кўриш мумкин:

H_0	900	500	450	200	50
$A\%$	2	4	5	12	35

Бошқа сиртлар албедоси. Игна баргли ўрмонларнинг албедоси 10-15%, баргли ўрмонларнинг албедоси 15-20%, сули ва буғдой майдонларининг албедоси 10-25%, картошка майдонлари – 15-25%, пахта майдонлари – 20-25% албедога эга.

Булутлар албедоси. Булутларнинг албедоси уларнинг вертикал қалинлигига ва турига боғлиқ. Албедонинг энг катта қийматлари юқори тўп-тўп ва қатламли тўп-тўп булутларга характерли. Бир хил қалинликдаги (300 м) юқори тўп-тўп булутнинг албедоси 71-73%, қатламли тўп-тўп булутнинг албедоси эса 56-64% ни ташкил қилади.

Булутлар албедоси улар остидаги ер сирти албедосига боғлиқ.

Ер сирти ва булутларнинг албедоси биргаликда сайёрамизнинг албедосини ташкил қилади. Булутлилик бўлмаганида Ернинг ўртача йиллик албедоси экваториал ва тропик кенгликларда тахминан 17%, қутбий кенгликларда тахминан 50% ни ташкил қилади. Булутлилик Ер албедосини 25-30% дан 60% гача орттиради. Умуман, сайёрамизнинг ўртача албедоси 29 дан 32% гача ўзгаради. Демак, Қуёшдан келган радиациянинг учдан бир қисми космик фазога қайтарилади. Бу жараёнда булутлилик асосий ўринни эгаллайди.

5.7. Ер сирти ва атмосферанинг узун тўлқинли нурланиши. Эффектив нурланиш

Узун тўлқинли радиация деб тўлқин узунликлари 4 мкм дан 100-120 мкм гача бўлган радиацияга айтилади.

Ер сирти ва атмосфера, ихтиёрий жисмлар каби энергияни нурлайди. Ер ва атмосферанинг ҳароратлари қуёш ҳароратидан анча паст бўлганлиги учун, улар нурлаган энергия кўринмас инфрақизил спектрга тўғри келади. Ер сиртини ҳам, атмосферани ҳам мутлақ қора жисм деб бўлмайди. Турли

сиртларнинг узун тўлқинли радиация спектрларини ўрганиш етарли аниқлик билан ерни кул ранг жисм деб ҳисоблаш мумкинлигини кўрсатди. Бу шуни билдирадики, барча тўлқин узунликлари учун ер сиртининг нурланиши унинг ҳарорати билан бир хил бўлган мутлақ қора жисмнинг нурланишидан бир хил кўпайтувчига фарқланади:

$$B_0 = \delta \sigma T_0^4, \quad \text{бу ерда } B_0 -$$

ер сиртининг нурланиш оқими (кВт/м^2), σ - Стефан-Болцман доимийси, T_0 - ер сирти ҳарорати, δ - ер сиртининг ютиш қобилияти ёки ютишнинг нисбий коэффициенти.

Атмосфера қисқа тўлқинли қуёш радиацияси (Ерга келаётган жами радиациянинг 15% атрофида) ва ер сирти нурлаган узун тўлқинли радиациясини ютиш ҳисобига, ҳамда сув буғининг фазавий ўтишлари натижасида ажралган иссиқлик ҳисобига исийди. Ер сирти каби атмосфера ҳам узун тўлқинли радиацияни нурлайди.

Атмосфера радиациясининг кўп қисми (70%) ер сирти томон нураланади, қолган қисми эса космик фазога чиқиб кетади. Ер сирти томон йўналган атмосфера радиацияси атмосферанинг *учрашма нурланиши* деб аталади. Ер сирти учрашма нурланишни деярли бутунлай (90-99%) ютади. Шундай қилиб, ер сирти учун атмосферанинг учрашма нурланиши кўшимча иссиқлик манбаидир.

Ер нурланишини ютадиган ва учрашма нурланишни нурлайдиган атмосферадаги газ – сув буғидир. У 5,5-7,0 мкм ва 17 мкм дан узунроқ спектрал диапазонларда инфрақизил радиацияни кучли ютади. 8,5-12 мкм тўлқинлар диапазонида сув буғи инфрақизил радиацияни деярли ютмайди. Бу тўлқин узунликлар диапазони *атмосферанинг шаффоф ойнаси* деб аталади ва бу “ойна”дан ер сирти нурланиши космик фазога чиқиб кетади.

Сув буғидан ташқари инфрақизил радиация оқимига карбонат ангидрид ва озон таъсир кўрсатади.

Учрашма нурланиш атмосферанинг қуйи қатламларидаги намлик ва ҳароратга кучли боғлиқ.

Учрашма нурланиш ер сирти нурланиши каби яққол ифодаланган суткалик ва йиллик ўзгаришларга эга эмас.

Ер сирти нурланиши ва атмосферанинг учрашма нурланиши орасидаги фарқ *эффектив нурланиш* деб аталади:

$$B_e = B_0 - \delta B_A, \quad \text{бу ерда } \delta B_A -$$

атмосферанинг учрашма нурланиши.

Атмосферанинг учрашма нурланиши одатда ер сирти нурланишидан кичик бўлади, шу сабабли $B_e > 0$, яъни эффектив нурланиш ер сирти йўқотган иссиқликни ифодалайди. Камдан-кам ҳоллардагина атмосферанинг қуйи қатламларида ҳароратнинг кучли инверсияси ва намликнинг катта қийматлари кузатилса, $B_e < 0$ бўлади ва ер сирти атмосферадан иссиқлик олади. Эффектив нурланиш ер сиртининг ҳарорат режимига катта таъсир кўрсатади, қор эришида, туманлар ва радиацион совишлар ҳосил бўлишида катта рол ўйнайди.

Эффектив нурланиш атмосферадаги сув буғи микдорига ва булутлилика боғлиқ. Сув буғининг микдори ва булутлилик ортиши билан эффектив нурланиш камаяди, чунки атмосферанинг учрашма нурланиши ортади.

Ўрта ҳисобда ўрта кенгликларда ер сирти йиғинди радиациянинг ютилишидан ҳосил бўлган иссиқликнинг тахминан ярмини эффектив нурланиш орқали йўқотади.

5.8. Ер сирти ва атмосферанинг радиация баланси

Нурли энергия кўринишида иссиқликнинг келиши умумий иссиқлик келишининг муҳим таркибий қисмидир. Унинг таъсирида ер сирти ва атмосферанинг иссиқлик режими ўзгаради.

Жисмнинг *нурли энергия баланси* ёки *радиация баланси* деб, жисм ютган ва нурлаган радиациялар орасидаги фарққа айтилади.

Ер сирти радиация балансининг R кирим қисми тўғри радиациянинг $(1-A)J'$ ва сочилган радиациянинг $(1-A)D$ ютилган қисмларидан, ҳамда атмосферанинг учрашма нурланишларидан δB_a иборат бўлади. R нинг чиқим қисмига ер сиртининг нурланиши B_0 киради.

$$R = (1-A)J' + (1-A)D + \delta B_a - B_0 \text{ ёки } R = (J' + D)(1-A) - B_e,$$

бу ерда A – албедо.

Бу *ер сирти радиация баланси тенгламасидир*.

Ер сиртининг радиация баланси атмосферанинг ер сиртига яқин ва тупроқ қатламларидаги ҳарорат тақсимотига, қор эриши ва буғланиш жараёнларига, совишлар ва туманлар ҳосил бўлишига, ҳаво массалари хусусиятларининг ўзгаришларига катта таъсир кўрсатади.

Радиация баланси географик кенгликка, йил ва сутка вақтига, атмосфера шароитларига (булутлилиқ, шаффофлик ва ҳ.к.) боғлиқ равишда ўзгаради. Радиация баланси турли вақт оралиқлари учун (соат, сутка, ой, фасл, йил) ҳисобланади.

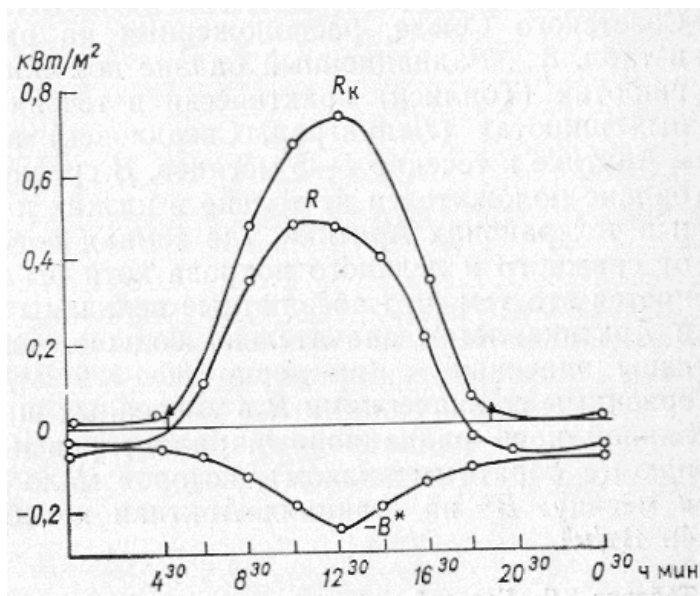
Радиация балансининг узун тўлқинли B_e ва қисқа тўлқинли $R_q = Q(1-A)$ ташкил қилувчилари орасидаги муносабатга қараб радиацион баланс манфий ёки мусбат бўлиши мумкин.

Радиация баланси R , унинг узун тўлқинли B_e ва қисқа тўлқинли R_q ташкил этувчиларининг суткалик ўзгаришлари 10-расмда келтирилган.

Радиация балансининг манфий қийматлардан (кечаси) мусбат қийматларга (кундузи) ва аксинча ўтишлари Қуёшнинг баландлиги 10-15° га тенг бўлганда кузатилади. Булутсиз осмонда ёки булутлар микдори ўзгармас бўлганда тун мобайнида радиация баланси ўзгармайди.

Қор қоплами бўлганида радиация баланси мусбат бўладиган вақт оралиғи камаяди, чунки R нинг манфий қийматлардан мусбат қийматларга ўтиши Қуёшнинг катта баландлигида (20-25°) кузатилади. Шунинг учун ҳам

қишда юқори кенгликларда суткалар мобайнида радиация баланси манфий бўлиши мумкин.



10-расм. Радиация баланси R , унинг узун тўлқинли B_λ ва қисқа тўлқинли R_κ ташкил этувчиларининг суткалик ўзгаришлари (Қозоғистон жануби, июл 1952 й.).
Стрелкалар – Қуёшнинг чиқиш ва ботиш вақтлари.

Жанубий кенгликларда йил мобайнида, ўрта кенгликларда – 6-8 ой мобайнида, Арктикада – 3-4 ой мобайнида радиация баланси мусбат бўлади.

Антарктидада алbedo қийматлари катта бўлганлиги учун қирғоқдагилардан ташқари барча станцияларда йиллик радиация баланси манфий бўлади.

Қуёшнинг баландлиги ва албедодан ташқари, радиация баланси ва унинг ўзгаришларига булутлилик катта таъсир кўрсатади. Кундузи мусбат радиация балансларида булутлиликнинг пайдо бўлиши йиғинди радиация ва эффектив нурланишнинг камайишига олиб келади. Лекин, йиғинди радиациянинг камайиши эффектив нурланишнинг камайишидан кучлироқ бўлгани учун радиация баланси камаяди.

Тунда манфий радиация балансларида булутлиликнинг пайдо бўлиши эффектив нурланишнинг ва мос равишда радиация балансининг камайишига олиб келади. Ўрта кенгликларда булутлиликнинг 3 дан 8 баллгача ортиши радиация балансини 20% камайишига олиб келади.

Атмосфера радиация балансининг R_A кириш қисмини ер сирти нурланишининг атмосферада ютилган қисми U_{yut} :

$$U_{yut} = (1-P) \cdot B_0,$$

бу ерда P - атмосферанинг ўтказиш коэффициенти, шунингдек атмосферада ютилган тўғри ва сочилган радиация q' ташкил қилади.

Ер сирти δB_A ва космик фазо B_∞ томон йўналган нурланиш ҳисобига атмосфера иссиқлик йўқотади, яъни

$$R_A = U_{yut} + q' - \delta B_A - B_\infty \text{ ёки } R_A = (1-P)B_0 + q' - \delta B_A - B_\infty$$

$B_0 + \delta B_A = B_e$, $PB_0 + B_\infty = U_\infty$ - ер сирти ва атмосферанинг космик фазога кетаётган нурланишларини ҳисобга олсак, қуйидагини ёзишимиз мумкин:

$$R_A = q' + B_e - U_\infty$$

Бу атмосферанинг радиация баланси тенгламасидир.

Иқлимий ҳисоблашларда ер сирти-атмосфера (ёки Ер) тизимининг радиацион баланси катта қизиқиш уйғотади. Ер сирти-атмосфера тизимининг радиацион баланси деганда тўшалган сиртнинг (тупроқ ёки сув) фаол қатлами ва бутун атмосферани ўз ичига олган вертикал устундаги нурли энергиянинг баланси тушунилади. Демак,

$$R_{\text{yer}} = R + R_A \text{ ёки } R_{\text{yer}} = J'_0(1 - A_{\text{yer}}) - U_\infty,$$

бу ерда J'_0 – атмосферанинг юқори чегарасидаги горизонтал юзага тушаётган тўғри қуёш радиациясининг миқдори (инсоляция), A_{yer} – Ернинг албедоси.

МАВЗУНИ ЎРГАНИШ УЧУН ТАВСИЯ ЭТИЛАДИГАН АДАБИЁТЛАР РЎЙХАТИ

1. Атмосфера. Справочник. -Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 512 с.
2. Кедров В.Н., Стернзат Л.С. Метеорологические приборы. –Л.: Гидрометеоиздат, 1955. – 544 с.
3. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. -Л.: Гидрометеоиздат, 2000. – 778 с.
4. Петров Ю.В., Эгамбердиев Х.Т., Холматжанов Б.М. Метеорология и климатология. Учебник. Ташкент, НУУз, 2005. – 333 с.
5. Петров Ю.В., Эгамбердиев Х.Т., Холматжанов Б.М. Сборник задач и упражнений по физике атмосферы. Учебное пособие. Ташкент, НУУз, 2007. – 120 с.
6. Руководство к лабораторным работам по экспериментальной физике атмосферы. Под ред. Л.Г.Качурина, А.И.Мержеевского. –Л.: Гидрометеоиздат, 1969. – 512 с.
7. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. В 2-х т. -Л.: Гидрометеоиздат, 1978. Т.І – 247 с., Т.ІІ – 319 с.
8. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. -Л.: Гидрометеоиздат, 1963. – 620 с.

VI МАВЗУ. ЕР СИРТИ ВА АТМОСФЕРАНИНГ ИССИҚЛИК ҲОЛАТИ

6.1. Ер сиртининг иссиқлик баланси тенгламаси

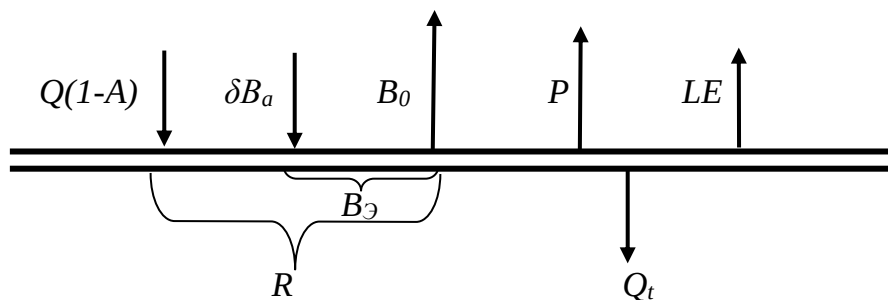
Ер сирти ва атмосферада содир бўлувчи жараёнлар ўзаро чамбарчас боғлиқ. Қуёш радиацияси ер сиртига етиб келади ва унинг катта қисми бу сиртда ютилади. Атмосфера энергияни асосан ер сиртидан олади. Ютилган қуёш радиацияси ер сирти бўйлаб нотекис тақсимланади ва бу тақсимот вақт ўтиши билан ўзгариб туради. Ушбу ўзгаришлар таъсирида қалинлиги куруқликда 10-30 м, океанда эса 200-300 м ни ташкил этувчи юпқа устки қатламнинг иссиқлик миқдори тебранишлари содир бўлади.

Ер сирти ва атмосферадаги ҳарорат тақсимооти ва унинг узлуксиз ўзгаришлари *ер сирти ва атмосферанинг иссиқлик режими* деб аталади. Ер сирти ва атмосферанинг иссиқлик режими иқлимнинг шаклланишида муҳим омил ҳисобланади.

Ер сирти ва атмосфера, ер сирти ва тупроқ ёки сувнинг қуйида ётувчи қатламлари, атмосферанинг алоҳида қатламлари орасидаги иссиқлик алмашинуви физикада маълум бўлган радиацион, иссиқлик ўтказувчанлик ва конвектив иссиқлик алмашинув орқали юз беради.

Радиацион иссиқлик алмашинуви оқибатида ер сирти олган иссиқлик миқдори радиацион баланс қиймати R билан аниқланади. Кундузи бу катталик мусбат бўлиб, ер сиртининг исишига олиб келади ва унинг ҳарорати қўшни ҳаво қатлами ҳамда тупроқ ёки сувнинг қуйи қатламлари ҳароратидан юқорироқ бўлади (11-расм).

Иссиқроқ бўлган сирт иссиқликнинг бир қисмини ҳавонинг қўшни қатламларига беради (P , кВт/м²). Иссиқликнинг бошқа қисми молекуляр иссиқлик ўтказувчанлик йўли билан тупроқ ёки сувнинг қуйи қатламларига узатилади. Бу иссиқлик оқимини Q_t деб белгилаймиз. Ва ниҳоят, иссиқликнинг маълум қисми сувнинг ер сиртидан буғланишига сарфланади. Бу катталикни LE деб белгилаймиз, бу ерда L – буғланишнинг солиштирма иссиқлиги, E – буғланган сув массаси.



11-расм. Ер сирти балансининг сутканинг кундузги вақтидаги ташкил этувчилари.

Берилган вақт моментида сирт ҳарорати ўзгармас шароитда ер сиртига келаётган ва ундан кетаётган барча иссиқликнинг алгебраик йиғиндиси нолга

тенг бўлиши керак. Бу шарт *ер сирти иссиқлик баланси тенгламаси* орқали ифодаланади:

$$R+P+Q_t+LE=0$$

6.2. Ер сирти ҳароратининг ўзгаришлари

Ер сиртининг ҳарорати яққол суткалик ва йиллик ўзгаришга эга.

Ҳароратнинг қуруқликдаги суткалик юриши одатда ер сирти радиацион балансининг суткалик юришини такрорлайди, яъни максимум тушга яқин вақтда, минимум эса Қуёш кўтарилганидан сўнг кузатилади. Океан сиртида сув ҳароратининг суткалик тебранишлари соат 15-16 атрофида максимумга ва Қуёш кўтарилганидан 2-3 соат кейин минимумга эга бўлади. Ҳароратнинг бундай тақсмоти очик ёки кам булутли кунларда адвекция кузатилмайдиган ҳоллар учун хос бўлади. Булутлилик, ёғинлар ва айниқса илиқ ва совуқ адвекция ер сирти ҳароратининг суткалик юришига кучли таъсир ўтказиши мумкин. Бироқ, кўп йиллик маълумотлар асосида календар ойи учун тузилган ҳарорат суткалик юришининг графиги етарлича тўғри шаклга эга.

Ҳароратнинг суткалик максимуми ва суткалик минимуми ўртасидаги фарқ *ҳароратнинг суткалик амплитудаси* деб аталади. Бу катталик нафақат радиацион баланс қийматига, балки ер сиртининг ҳолатига (қуруқлик ёки сув) ҳам кучли боғлиқ бўлади. Қуруқликда суткалик амплитуда тупроқнинг намланиш даражасига боғлиқ. Ўсимлик ва қор қоплами ҳам амплитудага таъсир кўрсатади. Санаб ўтилган ҳар бир омилларнинг ер сирти ҳароратининг ўзгаришига таъсирини кўриб чиқамиз.

Сув қуруқликка нисбатан икки марта каттароқ ҳажмий иссиқлик сиғимига ва жуда катта иссиқлик ўтказувчанликка эга. Бундай ҳолат сувнинг турбулент алмашинув ривожланган 50-150 м қалинликли юқори қатламида яхши ифодаланган бўлади. Бундан ташқари сув сиртидан буғланишга иссиқликнинг катта сарфи юз беради, қуёш радиациясининг ютилиши эса катта чуқурликларгача кузатилади. Кўрсатиб ўтилган омиллар ҳисобига сув сиртининг суткалик ҳарорат тебранишлари амплитудаси қуруқликдагига нисбатан 10-100 марта кичик бўлади. Тропик кенгликларда сув сирти ҳароратининг суткалик амплитудаси бор-йўғи градуснинг бир-неча ўнлик улушини ташкил этади. Қуруқликда эса амплитуда бир-неча ўн градусга етиши мумкин.

Ҳароратнинг йиллик юришида қуруқлик ҳароратининг максимуми июлда, минимуми эса январда кузатилади. *Ҳароратнинг йиллик амплитудаси*, яъни йилнинг энг иссиқ ва энг совуқ ойларининг кўп йиллик ўртача ҳароратлари фарқи кенгликка боғлиқ равишда ўзгаради. Қуруқликда тропик кенгликларда амплитуда кичик бўлиб, 10° кенгликда 3°C ни, 30° кенгликда эса 10°C ни ташкил этади. Ўрта кенгликларда ($\varphi=50^\circ$) у ўртача 25°C ни ташкил этади. Сув сирти ҳароратининг йиллик амплитудаси ҳам кенгликка боғлиқ, бироқ у қуруқлик ҳароратининг йиллик амплитудасидан камроқ. Тропикларда у 2-3°C, 40° ш.к. да 10°C, 40° ж.к. да эса 5°C атрофида бўлади.

6.3. Иссиқликнинг тупроқ ва сувда тарқалиши

Ер сиртига келган иссиқлик тупроқ ичига молекуляр иссиқлик ўтказувчанлик йўли билан тарқалади. Ихтиёрий ξ чуқурликдаги Q_t иссиқлик оқими $-\frac{\partial T}{\partial \xi}$ вертикал градиентга пропорционал:

$$Q_t = -\lambda \frac{\partial T}{\partial \xi},$$

бу ерда λ - *тупроқнинг иссиқлик ўтказувчанлик коэффициентини* деб аталувчи пропорционаллик коэффициенти. λ нинг ўлчов бирлиги Вт/м °С.

Ҳарорат чуқурлик бўйлаб камайганда ($\frac{\partial T}{\partial \xi} < 0$) иссиқлик оқими тупроқ ичкарасига йўналган ва мусбат ($Q_t > 0$). Бундай ҳолат кундузи рўй беради. Тунда чуқурлик бўйлаб ҳарорат ортади ($\frac{\partial T}{\partial \xi} > 0$) ва оқим $Q_t < 0$.

Иссиқлик ўтказувчанлик коэффициентининг қийматлари тупроқнинг минерал таркиби, намланганлик даражаси, шунингдек унинг ғоваклигига боғлиқ.

Тупроқнинг асосий таркибий қисмларининг иссиқлик ўтказувчанлиги қуйидагича: торф учун – 0,88, мел учун – 0,92, оҳак учун – 1,77, минераллар учун – 2,43, қумлоқ учун – 1,10-2,80.

Тупроқнинг қаттиқ таркибий қисмларининг иссиқлик ўтказувчанликлари ҳавонинг молекуляр иссиқлик ўтказувчанлигидан тахминан 100 марта катта. Шунинг учун тупроқ ғоваклиги, яъни тупроқдаги ҳаво эгаллаган ҳажмнинг тупроқнинг умумий ҳажмига нисбатининг ортиши билан унинг иссиқлик ўтказувчанлиги кескин камаяди. Шу сабабли ғовак тупроқнинг иссиқлик ўтказувчанлиги зич тупроққа, қумлоқ тупроқнинг иссиқлик ўтказувчанлиги бошқа турдаги тупроқларга нисбатан камроқ бўлади. Тупроқ намланганида ундаги ҳавонинг бир қисмини иссиқлик ўтказувчанлиги ҳавога нисбатан тахминан 20 марта катта бўлган сув эгаллайди. Шу сабабли тупроқнинг намланганлиги ортиши билан унинг иссиқлик ўтказувчанлиги ортади.

Чуқурлик бўйлаб тупроқнинг хоссалари бир хил деб ҳисобласак, ҳароратнинг вақт бўйича ўзгаришини қуйидагича ёзиш мумкин:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k_t \frac{\partial^2 T}{\partial \xi^2},$$

бу ерда $k_t = \lambda / c_t \rho_t$ - *тупроқнинг ҳарорат ўтказувчанлик коэффициентини*.

Бу тенглама иссиқлик ўтказувчанлик тенграмаси (Фурье тенграмаси) дейилади.

Тенграманинг ечимидан Фурье қонунлари деб аталувчи тўртта асосий ҳулосалар келиб чиқади.

Фурьенинг биринчи қонуни. Тупроқнинг туридан қатъий-назар ҳарорат тебранишларининг даври чуқурлик бўйлаб ўзгармайди. Бу нафақат тупроқ сиртида, балки чуқурликда ҳам 24 соат даврга эга бўлган суткалик ва 12 ой даврга эга бўлган йиллик юришнинг мавжудлигини билдиради.

Фурьенинг иккинчи қонуни. Чуқурликнинг арифметик прогрессия бўйича ортишида амплитуданинг геометрик прогрессияси бўйича камаяди. Агар сиртда суткалик амплитуда 30°C, 20 см чуқурликда 5°C га тенг бўлса, 40 см чуқурликда у 1°C дан камроқ бўлади.

Маълум чуқурликда суткалик амплитуда шу қадар камаядики, у амалда нолга айланади. Бу чуқурлик доимий суткалик ҳарорат сатҳи деб аталиб, 70-100 см чуқурликда ётади.

Ҳарорат тебранишларининг йиллик амплитудаси ҳам чуқурлик бўйлаб шу қонун асосида камаяди. Бироқ йиллик тебранишларнинг тарқалишига кўпроқ вақт талаб қилинган учун улар каттароқ чуқурликка тарқалади. Йиллик тебранишларнинг амплитудалари қутбий кенгликларда тахминан 30 м, ўрта кенгликларда 15-20 м, тропикларда 10 м чуқурликда амалда нолгача камаяди. Бу чуқурликларда доимий йиллик ҳарорат қатлами бошланади.

Фурьенинг учунчи қонуни. Суткалик ва йиллик юришда ҳароратнинг максимум ва минимумга эришиши чуқурликка пропорционал равишда кечикади. Бу ҳолат иссиқликнинг чуқурликка тарқалиши учун вақт керак бўлиши билан тушунтирилади. Суткалик экстремумлар чуқурликнинг ҳар 10 см да 2,5-3,5 соатга кечикади. Бундан келиб чиқадики, масалан 50 см чуқурликда суткалик максимум ярим тундан кейин кузатилади. Йиллик максимум ва минимумлар чуқурликнинг ҳар бир метрида 20-30 суткага кечикади. Мисол учун, 5 м чуқурликда ҳарорат минимуми январда эмас, майда, максимуми эса июлда эмас, октябрда кузатилиши мумкин.

Фурьенинг тўртинчи қонуни доимий суткалик ва йиллик ҳарорат қатламларининг чуқурликлари ўзаро тебранишлар даврининг квадрат илдизлари нисбати каби, яъни $1:\sqrt{365}$ бўлишини билдиради. Бундан келиб чиқадики, йиллик тебранишлар сўнувчи чуқурлик суткалик тебранишлар сўнувчи чуқурликдан 19 марта катта бўлади. Фурьенинг бу қонунлари кузатиш натижалари билан етарлича яхши тасдиқланган.

Сув қатламларининг турбулент аралашиши сувда иссиқлик алмашинувининг асосий механизми ҳисобланади. Турбулент аралашиш таъсирида сувнинг юқори қатламларида ҳароратнинг вертикал ўзгариши (профили) изотермик ўзгаришга яқин бўлади. Ундан пастда сув ҳарорати чуқурлик бўйлаб кескин (сакраб) камаяди. Бу қатлам *мавсумий термик пона* қатлами деб аталади. Изотермик қатлам қуйи чегарасининг ҳолати йил давомида сезиларли ўзгаради. Июлдан октябргача изотермик қатламнинг қалинлиги 50 м га яқин бўлади. Бу даврда сув сирти қатламининг ҳарорати юқори бўлиб, зичлик чуқурлик бўйлаб ортади. Шу сабабли изотермик қатламда аралашиш фақат шамолнинг механик энергияси ҳисобига амалга ошади.

Куз-қиш мавсумида аралашиш нафақат шамол, балки сув сиртининг нурланиши ва буғланишида соvuши оқибатида ҳосил бўлувчи конвекцияга

хам боғлиқ бўлади. Январ-мартда изотермик қатламнинг қалинлиги 100-150 м гача ортади.

Шундай қилиб, сувдаги суткалик тебранишлар катта бўлмайди ва бир неча ўн метр тартибдаги чуқурликкача тарқалади. Сувдаги йиллик ҳарорат тебранишлари эса бир неча юз метр чуқурликкача тарқалади.

Сув ва тупроқда иссиқлик тарқалишининг юқорида кўриб чиқилган фарқлари шунга олиб келадики, сув ҳавзалари йилнинг илиқ вақтида анча катта қатламда катта миқдордаги иссиқликни тўплайди ва қишда уни атмосферага узатади. Аксинча, йилнинг илиқ мавсумида тупроқ кундузи олган иссиқлигининг катта қисмини тунда атмосферага узатади ва шу сабабдан кам иссиқлик тўплайди.

Кўрсатиб ўтилган фарқлар натижасида ёзда денгиз устида ҳарорат қуруқликка нисбатан пастроқ, қишда эса юқорироқ бўлади.

6.4. Конвектив ва турбулент иссиқлик оқимлари. Иссиқлик узатилиши

Ер сиртидан атмосферага иссиқлик узатилиши конвектив ва турбулент иссиқлик алмашинуви, радиациянинг нурланиши ва ютилиши, сувнинг фазавий ўтишлари ва молекуляр иссиқлик ўтказувчанлик жараёнлари орқали амалга ошади.

Иссиқлик оқими – бу бирлик вақт давомида бирлик юзали сиртга перпендикуляр йўналишда ҳаво зарралари узатган иссиқлик энергияси миқдоридир $C_p \cdot T$ ($\text{Ж}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ ёки $\text{Вт}/\text{м}^2$). Иссиқлик оқими конвектив Q_k ва турбулент Q_t оқимлардан ташкил топади.

Конвектив оқим – бу ҳавонинг сиртга перпендикуляр йўналган C ўртача тезликли тартибли аралашishi билан боғлиқ бўлган оқимдир.

$$Q_k = c_p T \rho C,$$

бу ерда ρ – ҳаво зичлиги.

Ўртача шамол тезлигининг горизонтал ташкил этувчиси вертикал ташкил этувчисидан юзлаб баробар катта. Шунинг учун конвектив оқим конвектив оқим иссиқликнинг асосан горизонтал бўйлаб узатилишини ифодалайди. Конвектив оқимнинг горизонтал ташкил этувчиси *иссиқликнинг адвектив оқими*, вертикал ташкил этувчиси эса айнан конвектив оқим деб аталади.

Иссиқликнинг *турбулент оқими* шамол пульсациялари (шамолнинг ўртача қийматларидан четланишлари)га боғлиқ. Иссиқликнинг турбулент оқими (молекуляр иссиқлик ўтказувчанлик каби) ҳарорат градиентига пропорционал:

$$Q_t = -c_p A \frac{\partial \theta}{\partial N},$$

бу ерда A – турбулент иссиқлик алмашинуви коэффиценти, $\frac{\partial \theta}{\partial N}$ – сиртга перпендикуляр йўналишда потенциал ҳарорат градиенти.

Горизантал бўйича турбулент алмашинуви вертикал бўйича алмашинувдан анча кичик бўлганлиги учун вертикал турбулент иссиқлик алмашинуви қуйидагича ёзилиши мумкин:

$$Q_z = -c_p A \frac{\partial \theta}{\partial z} \text{ ёки } Q_z = -c_p A (\gamma_a - \gamma).$$

$A = k\rho$ эканлигини ҳисобга олсак (бу ерда k – турбулентлик коэффиценти ($\text{м}^2/\text{с}$)), турбулент иссиқлик оқими тенгламаси қуйидагича ёзилади:

$$Q_z = -c_p \rho k \frac{\partial \theta}{\partial z}.$$

Атмосфера стратификацияси қуруқ нотурғун ($\gamma > \gamma_a$) бўлганида турбулент иссиқлик оқими мусбат ($Q_z > 0$), яъни ер сиртидан атмосфера томон йўналган бўлади. Агар атмосфера стратификацияси қуруқ бефарқ ($\gamma = \gamma_a$) бўлса, турбулент иссиқлик оқими нолга тенг ($Q_z = 0$), ва ниҳоят, стратификация қуруқ турғун ($\gamma < \gamma_a$) бўлганида манфий ($Q_z < 0$) бўлади.

Реал шароитларда ҳаво зарраси ёпиқ термодинамик система эсам. Унинг вертикал ҳаракатида атрофдаги пастроқ ҳароратли ҳавонинг қўшилиши кузатилади. Шунинг учун турбулент иссиқлик оқими нолга айлангандаги ҳароратнинг вертикал градиенти қуруқ адиабатик градиентдан кичик бўлади ва у *ҳароратнинг мувозанат градиенти* (γ_m) деб аталади.

Кўп сонли тажриба маълумотларининг кўрсатишича, ҳарорат мувозанат градиентининг ўртача қиймати $0,65\text{--}0,70^\circ/100 \text{ м}$ га тенг экан. Демак, хатто стратификация қуруқ турғун ($\gamma < \gamma_a$) бўлганида ҳам турбулент иссиқлик оқими нолга тенг эмас, балки мусбат бўлади.

Маълум ҳажмдаги ҳаво ҳароратининг ўзгариши иссиқлик оқими билан эмас, балки унга келган ёки ундан кетган иссиқлик миқдори – *иссиқлик узатилиши* билан белгиланади. Иссиқлик узатилиши – бу ҳаво заррасига келаётган ва ундан кетаётган иссиқлик оқимларининг фарқидир. Иссиқлик узатилишининг ўлчов бирлиги $\text{Ж}/(\text{м}^3 \cdot \text{с})$ ёки $\text{Вт}/\text{м}^3$.

Вертикал бўйича турбулент иссиқлик узатилиши қуйидаги муносабат билан аниқланади:

$$\varepsilon_t = \frac{c_p}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \rho k \frac{\partial \theta}{\partial z}.$$

6.5. Турбулент атмосфера учун иссиқлик узатилиши тенгламаси

Термодинамиканинг биринчи қонуни тенгламаси бошланғич тенглама сифатида хизмат қилади ва уни қуйидаги кўринишда ёзамиз:

$$\frac{dq}{dt} = c_p \frac{dT}{dt} - \frac{R_q T}{P} \frac{dP}{dt}$$

Тенглама ҳаво учун ёзилганлиги учун i индекси қўйилмаган.

Иссиқлик узатилишини тўртта қўшилувчининг йиғиндиси кўринишида ифодалаймиз:

$$\frac{dq}{dt} = \varepsilon_t + \varepsilon_n + \varepsilon_f + \varepsilon_k,$$

бу ерда:

ε_t – турбулент иссиқлик алмашинуви билан ифодаланувчи солиштирма иссиқлик узатилиши;

ε_n – нурли энергия оқими билан ифодаланувчи солиштирма иссиқлик узатилиши;

ε_f – атмосферада сувнинг фазавий ўтишлари билан ифодаланувчи солиштирма иссиқлик узатилиши;

ε_k – молекуляр ва турбулент арлашиш таъсирида ҳаракат кинетик энергиясининг иссиқликка айланиши (диссипация) билан ифодаланган солиштирма иссиқлик узатилиши.

Тенгламаларнинг ўнг томонларини тенглаштирсак,

$$c_p \frac{dT}{dt} - \frac{R_q T}{P} \frac{dP}{dt} = \varepsilon_t + \varepsilon_n + \varepsilon_f + \varepsilon_k.$$

$\frac{dT}{dt}$ ва $\frac{dP}{dt}$ тўлиқ ҳосилаларни хусусий ҳосилалар орқали ифодалаб, маълум ўзгаришлардан сўнг қуйидаги ифодани ҳосил қиламиз:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) + w(\gamma - \gamma_a) + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{\varepsilon_n + \varepsilon_f + \varepsilon_k}{c_p}.$$

Бу тенглама умумий кўринишдаги *турбулент атмосферада иссиқлик узатилиши* тенгламасининг ифодасидир.

Бу тенгламани ечишнинг хусусий ҳолини кўриб чиқамиз.

Иссиқликнинг адвектив ва конвектив узатилиши. Эркин атмосферада ҳароратнинг нисбатан кичик (1 сеундгача) вақт оралиғидаги нодаврий ўзгаришларини ўрганишда алоҳида заррага иссиқлик узатилишининг барча турларини биринчи яқинлашишда ҳисобга олмаса бўлади, яъни жараёни адиабатик деб ҳисоблаш мумкин. Бу ҳолда:

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

бу ерда – ΔT_a ҳаво массасининг горизонтал кўчиши (адвекция) таъсирида фазонинг бирор нуқтасидаги ҳаво ҳароратининг Δt вақт оралиғидаги ўзгариши:

$$\Delta T_a = - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) \Delta t. \quad \text{Агар}$$

ҳаво юқорироқ ҳароратли соҳадан пастроқ ҳароратли соҳага кўчаётган бўлса, ҳароратнинг адвектив ўзгариши мусбат, яъни *иссиқлик адвекцияси* кузатилади. Бунга қарама-қарши йўналишдаги ҳаракатда *совуқлик адвекцияси* юз беради.

Фазонинг фиксирланган нуқтасида солиштирма иссиқлик (совуқлик) узатилиши $c_p \Delta T_a$ тенг бўлади.

Иссиқликнинг конвектив узатилиши қуйидагига тенг:

$$\Delta T_k = w(\gamma - \gamma_a)\Delta t$$

Бу ҳолда қуйидаги вариантлар бўлиши мумкин:

а) ҳавонинг кўтарилувчи ҳаракатларида ($w>0$) иссиқликнинг конвектив узатилиши $\gamma>\gamma_a$ бўлганида мусбат ($\Delta T_k>0$), $\gamma<\gamma_a$ бўлганида манфий ($\Delta T_k<0$) бўлади.

б) ҳавонинг пастга тушувчи ҳаракатларида ($w<0$) иссиқликнинг конвектив узатилиши $\gamma<\gamma_a$ бўлганида мусбат ($\Delta T_k>0$), $\gamma>\gamma_a$ бўлганида манфий ($\Delta T_k<0$) бўлади.

Хусусий ҳолда улкан антициклон ичида турғун стратификацияланган ҳаво массасидаги ҳавонинг пастга тушувчи ҳаракатлари маълум баландликда ҳаво ҳароратининг ортишига ва ҳарорат инверсиясининг пайдо бўлишига олиб келади.

Агар ҳавонинг вертикал ҳаракатлари булут ичида (тўйинган нам ҳавода) кузатилса, ҳароратнинг локал ўзгаришлари учун формула қуйидагича ёзилади:

$$\Delta T_k = w(\gamma - \gamma'_a)\Delta t,$$

бу ерда γ'_a – ҳароратнинг нам адиабатик градиенти.

Циклонларда, нам ҳавога нисбатан турғун стратификацияланган ($\gamma<\gamma'_a$) ҳавода кузатилувчи катта ҳаво массаларининг кўтарилувчи ҳаракатлари циклоннинг марказий қисмида ҳавонинг совишига олиб келади.

Агар ҳавонинг вертикал ҳаракатлари бўлмаса ($w=0$) ёки атмосфера стратификацияси бефарқ ($\gamma=\gamma_a$ ёки $\gamma=\gamma'_a$) бўлса, фазонинг фиксирланган нуқтасида ҳароратнинг конвектив ўзгаришлари нолга тенг бўлиши келиб чиқади.

6.6. Ер сирти яқинида ҳаво ҳароратининг ўзгариши

Психрометр будка кузатиш сатҳида, яъни Ер сиртидан 2,0 м баландликдаги ҳаво ҳароратининг ўзгариш хусусиятларини кўриб чиқайлик. Бу сатҳда ҳаво ҳарорати ер сиртидан иссиқликни ҳавога узатувчи турбулент алмашинув ва радиацион жараёнлар таъсирида ўзгаради. Бу иссиқликнинг бир қисми бевосита ер сиртига тегиб турган энсиз ҳаво қатламида ютилади. Иссиқликнинг қолган қисми юқорироқдаги элементар қатламга узатилади ҳамда бу ерда ютилади. Иссиқлик юқорига узатилиш жараёни шу тартибда давом этаверади. Бу жараён оқибатида Қуёш кўтарилганидан сўнг энг пастки қатламлардан бошлаб ҳаво ҳарорати кўтарилиб боради. Элементар ҳаво қатлами қанчалик баландда жойлашса, бу қатламларда ҳаво ҳароратининг кўтарилиши шунчалик кечикади.

Шундай қилиб, ҳаво ҳарорати суткалик юришда ер сирти ҳароратининг кетидан баландликлар бўйича маълум вақтга кечикиш билан ўзгариб боради. Одатда ўрта кенгликларда ёзда эрталаб ҳаво ҳарорати соат 9-10 гача тез кўтарилади, кейин кўтарилиш секинлашади. Максимум соат 14-15 да, яъни тушдан 2-3 соат кейин кузатилади. Бундан кейин ҳарорат аввал секин, соат 17-18 дан кейин эса тезроқ пасаяди. Ҳарорат минимуми Қуёш чиққан вақтда

кузатилади. Ҳароратнинг бундай суткалик юриши турғун очик об-ҳаво шароитларига хос.

Сув сирти устида кундузги максимум кечроқ, соат 16-17 да, яъни тушдан 4-5 соат кейин кузатилади.

Ҳароратнинг суткалик юришига булутлилик миқдори ва тури, ёғин ва айниқса адвекция катта таъсир кўрсатади. Шу сабабли ҳарорат минимуми кундузги соатларга, максимум эса тунга силжиши мумкин. Суткалик ҳарорат юриши умуман бўлмаслиги, ёки суткалик ўзгариш эгри чизиғи мураккаб шаклга эга бўлиши мумкин.

Бироқ, кўп йиллик давр учун ўртача суткалик ҳарорат юриши синусоидага яқин эгри чизиқ шаклидан иборат бўлади.

Ҳарорат суткалик юришининг муҳим характеристикаларидан бири унинг суткалик амплитудаси, яъни сутка давомидаги ҳароратнинг максимал ва минимал қийматлари ўртасидаги фарқдир. Суткалик амплитуда кўп омилларга боғлиқ.

Биринчи навбатда бу ер сиртининг (қуруқлик ёки сув) таъсиридир. Ҳаво ҳароратининг суткалик амплитудалари океан устида қуруқликка нисбатан бир ва ундан ортиқроқ тартибга кичик бўлади. Тропикларда у бор-йўғи 1-1,5°C ни ташкил этади.

Қуруқликда суткалик амплитудалар тупроқ тури ва унинг ҳолатига (қуруқ, намланган, ўсимлик ёки қор билан қопланган) боғлиқ. Энг катта суткалик амплитудалар қуруқ қумлоқ тупроқ устида кузатилади. Чўл ҳудудларида, шу жумладан Ўрта Осиё чўлларида ҳам ёзда улар 20-25°C ва ҳатто 30°C гача бўлиши мумкин. Зич ўсимлик қоплами устида суткалик амплитуда анча кичик. Қор қоплами устида ҳам суткалик амплитуда кичик бўлади.

Жой рельефининг шакли ҳам маълум таъсир кўрсатади. Жой рельефининг қавариқ шакллари устида (тоғ чўққилари ва ёнбағирлари, дўмликлар) ҳаво ҳароратининг суткалик амплитудаси текисликка нисбатан кичикроқ, рельефнинг ботиқ шакллари (водий ва чуқурликлар) устида эса каттароқ бўлади (Воейков қонуни). Бунинг сабаби шундаки, қавариқ шаклли рельефда ҳаво тўшалма сирт билан камроқ майдонда ўзаро таъсирлашади ҳамда янги ҳаво массалари билан алмашиб, ундан тез олиб кетилади. Ботиқ шаклли рельефда ҳаво сиртдан кўпроқ иссиқлик олади ва кундузги соатларда узоқроқ туради. Тунда эса ҳаво кучлироқ совийди ва ёнбағирлар бўйлаб пастга тушади. Радиация келиши ва эффектив нурланиш кичик бўлган тор дараларда суткалик амплитуда кенг водийларга нисбатан кичикроқ бўлади.

6.7. Атмосферадаги ҳарорат инверсиялари

Ҳарорат инверсияси деганда баландлик бўйича ҳаво ҳароратининг ортиши тушунилади. Ҳарорат инверсиялари тропосферанинг бутун қалинлигига нисбатан етарлича кичик қатламларни эгаллашига қарамай, тропосферада тез-тез кузатилиб туради.

Ҳарорат инверсияси ҳароратнинг кўтарилиши кузатилаётган қатлам

калинлигини ифодаловчи *қуввати* (Δz) ва инверсия қатламининг юқори ва қуйи чегарасидаги ҳароратлар фарқини ифодаловчи *чуқурлиги* (Δt) билан тавсифланади. Инверсия қатламида ҳароратнинг вертикал градиенти ($\frac{\Delta t}{\Delta z}$) манфий қийматга эга.

Атмосферанинг турли қатламларида пайдо бўлувчи инверсиялар бевосита ер сирти устида шаклланувчи *ер сирти яқини инверсиялари* ва ер сиртидан маълум баландликда шаклланувчи *кўтарилган инверсияларга* бўлинади.

Ер сирти яқини ҳарорат инверсияларининг турлари.

Бу инверсияларнинг энг кўп тарқалган тури *радиацион инверсиялар* ҳисобланади. Ер сирти ва унга қўшни бўлган атмосфера қатламларининг тунги радиацион совуши радиацион инверсияларнинг шаклланишига сабаб бўлади. Тунги очик ҳаво ва ер сирти яқинида шамолнинг кучсиз бўлиши инверсиянинг пайдо бўлишида энг яхши шароит ҳисобланади. Бундай шароитлар ер яқини антициклонлари, айниқса уларнинг марказий қисмлари учун хос бўлади. Ёзда Қуёшнинг кўтарилиши ва ер сиртининг исиши билан радиацион инверсиялар емирилади. Йилнинг совуқ даврида радиацион инверсия кундузги вақтда ҳам кузатилиши мумкин.

Радиацион инверсияларнинг қуввати одатда 200-300 м, чуқурлиги эса 10-15°C ва ундан кўпроқни ташкил этади. Арктика ва Антарктида музликлари устида ер яқини радиацион инверсиялари узок вақт сақланиб туриши мумкин.

Очик сув сиртлари устида радиацион инверсиялар камдан-кам пайдо бўлади. Кўпинча *изотермия*, яъни доимий ҳароратга эга бўлган қатлам шаклланади.

Инверсия қатламининг ичида кучли термик турғунлик кузатилганлиги учун вертикал ҳаракатлар ўта сустлашади. Шу сабабдан шаҳар шароитларида радиацион инверсиялар атмосфера қуйи қатламларининг атмосфера аэрозоллари билан кучли ифлосланишига олиб келади.

Орографик инверсия радиацион инверсиянинг кўринишларидан бири ҳисобланади. Очик об-ҳаво кузатилганда рельефнинг ботик шаклларида совуқ ҳаво туриб қолади ва ер сиртига қўшни ҳаво қатламларининг ўта кучли совушига олиб келади. Масалан, тоғ ботиклигида жойлашган Верхоянскда (совуқлик қутби яқинида), қишда ўртача ҳарорат атрофдаги тоғ ёнбағирлардаги ҳароратга нисбатан 10-15°C пастроқ. Фойдали қазилмалар олинувчи карьерлар антропоген келиб чиқишга эга бўлган ботикликлардир. Қиш пайтида улардаги ҳаво ўта кучли ифлосланиши мумкин.

Ер яқини инверсияларининг иккинчи тури *адвектив инверсиядир*. У илиқ ҳаво массаси совуқ ер сиртига кириб келганда пайдо бўлади. Бу қишда илиқ денгиз ҳавосининг совуган қитъага ёки ёзда илиқ қитъа ҳавосининг совуқроқ денгиз сиртига томон ҳаракатланганда кузатилади.

Бу ҳолларда инверсиянинг юқори чегарасида шивалама ёғин берувчи қатламли булутлар шаклланиши мумкин. Намлик етарли бўлганда ер сирти

якинида туман ҳосил бўлади. Бундай инверсияларнинг қуввати бир неча юз метрга етади (500-600 м), чуқурлиги эса нисбатан кичик: 5-6°C.

Қор ёки баҳор инверсияси деб аталувчи инверсия адвектив инверсиянинг кўринишларидан ҳисобланади. У баҳорда, қор қоплами устига ҳаракатланувчи илиқ ҳаво бевосита ер сирти устида совуганда пайдо бўлади. Бундай инверсиянинг қуввати кичик (юз метргача).

Атмосферанинг пастки 1,5-2 км қатламида *чўкиш инверсияси* ёки *сиқилиш инверсияси* деб аталувчи кўтарилган инверсиялар тез-тез пайдо бўлади. Улар кўпинча турғун антициклонларда, ҳам қуруқлик, ҳам денгиз устида катта ҳудудларда ва узоқ вақт давомида кузатилади. Бу инверсиялар ҳавонинг пастлама ҳаракатланиши ва бунда адиабатик исишида пайдо бўлади. Агар тушаётган қатлам аввал турғун стратификацияга эга бўлса, пастлашда у янада турғунлашади ва инверсиянинг шаклланишига олиб келиши мумкин. Гап шундаки, ҳаво массасининг тушишида пастки қатламдаги ҳавонинг ёйилиши юз беради. Бунинг натижасида ҳаво қатламининг юқоридаги қисми вертикал бўйлаб кўпроқ йўлни ўтади ва пастки қисмларга нисбатан кўпроқ адиабатик исийди.

Бу инверсиялар катта қувватга (0,8-1,0 км гача) эга бўлиши мумкин, бироқ уларнинг чуқурлиги кичик ($\Delta t \approx 2-3^\circ\text{C}$). Баъзида улар ер яқини радиацион инверсиялари билан қўшилиши мумкин. Бу ҳолда нафақат катта қувватли, балки чуқур ($\Delta t = 15-20^\circ\text{C}$) инверсия қатлами шаклланади.

Пассат инверсиялари деб аталувчи бундай турдаги кўтарилган инверсиялар субтропик пассатларнинг экватор томонидаги четида қуйи 1-2 км қатламда деярли доим кузатилади.

Кўтарилган инверсиялар булут қатламлари устида ҳам шаклланиши мумкин. Бунда ҳавонинг пастлама ҳаракати катта ўрин тутати. Булут қатламининг устида тушаётган ҳаво адиабатик исийди. Булутнинг ўзида эса ҳавонинг нам адиабатик совуши юз беради. Бу икки жараён динамик келиб чиқишга эга бўлган *булут усти инверсиясининг* ҳосил бўлишига олиб келиши мумкин.

Динамик инверсиялар қуйи сатҳ найсимон оқимлари деб аталувчи минимал шамол тезликлари соҳасида ҳосил бўлади. Шамолнинг катта тезликларида (най ўқида 15 м/с ва ундан катта) ҳавонинг юқори ва қуйи қатламлардан ўзига хос сўриб олиниши юз беради. Юқори қатламлар пастлайди ва қуруқ адиабатик исийди, қуйи қатламлар эса кўтарилади ва адиабатик совийди. Бу жараёнларнинг натижасида яхши шаклланган ҳарорат инверсияси пайдо бўлади.

Ер сиртидан ихтиёрий баландликда *фронтал инверсиялар* кузатилиши мумкин. Улар фронтал зоналарнинг вертикал кесишмасида ҳосил бўлади. Вертикал бўйлаб совуқ фронт илиқ фронт билан кесишадими, ёки илиқ фронт совуқ фронт билан кесишадими, бундан қатъий-назар пастдаги совуқ ҳаводан юқоридаги илиқроқ ҳавога ўтиш содир бўлади.

6.8. Ҳароратнинг тропосферадаги тақсимооти

Ҳароратнинг барча кенгликларда баландлик бўйича камайиши тропосферадаги вертикал ҳарорат тақсимотининг ўзига хос хусусияти ҳисобланади. Яримшар бўйича ўртача вертикал ҳарорат градиенти $0,65^{\circ}/100$ м ни ташкил қилади. Бироқ, кенглик ва баландликка боғлиқ ҳолда ўртача қийматдан сезиларли четланишлар кузатилади.

30° ш.к. дан шимолда чегаравий қатламда (таҳминан 1,5 км баландликкача) бутун йил давомида ўртача вертикал градиентлар тропосферанинг бошқа қисмларига нисбатан кичик бўлади. Қиш ва баҳорда бу қатламда 60° ш.к. дан шимолда одатда ҳароратнинг *инверсион* тақсимоти кузатилади. Ўрта кенгликларда ўртача вертикал ҳарорат градиентлари қишда $0,05-0,10^{\circ}\text{C}/100$ м дан ёзда $0,44^{\circ}\text{C}/100$ м гача ўзгаради.

Ўрта ва юқори тропосферада вертикал градиентлар чегаравий қатламга нисбатан катта. Ўрта кенгликларнинг ўрта тропосферасида градиент қишдан ёзга $0,40$ дан $0,55^{\circ}\text{C}/100$ м гача, юқори тропосферада эса - $0,60$ дан $0,70^{\circ}\text{C}/100$ м гача ўзгаради.

Қуйи кенгликларда қуйи тропосферадаги вертикал градиентлар ўрта кенгликларга нисбатан анча катта: йилнинг барча мавсумларида $0,50^{\circ}\text{C}/100$ м атрофида бўлади. Қуйи кенгликларнинг ўрта тропосферасида улар $0,50-0,60^{\circ}\text{C}/100$ м, юқори тропосферасида эса – $0,70-0,75^{\circ}\text{C}/100$ м ни ташкил қилади.

Тропосферанинг барча сатҳларида энг юқори ҳарорат (термик экватор) июлда 20° ш.к. яқинида, январда эса географик экватор яқинида кузатилади.

Тропопауза тропосферадан стратосферага ўтувчи қатлам сифатида кенглик ва йил мавсумига боғлиқ ҳолда катта ҳарорат тебранишларига учрайди.

Энг баланд (16-17 км) ва совуқ (-76° дан -82°C гача) тропопауза экваториал соҳада кузатилади. Ўрта кенгликларда тропопауза ёзда 9-10 км ва қишда 11-12 км баландликда жойлашади. 50° ш.к. да бутун йил давомида унинг ҳарорати таҳминан -55°C га тенг. Энг паст тропопауза (8-9 км) қутбий соҳада кузатилади. Унинг ҳарорати қишда -56°C , ёзда эса -44°C атрофида бўлади.

Қуйи кенгликларда тропосфера қалинлиги ва тропопауза баландлигининг ортишини интенсивлиги ер сиртига келаётган қуёш радиациясининг оқимида боғлиқ бўлган вертикал алмашинувнинг таъсири билан тушунтириш мумкин. Бу оқим катта бўлган жойларда катта баландликларгача тарқалувчи интенсив турбулент (конвектив) алмашинув ривожланади.

Субтропик кенгликларда ($30-40^{\circ}$) тропопауза узунлиқларининг мавжуд бўлиши тропопауза баландлигининг кенгликлар бўйича тақсимотининг ўзига хос хусусиятидир. Экваториал ва тропик кенгликларда тропопаузанинг баландлиги 16-17 км ташкил қилади ва кенглик бўйича кам ўзгаради. Ўрта ва юқори кенгликларда тропопауза 8-12 км баландликда жойлашади, шу билан бирга қутбга томон тропопаузанинг аста-секин пастлаши кузатилади. Тропопауза узилиш ҳудудининг кенглиги 2000-2300 км га етади, унинг

қалинлиги эса 2-3 км бўлади.

МАВЗУНИ ЎРГАНИШ УЧУН ТАВСИЯ ЭТИЛАДИГАН АДАБИЁТЛАР РЎЙХАТИ

1. Атмосфера. Справочник. -Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 512 с.
2. Кедровский В.Н., Стернзат Л.С. Метеорологические приборы. –Л.: Гидрометеоиздат, 1955. – 544 с.
3. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. -Л.: Гидрометеоиздат, 2000. – 778 с.
4. Петров Ю.В., Эгамбердиев Х.Т., Холматжанов Б.М. Метеорология и климатология. Учебник. Ташкент, НУУз, 2005. – 333 с.
5. Петров Ю.В., Эгамбердиев Х.Т., Холматжанов Б.М. Сборник задач и упражнений по физике атмосферы. Учебное пособие. Ташкент, НУУз, 2007. – 120 с.
6. Руководство к лабораторным работам по экспериментальной физике атмосферы. Под ред. Л.Г.Качурина, А.И.Мержеевского. –Л.: Гидрометеоиздат, 1969. – 512 с.
7. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. В 2-х т. -Л.: Гидрометеоиздат, 1978. Т.І – 247 с., Т.ІІ – 319 с.
8. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. -Л.: Гидрометеоиздат, 1963. – 620 с.

VII МАВЗУ. АТМОСФЕРАНИНГ СУВ РЕЖИМИ

7.1. Ер шарида намлик айланиши ҳақида умумий маълумотлар

Ер шарида сувнинг доимий айланиши содир бўлиб туради. Атмосферага сув океанлар ва материклардан буғланиш натижасида келиб қўшилади. Атмосферада у конденсацияланади ва бунинг натижасида булут ҳосил бўлади, ёғинлар юзага келади ва ер юзасига ёғади.

Сув айланишининг бутун занжири кўриб чиқамиз. Ҳозирги вақтда уни *атмосферада намлик айланиши* деб аташ қабул қилинган.

Ўртача кўп йиллик намлик айланиши қуйидагилар билан характерланади. Қитъаларда дарёларнинг сиртдаги оқими ёғинлар миқдорининг буғланишдан катта бўлганлиги ҳисобига шаклланади. Океанларда буғланиш ёғинлар миқдоридан 110 мм га ортиқ. Бу сув буғининг ортиқча миқдори ҳаво оқимлари билан қитъаларга етиб келиб, бу ерда конденсацияланади ва булутлар ҳосил бўлади.

Атмосфера сув буғи ва сув кўринишида ўртача $1,29 \cdot 10^{13}$ кг намликни ўзида ушлаб туради. Бу келтирилган сув қатламининг 25,5 мм ини ташкил қилади. Бир йилда ёққан ёғинларнинг миқдори 1131 мм га тенглигини ҳисобга олсак, бир йилда атмосферадаги сув буғи 45 маротаба ёки 8,1 суткада бутунлай алмашади. Таққослаш учун – океанларда сувнинг тўла алмашиши 2500 йилда 1 марта кузатилади.

Ер атмосферасининг энергетик режимида сув буғининг роли бекиёс. 1 см^2 Ер сиртидан қалинлиги 113,1 см га тенг бўлган сув қатламининг буғланишига тахминан $2,82 \cdot 10^5$ Ж энергия миқдори сарфланади. 1 см^2 юзали атмосферанинг устуни бир йилда $7,6 \cdot 10^5$ Ж энергияни ютади. Шундай қилиб, ютилган энергиянинг 30% буғланишга сарфланади. Буғланишга сарфланадиган иссиқлик сарфига тенг бўлган атмосферадаги сув буғининг конденсацияланишидан ҳосил бўладиган иссиқлик узатилиши атмосфера учун $2 \cdot 10^{12}$ кВт га тенг бўлган кинетик энергиянинг генерация тезлигидан тахминан 15 марта катта.

7.2. Турбулент атмосферада сув буғининг кўчиши тенгламаси

Атмосферада сув буғининг тарқалиши ўртача тезликли тартибланган кўчиш ва турбулент алмашинувдан ташкил топади. Молекуляр диффузия фақат буғланаётган сиртга бевосита яқин жойда, яъни буғланаётган сиртдан бир неча мм масофада сезиларли аҳамиятга эга.

Тўйинмаган ҳаво учун турбулент атмосферада сув буғи узатилиши тенгламасини келтириб чиқарамиз. Ҳаракатланаётган заррача учун сув буғининг масса улуши ўзгармас бўлганлиги сабабли, сув буғининг турбулент оқими унинг масса улуши градиентига мутаносиб бўлади:

$$Q_x = -k'_b \rho_b \frac{\partial s}{\partial x}; \quad Q_y = -k'_b \rho_b \frac{\partial s}{\partial y}; \quad Q_z = -k_b \rho_b \frac{\partial s}{\partial z}$$

бу ерда k'_b – сув буғининг турбулент диффузия коэффиценти, k_b – турбулентлик коэффиценти, ρ_b – сув буғининг зичлиги.

Таъкидлаш керакки, ҳаво намлигининг бошқа характеристикалари (мутлақ ва нисбий намлик, сув буғининг парциал босими, шудринг нуқтаси ҳарорати) ҳаво заррачасининг ҳаракати давомида ўзгаради.

Сув буғининг оқими бу бирлик вақт ичида оқимга перпендикуляр бўлган бирлик юзадан оқиб ўтган сув буғининг миқдоридир ($\text{кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$).

Узатилиш ва оқим ўзаро боғлиқ эканлигидан:

$$\rho \varepsilon_b = -\text{div} \vec{Q}$$

Демак, бирлик вақт давомида (1 с) бирлик ҳажмга сув буғининг турбулент узатилиши қуйидагига тенг:

$$\varepsilon_b = \frac{\partial}{\partial x} \left(k'_b \rho_b \frac{\partial s}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k'_b \rho_b \frac{\partial s}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_b \rho_b \frac{\partial s}{\partial z} \right)$$

Бундан кейин сув буғининг турбулент диффузия коэффиценти турбулентлик коэффицентиغا тенг ($k'_b = k$) деб ҳисоблаймиз.

Тенглама таркибидаги ҳадларнинг тартиб қийматлари бир хил эмас – горизонтал турбулент узатилишни ифодаловчи ҳадларнинг тартиб қийматлари вертикал турбулент узатилишни ифодаловчи ҳаддан бир-икки тартибга кичик. Шу сабабли:

$$\varepsilon_b = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \rho_b \frac{\partial s}{\partial z} \right)$$

Ҳаракатланаётган ҳаво заррачасида сув буғи масса улушининг вақт бўйича ўзгариши унинг тўлиқ ҳосиласи $\frac{ds}{dt}$ билан характерланади. Ҳаво заррачасида сув буғи миқдорининг ўзгариши қуйидагига тенг бўлади:

$$\rho \frac{ds}{dt} = \varepsilon_b \quad \text{ёки} \quad \rho \frac{ds}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \rho_b \frac{\partial s}{\partial z} \right)$$

Тўлиқ ҳосилани x, y, z, t координаталари бўйича хусусий ҳосила орқали ифодалаб:

$$\frac{ds}{dt} = \frac{\partial s}{\partial t} + u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} + w \frac{\partial s}{\partial z}$$

$\frac{\partial s}{\partial t}$ га нисбатан қуйидагини топамиз:

$$\frac{\partial s}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} \right) - w \frac{\partial s}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial s}{\partial z} \pm \frac{m}{\rho}$$

Бу турбулент атмосферада сув буғининг кўчиши тенгламасидир.

Бу тенгламага мувофиқ, фазонинг маълум нуқтасида сув буғи масса улушининг ўзгариши қуйидаги жараёнлар билан белгиланади.

1. Горизонтал йўналишда ўртача оқим билан сув буғининг тартибланган кўчиши – *сув буғининг адвекцияси*. Агар ҳаво s нинг қийматлари катта ҳудуддан унинг қийматлари кичик ҳудудига кўчса, сув буғи масса улушининг ортиши $\frac{\partial s}{\partial t} > 0$ кузатилади. Ҳақиқатдан ҳам, ҳаво

оқимини x ўқи бўйича йўналтирсак ($u>0, v=0$), y ҳолда $\frac{\partial s}{\partial x} < 0, \frac{\partial s}{\partial t} > 0$. Аксинча бўлганида эса $\frac{\partial s}{\partial x} > 0$, сув буғининг масса улуши адвекция таъсирида камайади $\frac{\partial s}{\partial t} < 0$.

2. Вертикал оқимлар билан сув буғининг тартибланган кўчиши – *сув буғининг конвекцияси*. Агар буғ улуши вертикал бўйича камайса $\frac{\partial s}{\partial z} < 0$, y ҳолда кўтарилувчи ҳаво оқимларида ($w>0$) кўрилатган сатҳда сув буғининг масса улуши вақт ўтиши билан ортади $\frac{\partial s}{\partial t} > 0$. Пастга тушувчи ҳаво ҳаракатларида ($w<0$), y камаяди $\frac{\partial s}{\partial t} < 0$. Бундай вазият атмосферада тез-тез кузатилади.

3. Турбулент диффузия натижасида сув буғининг кўчиши. Вертикал йўналишда турбулент диффузиянинг роли жуда катта. Турбулент аралаштириш ҳисобига диффузия сув буғи масса улушининг вертикал бўйича текис тақсимланишига олиб келади. Турбулент диффузия йўли билан горизонтал йўналишда сув буғининг кўчиши ниҳоятда кичик. Лекин, тўшалган сиртнинг хусусиятлари кескин ўзгарадиган жойларда (масалан, денгиз соҳили) горизонтал турбулент диффузиянинг улуши ҳисобга олиниши керак.

4. Тенгламадаги охириги ҳад сувнинг фазавий ўтишлари натижасида (буғланиш, конденсация) ҳаво заррачасида сув буғининг ортиши ёки камайишини характерлайди. Бу ерда m – бирлик вақт ичида бирлик ҳажмда конденсацияланган (ёки буғланган) сув буғи (ёки сувнинг) массасидир.

7.3. Табиий шароитда буғланиш. Буғланувчанлик

Молекуляр-кинетик назарияга мувофиқ, буғланиш шундай жараёнки, унинг давомида суюқликнинг маълум бир қисми сиртдан узилиб чиқиб кетади. Кўрилатган ҳароратда бу молекулаларнинг ўртача кинетик энергияси сиртга яқин бўлган суюқлик қатламидаги қўшни молекулаларнинг тортиш кучини енгитишга етарли бўлади. Бу жараён давомида бажарилган иш буғланиш иссиқлигига тенг бўлади. Сув учун 0°C ҳароратда буғланиш иссиқлиги 2500 кЖ/кг , 100°C га тенг бўлган ҳароратда – 2258 кЖ/кг га тенг бўлади.

Амалий мақсадларда қиймати бирлик вақт мобайнида бирлик юзадан буғланган сув массасига тенг бўлган *буғланиш тезлиги* ҳисобланади. 1 м^2 юзадан буғланган 1 мм қалинликли сув 1 кг массага тенг бўлади. Демак, буғланиш тезлиги кг/м^2 ёки мм/с да ўлчанади. Табиий шароитларда буғланиш тезлиги кўп омилларга боғлиқ. Дальтон қонунига асосан, буғланиш тезлиги намлик дефицитига (етишмаслигига), яъни буғланаётган сирт ҳароратида тўйинган сув буғининг парциал босими E_s ва ҳаводаги сув буғининг парциал босим e ўртасидаги фарққа мутаносиб. Бундан ташқари

буғланиш тезлиги ҳаво босими P га тескари мутаносиб. Лекин бу омилни фақат тоғли ҳудудларда ҳисобга олиш лозим. Текисликда ҳаво босимининг тебранишлари ҳисобга оладиган даражада эмас.

Умумий кўринишда қуйидаги эмпирик ифодани қўллаб буғланиш тезлигини аниқлаш мумкин:

$$V = k \frac{E_s - e}{P} f(\vartheta),$$

бу ерда k – буғланаётган сиртнинг ўлчами ва турига боғлиқ бўлган мутаносиблик коэффиценти, $f(\vartheta)$ – шамол тезлигининг буғланиш тезлигига таъсирини ҳисобга олувчи функция.

Ифодадан кўришиб турибдики, $E_s - e$ айирма қанча катта бўлса, буғланиш тезлиги шунча катта бўлади. Агар буғланаётган сувнинг ҳарорати ҳаво ҳароратидан катта бўлса, у ҳолда E_s кўрилаётган ҳаво ҳароратидаги тўйиниш босимидан E дан катта бўлади. Бунда ҳаводаги сув буғи тўйиниш ҳолатида бўлса ҳам буғланиш давом этаверади, чунки $e = E_s$ бўлсада $E < E_s$. Агар буғланаётган сирт ҳаводан совуқроқ бўлса, у ҳолда етарлича катта нисбий намликда $E_s < e$ бўлиб қолиши мумкин. Бундай шароитда ҳавода тўйиниш бўлмаса ҳам сиртга конденсация бошланиши мумкин.

Сув ҳавзалари ўлчамининг буғланиш тезлигига таъсири қуйидагида. Барча сув ҳавзаларини учга бўлиш мумкин: кичик (диаметри 1 км дан кам), чегараланган (диаметри 1 км дан 100 км гача) ва чексиз (диаметри 100 км дан ортиқ).

Чексиз сув ҳавзалари устида ҳаво ҳарорати, намлиги ҳамда шамол тезликлари (фазо ва вақт бўйича) нисбатан секин ўзгаради. Демак, сув буғининг кўчиш тенгламасидаги адвектив ва конвектив ҳадларнинг, шунингдек, шамолнинг буғланиш тезлигига таъсири катта бўлмайди.

Кичик сув ҳавзалари устида сув ва қуруқлик ўртасидаги ҳаво ҳарорати ва намлигининг горизонтал фарқлари катта бўлади. Қуруқлик устидан тўйинмаган ҳавонинг адвекцияси намлик дефицитини орттириб, шамол тезлигига боғлиқ равишда буғланишни кучайтиради.

Бир хил турдаги ер сиртлари учун *ҳақиқий буғланиш* ёки *буғланиш* ва *мумкин бўлган буғланиш* ёки *буғланувчанлик*ни ажратиш мумкин.

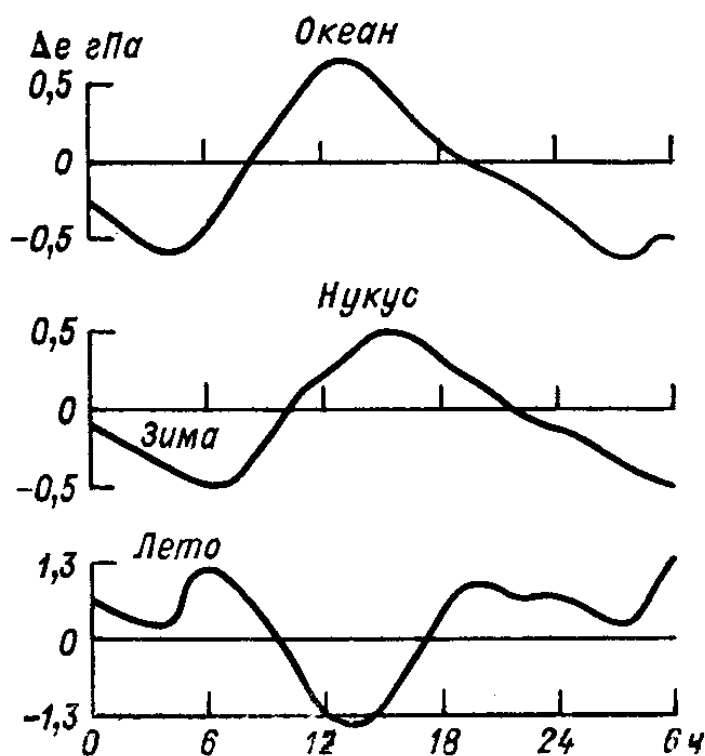
Буғланувчанлик деб, намлик заҳираси билан чекланмаган, мумкин бўлган максимал буғланишга айтилади. Сув ҳавзаси ёки ортиқча намланган тупроқ юзасидан буғланиш катталиги буғланувчанлик катталигига мос келади. Ортиқча намланган ҳудудларда ҳақиқий буғланиш буғланувчанликка яқин, қуруқчил ҳудудларда буғланиш буғланувчанликдан анча кичик бўлади.

7.4. Атмосферада ҳаво намлигининг ўзгариши

Атмосферага сув буғининг қўшилишини таъминловчи ягона жараён Ер сиртидан сувнинг буғланишидир. Сув буғи эластиклиги e , мутлақ намлик a ва сув буғи масса улуши s нинг суткалик ўзгариши, ҳаво ҳарорати суткалик ўзгариши каби кўп йиллик ўртача қийматларида алоҳида кунлар бўйича қийматларига нисбатан яққолроқ кўринади.

Юқорида санаб ўтилган ҳаво намлиги характеристикалари суткалик ўзгаришларининг икки тури ажратилади.

Биринчи тур ҳаво ҳарорати суткалик ўзгариши каби оддий суткалик ўзгаришга эга. Суткалик максимум кундузи, ҳаво ҳарорати энг юқори қийматларига эришганида, минимум эса – Қуёш чиқишидан олдин кузатилади. Бу тур мунтазам буғланиш имконияти бор бўлган жуда нам, шу билан бирга кучсиз вертикал намлик алмашинуви кузатиладиган жойларга хос. Шу сабабли мазкур суткалик ўзгариш кенг сув сиртлари ва қишда қитъалар учун характерли (12-расм).



12-расм. Сув буғи босимининг тропик океанда ва чўлда (Нукус) қиш ва ёзда суткалик ўзгариши. Δe - ўртача суткалик қийматларидан четланиш.

Суткалик ўзгаришнинг иккинчи тури йилнинг илик, сув буғининг босими, мутлақ намлик ва сув буғининг масса улуши s иккиланган суткалик ўзгаришга эга бўлган пайтда, қитъалар ичкарасида кузатилади (12-расмга қаранг). Биринчи минимум ҳаво ҳарорати минимуми кузатилганда эришилади. Сўнг соат 9-10 ларгача ҳаво ҳарорати ортиши билан намлик характеристикалари ҳам тез ортади. Бундан кейин намлик камаяди ва соат 15 ларда иккинчи минимум кузатилади. Қуруқ ва иссиқ ҳудудларда бу минимум

асосий ҳисобланади. Иккинчи минимумдан кейин намлик қийматлари яна орта бошлайди ва соат 21-22 ларда иккинчи максимумга эришади, сўнгра намлик эрталабки минимумгача камаяди.

Ҳаво намлиги иккиланган суткалик ўзгаришининг сабаби қуруқлик устида кундузги соатларда конвекциянинг ривожланиши ҳисобланади. Қуёш чиқиши билан тупроқ исий бошлайди. Бу билан бирга буғланиш ортади ва Ер юзаси яқинида буғ эластиклиги ортади. Бироқ соат 8-10 лар атрофида Ер юзаси яқинидаги қатламда нотурғун стратификация юзага келади ва конвекция етарлича ривожланади. Конвекция жараёнида сув буғи унинг градиенти йўналишида, яъни пастдан юқорига кўчади. Бу кундузи Ер юзаси яқинида буғ миқдорининг камайишига олиб келади. Кечга томон конвекция кучсизланади, исиган тупроқ устидан буғланиш эса ҳали юқори. Шу сабабли Ер юзаси яқинидаги қатламда буғ миқдори орта бошлайди. Бироқ тунги соатларда буғланиш жуда камайиб кетади, ҳаво совишида Ер юзасидан сув буғи конденсацияланади ва шудринг ҳосил бўлади. Буғ эластиклигининг тунги камайиши шунга боғлиқ.

Тоғ станцияларида буғ эластиклигининг суткалик ўзгариши ҳарорат ўзгаришига параллел: максимум тушдан кейин, конвекция сув буғини юқори қатламларга интенсивроқ олиб кета бошлаганда юзага келади. Тоғ станцияларида амплитуда кичик ва экстремал қийматлар кечикади.

Нисбий намликнинг суткалик ўзгариши буғ ҳақиқий эластиклигининг e суткалик ўзгариши ва тўйинган буғ босимининг E суткалик ўзгаришига боғлиқ. Бироқ, у бевосита ҳароратнинг суткалик ўзгариши билан боғлиқ. Буғ босими e умуман, сутка давомида кам ўзгаради; тўйинган буғ босими E ҳарорат билан бирга кескин ўзгаради. Шу сабабли нисбий намликнинг суткалик ўзгариши ҳароратнинг суткалик ўзгаришига етарлича тескари боғлиқ. Ҳарорат пасайганда нисбий намлик ортади, ҳарорат ортганда эса камаяди. Натижада нисбий намликнинг суткалик минимуми ҳаво ҳароратининг суткалик максимумига, яъни тушдан кейинги соатларга мос келади, нисбий намликнинг суткалик максимуми эса ҳаво ҳарорати суткалик минимумига, яъни қуёш чиқишидан олдинги соатларга мос келади.

Баландлик ортиши билан сув буғи эластиклиги, мутлақ намлик ва сув буғининг масса улуши камайиб боради. Пастки 100 м қатламда айтиб ўтилган катталикларнинг тақсимооти логарифмик қонун бўйича етарлича яхши изоҳланади.

Баландлик ортиши билан намликнинг камайиши алоҳида ҳолларда турлича кечади. Бу ҳавонинг аралашуш шароити ва ҳароратнинг вертикал тақсимоотига боғлиқ. Ўртача қилиб олинганда сув буғи босими баландлик ортиб бориши билан камайиб боради. Баландлик ортган сари сув буғи босими билан бирга ҳаводаги мутлақ намлик ҳам тез камайиб боради.

Намлик характеристикаларининг баландлик бўйича тақсимоотини изоҳловчи эмпирик формулалар мавжуд. Хусусан, бу Зюринг-Хргиан формуласи:

$$e = e_0 \cdot 10^{-\frac{z}{6} - \frac{z^2}{120}},$$

бу ерда e_0 – ер юзаси сатҳида сув буғи босими (эластиклиги), z – баландлик (километрларда).

Ўлчов маълумотлари бўйича жами сув буғининг 55% и - пастки 20 км қатламда, 90% и – 0-5 км қатламда ва 99% дан ортиғи тропосферада жойлашган.

Нисбий намлик баландлик бўйича қонуниятга камроқ бўйсуниб ўзгаради. Умуман у баландлик ортиши билан камаяди. Бироқ булут ҳосил бўладиган сатҳда нисбий намлик албатта ортади. Ҳарорат инверсияси мавжуд сатҳларда у ҳарорат ортиши натижасида жуда кескин камаяди.

Мутлақ намликнинг баландлик бўйича тақсимотини билган ҳолда, ер юзаси бирлик майдони устидаги бутун ҳаво устунида қанча сув буғи мавжудлигини ҳисоблаб топиш мумкин. Бу катталики атмосфера устунининг намлик миқдори деб аталади. Ер юзасининг ҳар бир квадрат метр бўлаги устидаги атмосфера ҳавосида 28,5 кг атрофида сув буғи мавжуд.

7.5. Атмосферада сув буғининг конденсацияси ва сублимацияси

Атмосферада ва ер юзаси устида доимо сувнинг бир агрегат ҳолатдан бошқа ҳолатга фазавий ўтиши содир бўлиб туради. График кўринишда бу ўтишлар сув учун фаза ҳолати диаграммаси ёрдамида тасвирланиши мумкин. Диаграммада учта чегара ажратилади, бу чегараларнинг ҳар бирида сув кристалл фаза ҳолатида (муз), суюқ - сув ёки буғ ҳолатида - буғ бўлиши мумкин.

Атмосферада конденсациянинг (сублимациянинг) *зарурий физик шарт*и – бу бирон-бир доимий намлик миқдорига эга бўлган ҳаво ҳажмининг совиши ёки унинг намлик миқдорининг ҳарорат ўзгармас сақланганда ортишидир. Реал атмосферада одатда иккала омил бир вақтда таъсир қилади.

Ҳаво массасининг совиши қуйидагича содир бўлади:

- ҳавонинг адиабатик кўтарилишида ҳароратнинг пасайиши йўли билан;
- нурланиш йўли билан иссиқлик йўқотилиши;
- термодинамик хусусиятлари бўйича икки хил ҳаво массалари орасида турбулент ва молекуляр йўл билан иссиқлик алмашилиши йўли билан.

Ҳаво массасидаги намлик миқдорининг ортиши қандайдир миқдордаги сув буғининг буғланиши ёки намлиги кўпроқ бўлган ҳавонинг бу жойга горизонтал адвекцияси ҳисобига содир бўлади.

Конденсация жараёни бошланиши учун атмосферада *конденсация ядролари* мавжуд бўлиши керак. Бу конденсацион жараёнлар учун *етарли шарт*. Конденсация ядролари мавжуд бўлмаса тўйиниш саккиз марта юқори бўлганда ҳам конденсация томчилари ҳосил бўлмас эди.

Тадқиқотлар шуни кўрсатадики, атмосферада шундай конденсация ядролари учрайдики, уларнинг ўлчамлари 10^{-7} дан 10^{-3} см гача бўлиши мумкин.

Конденсация ядроларини уларнинг ўлчамларига қараб уч гуруҳга бўлиш мумкин:

- $5 \cdot 10^{-7}$ дан $2 \cdot 10^{-5}$ см радиусли заррачалар, улар *айткен ядролари* деб аталади:

- $2 \cdot 10^{-5}$ дан 10^{-4} см радиусли заррачалар, улар *йирик ядролар* деб аталади:

- 10^{-4} см дан катта радиусли заррачалар *гигант конденсация ядролари*.

Конденсация ядролари баландлик бўйича нотекис тақсимланади.

7.6. Туманлар. Уларнинг таснифлари. Географик тақсимооти

Туман деб бевосита ер юзаси устидаги ҳавода муаллақ ҳолатдаги конденсация маҳсулотларининг (сув томчилари, муз кристаллари ёки иккаласи биргаликда) тўпланиб қолишига айтилади, бунда горизонтал кўриниш узоклиги 1 км ва ундан ҳам кам бўлиши мумкин.

Кўриниш масофаси 1 км ва ундан ортиқ бўлганда ҳаводаги муаллақ томчи ва муз кристаллари тўплами *туман пардаси* (сийрак туман) деб аталади.

Туман қатлами юқори чегарасининг баландлигига қараб шартли равишда қуйидагиларни ажратиш мумкин:

- ер устидаги туманлар (баландлиги 2 м гача);

- қуйи (2-10 м);

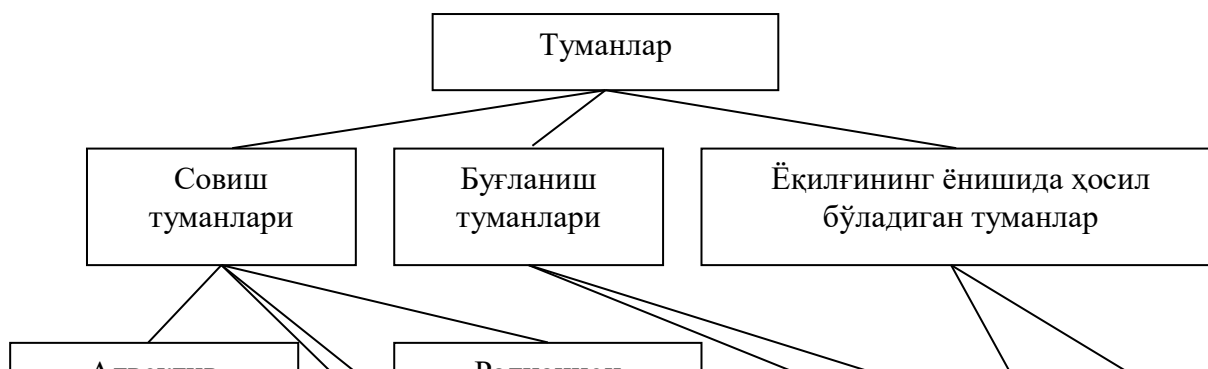
- ўрта (10-100 м);

- баланд (100 м дан баланд).

Шуни таъкидлаймизки, туман ва туман пардасидан ташқари кўринишнинг ёмонлашиши чанг ёки тутун ҳисобига ҳам бўлиши мумкин. Бу ҳодиса *зубор* деб аталади. Унда нисбий намлик 100% дан анча кам.

Туманларни таснифлаш принципи турлича бўлиши мумкин. Микротаркибий характеристикалари бўйича туманларни суюқ-томчили, кристалл, аралаш ва тутун, чанг ва саноат чиқиндилари заррачаларидан ташкил топган қаттиқ (смог) кўринишларга ажратиш мумкин. Туманлардаги томчилар ўлчамларининг тақсимооти бўйича монодисперс ва полидисперсларга ажратилади. Туманлар одатда интенсивлигига қараб қуйидагича бўлинади: кучсиз – кўриниш масофаси 500-1000 м, мўътадил – кўриниш масофаси 100-500 м ва кучли – кўриниш масофаси 100 м дан кам.

Ҳосил бўлишининг физик шароитига кўра туманларнинг қуйидаги таснифи қабул қилинган (13-расм). Туманлар икки синфга бўлинади. *Совиш туманлари* ва *буғланиш туманлари*. Ҳарорат ўзгариши характериға боғлиқ ҳолда совиш туманлари радиацион ва адвектив туманларга бўлинади, буғланиш туманлари эса сув юзаси устидан буғланиш туманлари ва ёмғир томчилари буғланиши (фронтал) туманларига бўлинади.



13-расм. Туманларнинг таснифи.

Ҳар хил турдаги туманлар ҳосил бўлишининг метеорологик шароитларини кўриб чиқамиз.

1. *Адвектив туманлар* катта совуқ юза устидан ҳаракатланаётган илиқ ҳаво массаларида юзага келади, яъни ҳаво массалари қуйи кенгликлардан юқори кенгликларга кўчаётганда ёки қишда илиқ денгиздан совуқ қуруқлик устига, ёзда илиқ қуруқлик устидан совуқ денгизга, ҳамда денгизнинг илиқ жойи устидан совуқ жойи устига кўчганида юзага келади (масалан, Ньюфаундленд олдида ҳаво Гольфстрим оқими соҳасидан Лабрадор оқими соҳасига кўчганда).

Қуруқликда адвектив туманлар қуйи ва юқори кенгликлар орасида ҳамда қуруқлик ва денгиз орасида сезиларли ҳарорат фарқи мавжуд бўлганда асосан кузда ва қишда кузатилади. Денгизда улар баҳор ва ёзда кўпроқ кузатилади.

Адвектив туманлар юзлаб метр баландга чўзилиб боради. Улар шамолнинг катта тезликларида юзага келади, шунинг учун уларда томчилар коагуляциси содир бўлади ва шивалама характерга эга бўлади. Бу туманлардаги энг йирик томчилар ёғади.

Адвектив туманлар пайдо бўлиши учун қулай метеорологик шароитлар қуйидагича:

- совуқ тўшалган сиртга келган илиқ ҳаво массасининг катта нисбий намлиги;
- ҳаво массаси ва тўшалган сирт орасида ҳароратнинг катта фарқлари;
- кучсиз ёки ўртача шамол тезликлари (2-5м/с), кучли шамолларда ривожланадиган турбулент алмашинув туман ҳосил бўлишига тўсқинлик қилади;

- юқорига кўтарилган сари сув буғи масса улушининг ортиши ёки ўзгармаслиги, Ер сирти яқинида турбулент алмашинув таъсирида сув буғининг миқдори ортиб боради;
- ўрта турғун стратификация ва нисбатан кучсиз турбулент алмашинув, ўта кучли турғун стратификацияда Ер сиртидан бошлаб ҳавонинг совиши секинлашади ва туман юпқа қатламда ҳосил бўлади.

2. *Радиацион туманлар* икки типга бўлинади: ер сиртидаги ва баланд. Ер сиртидаги туманлар қуруқлик устида очиқ ва сокин тунларда кузатилади. Улар тупроқ ёки қор қопламанинг тунги радиацион совиши билан боғлиқ. Баландлик бўйича улар ўнлаб метрларгагина тарқалиши мумкин. Уларнинг тарқалиши локал характерга эга: пастлик, ботқоқ яқини, ўрмон ўтлоқлари устида доғ ҳосил бўлади. Катта дарёлар устида улар илиқ сув устидаги (тунги соатларда) конвекция натижасида юзага келади.

Ер сиртидаги туманлар сокин ҳавода эмас, тинч об-ҳавода юзага келади, чунки турбулентлик ҳосил бўлиши, совиш ва туман ҳосил бўлишининг юқорига тарқалишини таъминловчи кичик тезликдаги шамол зарур. Бу туманлар ер юзасига яқин инверсия қатламида юзага келади ва кўёш чиққанидан кейин инверсия қатлами билан бирга йўқ бўлиб кетади.

Баланд радиацион туманлар қуруқлик ва денгиз устида, йилнинг совуқ даврида барқарор антициклонларда бир неча юз метр баландликкача кузатилиши мумкин. Бу антициклоннинг қуйи қатламларида ҳавонинг кундан кунга мунтазам совиб бориши натижасида содир бўлади. Бундай туман катта ҳудудлар устида ҳафталаб сақланиб туриши мумкин.

3. *Буғланиш туманлари* бирмунча илиқроқ совуқ сув устидаги совуқ ҳавода кўпинча куз ва қишда юзага келади. Қитъа ичкарасида улар кечқурун ёки тунда қўшни ҳудуд устидан совиған ҳаво оқиб борадиган дарё ва кўллар устида ҳосил бўлади. Буғланиш туманлари шунингдек кечки пайт ёмғир вақтида ёки ундан сўнг, тупроқ нам ва кучли буғланаётган, ҳаво ҳарорати эса пасаяётган вақтда юзага келиши мумкин. Арктик денгизлар устида буғланиш туманлари муз қоплами ёнида очиқ сув устида, муз қопламидан ёки қитъадан кўчаётган бирмунча совуқ ҳавода юзага келади. Болтиқ ва Қора денгиз каби ички денгизлар устида қишда туманлар қуруқликдан совуқ ҳаво массалари кириб келганда ҳосил бўлади. Буғланиш туманлари одатда паға-паға бўлиб, тез тарқалиб кетади, чунки ҳаво пастдан илиқ сув таъсирида исийди. Бироқ, туман ҳосил бўлишига олиб келувчи сабаблар узоқ сақланиб турса, туман ҳам узоқ вақт кузатилади.

7.7. Булутлар. Булутларнинг таснифи

Булут деб ер юзасидан маълум баландликда бўлган сув томчилари ва муз кристалларининг муаллақ ҳолатдаги кўринувчан йиғиндисига айтилади. Булутлар ва туманларнинг ҳосил бўлиш физик шароитлари нуктаи назаридан ҳеч қандай фарқи йўқ. Бироқ булутлар ҳосил бўлишининг метеорологик шароитлари ҳамда уларнинг вертикал баландлиги туманлардагидан фарқ қилади.

Булутлилик атмосфера ҳаракати (динамикаси) майдонига, биринчи навбатда вертикал тезликлар майдонига, таъсир (уни акс таъсир деб аташ мумкин) кўрсатади. Ер иқлимининг шаклланиши ва тебранишларига булутларнинг таъсири катта.

Булут элементларининг ҳолатига қараб булутлар уч синфга бўлинади:

- *Сувли (томчили) булутлар* фақат томчилардан ташкил топган: улар нафақат мусбат ҳароратларда, балки манфий (-10°C дан паст) ҳароратларда ҳам мавжуд бўлиши мумкин. Бу ҳолда улар ўта совиган бўлади, атмосферада бу одатий ҳол;

- *Аралаш булутлар*, ўта совиган томчилар ва муз кристаллари аралашмасидан ташкил топган, одатда улар -10°C дан -40°C гача ҳароратларда мавжуд бўлади;

- *Музли (кристалл) булутлар*, фақат муз кристалларидан ташкил топган, одатда улар -40°C дан паст ҳароратларда мавжуд бўлади.

Булутлар ва туманларнинг макрофизик характеристикалари ўзаро бири-бирига яқин.

Сувли булутларнинг мутлақ сувлилиги $0,01$ дан 3 г/м^3 гача, кристалл булутларда бу анча кам: г/м^3 нинг юздан ва мингдан бир улушида бўлади. Булут томчиларининг ўлчамлари микрометрнинг юздан бир улушидан бошлаб кенг чегарада ўзгаради. Ҳосил бўлиш шароитига ва ривожланиш босқичига қараб булутлар нисбатан бир хил томчилардан ёки турли ўлчамдаги томчилардан иборат бўлиши мумкин. Кристалларнинг эриши ва томчиларнинг ўзаро қўшилиши натижасида $100-200 \text{ мкм}$ гача радиусли томчилар ҳосил бўлади. Бирмунча йирик томчилар булутдан шивалама ёмғир ёки ёмғир кўринишида ёғади.

1 см^3 даги томчилар сони биттадан то юзлаб донагача бўлиши мумкин. Кристаллар сони кам, яъни 1 см^3 да $0,1$ та.

Булутлар классификациясига икки ёндашув қабул қилинган. Уларнинг биринчиси булутларнинг ташқи кўриниши (шакли) ва уларнинг жойлашиш баландлиги асос қилиб олинган булутларнинг морфологик (ёки халқаро) таснифи. Бошқа бир принцип – генетик тасниф –булутларнинг ҳосил бўлиши физик жараёнларининг хусусиятларини акс эттиради.

Булутларнинг халқаро таснифи, булутларнинг ташқи кўриниши бўйича 10 та асосий шаклни ўз ичига олади. Бу тасниф бўйича булутларнинг 4 оиласи (ярус) ажратилади. Ҳар бир оилада булутларнинг бир неча турли хили ажратилади.

Булутлар ҳақидаги умумий маълумотлар қуйидаги жадвалда берилган.

Булутларнинг морфологик (халқаро) таснифи

Оила (ярус)	Шакл	Тур	Турлар сони
А. Юқори ярус	1. Патсимон – <i>Cirrus (Ci)</i>	1. Ипсимон (<i>fibratus, Ci fib.</i>) 2. Зич (<i>spissatus, Ci sp.</i>)	3 2
	2. Патсимон тўп-тўп - <i>Cirrocumulus (Cc)</i>	1. Тўлқинсимон (<i>undulatus, Cc und.</i>) 2. Тўп-тўпсимон (<i>cumuliformis, Cc cuf.</i>)	1 1
	3. Патсимон қатламли - <i>Cirrostratus (Cs)</i>	1. Ипсимон (<i>fibratus, Cs fib.</i>) 2. Тумансимон (<i>nebulosus, Cs neb.</i>)	- -
Б. Ўрта ярус	4. Юқори тўп-тўп - <i>Alto cumulus (Ac)</i>	1. Тўлқинсимон (<i>undulatus, Ac und.</i>) 2. Тўп-тўпсимон (<i>cumuliformis, Ac ful.</i>)	4 4
	5. Юқори қатламли - <i>Altostratus (As)</i>	1. Тумансимон (<i>nebulosus, As neb.</i>) 2. Тўлқинсимон (<i>undulatus, As und.</i>)	3 3
В. Қуйи ярус	6. Тўп-тўп қатламли - <i>Stratocumulus (Sc)</i>	1. Тўлқинсимон (<i>undulatus, Sc und.</i>) 2. Тўп-тўпсимон (<i>cumuliformis, Sc ful.</i>)	3 4
	7. Қатламли - <i>Stratus (St)</i>	1. Тумансимон (<i>nebulosus, St neb.</i>) 2. Тўлқинсимон (<i>undulatus, St und.</i>) 3. Узук-узук (<i>fractus, St fr.</i>)	- - 1
	8. Ёмғирли қатламли - <i>Nimbostratus (Nb)</i>	-	-
	9. Тўп-тўп – <i>Cumulus (Cu)</i>	1. Ясси (<i>humilis, Cu hum.</i>) 2. Ўрта (<i>mediocris, Cu med.</i>) 3. Кучли (<i>congestus, Cu cong.</i>)	1 - 1
Г. Вертикал ривожланган булутлар	10. Ёмғирли тўп-тўп - (<i>Cumulonimbus, (Cb)</i>)	1. Кал (<i>calvus, Cb calv.</i>) 2. Сочли (<i>capillatus, Cb cap.</i>)	1 3

Қутбий кенгликларда юқори қават (ярус) булутларининг пастки чегараси 3 км дан 8 км гача, ўрта кенгликларда 3 км дан 13 км гача тропик кенгликларда 6 км дан 18 км гача баландликларда жойлашган.

Вертикал ривожланган булутларнинг пастки чегараси қуйи қават булутларининг пастки чегарасидан бошланиб, юқори чегараси ўрта қатлам, ҳаттоки, юқори қатлам булутлари чегараларигача кириб боради.

Булутларнинг шаклланишида вертикал ҳаракатлар маълум аҳамиятга эга. Вертикал тезлик ўз йўналишини ўзгартирмайдиган горизонтал булутлиликнинг ўлчамларига боғлиқ равишда вертикал ҳаракатни уч синфга ажратиш мумкин – микромасштабли (пульсацион), мезомасштабли ва макромасштабли. Бу синфларга боғлиқ бўлган булутлар ҳосил бўлишининг *генетик таснифига* кўра булутларнинг уч асосий типи ажратилади: конвектив булутлар, тўлқинсимон булутлар ва кўтарилувчи сирғаниш (фронтал) булутлари.

Конвектив булутлар. Конвектив булутларнинг ҳосил бўлишига олиб келувчи асосий жараёнлар термик конвекция ва турбулент алмашинуви ҳисобланади.

Конвекция атмосферанинг қуйи қатламларидаги алоҳида ҳаво массаларининг исиб кетиши натижасидаги нотурғун стратификация оқибатида юзага келади. Исиб кетган алоҳида ҳаво массалари вертикал бўйлаб юқорига кўтарилиб, адиабатик совийди. Маълум баландликда сувнинг конденсацияланиши бошланади. Бу баландлик аэрологик диаграмма ва эмпирик формула ёрдамида аниқланади:

$$z_k = 122(t_0 - \tau_0),$$

Бу ерда z_k – конденсация баландлиги (метрларда), t_0 – ер яқинидаги ҳавонинг ҳарорати, τ_0 – шудринг нуқтаси.

Конденсация баландлигидан юқорида тўйинган нам ҳавонинг кўтарилиши нам адиабата бўйича юз беради ва бу эркин конвекция баландлигигача давом этади, яъни бу баландлик булутнинг юқори чегарасига мос келади. Конвектив булутларда кўтарилувчи ҳаракат тезлиги 6-9 м/с ни, бироқ алоҳида ҳолларда 25-30 м/с ни ва ундан кўп қийматларни ташкил қилиши мумкин.

Тўлқинсимон булутлар. Атмосферада кўпинча турли амплитуда ва тўлқин узунлигидаги тўлқинсимон ҳаракатлар кузатилади. Бундай ҳаракатлар таъсири остида маълум шароитларда тўлқинсимон булутлар шаклланиши мумкин. Улар вал, плита, қатор ва бошқа қатлам кўринишида горизонт бўйича ўнлаб ва юзлаб километрга чўзилиши мумкин. Бу булутлар нисбатан кичик вертикал қалинликка эга бўлиши мумкин, яъни бир неча ўнлаб ва юзлаб метрлар, баъзида 2-3 км ва ундан ортиқ.

Тўлқинсимон булутларни ҳосил қилувчи тўлқинсимон ҳаракатлар қуйидаги ҳолларда юзага келади:

- гравитацион-кўчувчи тўлқинлар ёки келвин-гелмголд тўлқинлари шаклланадиган инверсия қатламлари ёки кучли турғун стратификацияда;
- турғун стратификацияли ҳаво массалари оқими тоғли тўсиқлардан ошиб ўтганда;

- ячейкалик конвекцияда.

Тоғ тизмасининг шамолга тескари ёнбағрида турғун стратификацияланган ҳаво оқимининг бу тоғ тизмасидан ошиб ўтишида тўлқинлар юзага келади, уларнинг ўрқачида юқори тўп-тўп типдаги булутлар ҳосил бўлади.

Кўтарилувчи ҳаракат булутлари атмосферадаги фронтал бўлиниш сиртлари билан боғлиқ. Фронт совуқ ҳавонинг қия понасини бу ҳавонинг устида ётган илиқ ҳаводан ажратиб туради. Бунда секундига бир неча сантиметр ва ундан ҳам кичик тезлик билан совуқ пона устида ҳаракатланаётган илиқ ҳавонинг кўтарилувчи ҳаракати ривожланади. Катта яхлит ҳажмдаги илиқ ҳавонинг совуқ пона устида секин аста кўтарилиши, бу яхлит ҳажмдаги ҳавонинг адиабатик совишига ва ундаги сув буғининг конденсациясига олиб келади. Натижада илиқ атмосфера фронтининг булутлар тизими вужудга келади. Бу булутлар тизими вертикал бўйича қуйидагича таҳланади: қуйи тропосферада ёмғирли қатламли булутлар, ўрта тропосферада юқори қатламли булутлар, юқори тропосферада патсимон қатламли булутлар.

Совуқ фронтда ҳам тахминан худди шундай булутлар тизими вужудга келади. Бу ерда фарқ шундан иборатки, совуқ фронтнинг булутлар тизими бирмунча тор.

Осмон гумбазининг булут билан қопланганлик даражаси *булут миқдори* ёки *булутлилиқ* деб аталади. Булутлилиқ осмон қопланганлигининг ўнли улушларида баҳоланади (0-10 баллар). Осмон булут билан тўлиқ қопланганда булутлилиқ 10 рақами билан кўрсатилади, осмон мутлақо тиниқ бўлса, 0 рақами билан кўрсатилади. Ўртача қийматларни чиқаришда бирнинг ўндан бир улушларини бериш мумкин. Мисол учун, 5,7 деганда осмоннинг 57% булут билан қопланганлиги тушунилади.

Европа ва МДХда қабул қилинган 10 балли тизимдан фарқли ўлароқ АҚШ да қўпинча 8 балли тизимдан фойдаланилади.

Булутларнинг умумий (умумий булутлилиқ) ва қуйи булутлар (қуйи булутлилиқ) миқдорларини алоҳида баҳолаш қабул қилинган. Баланд ва ўрта булутлар қуёш нурини камроқ тўсади ва амалий жиҳатдан аҳамияти камроқ (масалан авиация учун), шунинг учун қуйи булутлилиқ алоҳида баҳоланади. Бундан кейин сўз фақат умумий булутлилиқ ҳақида боради.

7.8. Ёғинлар ҳосил бўлиши жараёни. Атмосфера ёғинларининг таснифи

Атмосферадан ер сиртига ёғиб тушган сув томчилари ва муз кристаллари *атмосфера ёғинлари* деб аталади. Ёғинлар ерда нам айланишининг бўғинларидан биридир. Қуруқликда намликнинг асосий манбаи - атмосфера ёғинларидир.

Ёғинлар ҳосил бўлишининг физикавий жараёнларини кўриб чиқайлик.

Булут ривожланишининг бошланғич босқичларида энди пайдо бўлган булут элементларининг йириклашишида сув буғининг конденсация жараёни асосий рол ўйнайди. Конденсация булут томчилари юзасига нисбатан

буғнинг кичик ўта тўйиниши ҳисобидан амалга ошади. Булут томчиларининг ўлчамлари ҳар хил бўлганлиги учун, уларга нисбатан тўйинган сув буғининг босими ҳам турлича бўлади. Сув буғининг майда томчиларини йирик томчиларга айлантирувчи ўта конденсация жараёни бошланади. Булутда ўта совуқ ҳолатдаги томчилар билан биргаликда муз бўлакчалари пайдо бўлади ва булут элементлари яна ҳам тез ўса бошлайди. Ўта совуқ ҳолатдаги сув томчилари устидаги тўйинган буғнинг босими муз устидагидан катта бўлганлиги сабабли, ўта совуқ ҳолатдаги томчилардан муз кристалларга сув буғининг ўтиши кузатилади.

Иккинчи босқичда, томчи ва муз кристалларининг катталиги 20-60 мкм гача етганида, булут элементларининг қўшилиши (*коагуляция*) жараёни асосий рол ўйнай бошлайди. Булут элементларининг коагуляцияси асосан уларнинг турли тушиш тезлигига (*гравитацион коагуляция*) боғлиқ. Булут элементларининг турбулент ва Броун ҳаракатига боғлиқ бўлган коагуляция ҳам маълум рол ўйнайди. Коагуляция туфайли томчи ва кристалларнинг катталиги ўнлаб микрометрлардан бир неча миллиметрларгача ўсиши мумкин.

Ёғинлар ҳосил бўлиши назариясидан маълумки, коагуляция ҳисобига томчиларнинг катталишиш тезлиги уларнинг радиуси квадратига пропорционал, конденсация орқали катталашиш тезлиги эса радиусга тесқари пропорционал. Демак, томчиларнинг радиуси катталашган сари коагуляциянинг аҳамияти орта боради.

Булут элементлари катталашиши ва ёғинлар ҳосил бўлиши учун вертикал ҳаракатлар катта аҳамият касб этади. Кўтарилувчан ҳаракатларда ҳаво ҳарорати адиабатик қонун бўйича ўзгаради, бу эса сув буғининг ўта тўйинишига олиб келиб, коагуляция асосий рол ўйнай бошлайдиган томчиларнинг катталигигача конденсацион ўсишни таъминлайди. Кўтарилувчан оқим билан катта баландликка кўтарилган томчилар, пастга тушганда булутда катта масофани босиб ўтади ва коагуляция ҳисобига йирик катталикларгача ўсиб боради.

Ёғинларнинг миқдори горизонтал юзага ёғин пайтида тушган сув ҳосил қилган қатламнинг (сувнинг тупроққа шимилиши, буғланиши, шунингдек сув оқими назарга олинмаганда) миллиметрларда ўлчанган баландлигидир. Баъзи мамлакатларда (АҚШ) ёғинлар миқдори дюймда (1 дюйм=2,52 мм) ўлчанади. Ёққан ёғинларни 1 мм ри 1 м² юзага тушган 1 кг сув миқдорига мос келади.

Ёғинлар булутлардан ёққан ёғинлар ва ер устидаги гидрометеорларга ажратилади.

Булутлардан ёққан ёғинлар элементларнинг тузилиши ва катталигига (*морфологик таснифи*) ҳамда ҳосил бўлишининг физикавий шароитига (*генетик таснифи*) қараб таснифланади. Бундан ташқари ёғинлар агрегат ҳолатига (суюқ ва қаттиқ ёғинлар) қараб ҳам ажратилади.

Агрегат ҳолтига кўра қуйидаги ёғин турлари ажратилади.

Ёмғир – диаметри 0,5-8 мм га тенг томчилардан иборат бўлган суюқ ёғинлар. Каттароқ бўлган томчилар пастга тушаётганда парчаланади. Жала

ёмғирларда, айниқса ёмғир бошланишида, томчиларнинг диаметри буркамадагилардан каттароқ бўлади. Манфий ҳароратларда баъзан ўта совуқ ҳолатдаги томчилар ёғиши мумкин. Ерга тушганда улар музлаб қолади ва муз қатламни ҳосил қилади.

Ёмғир томчиларининг тушиш тезлиги 8-10 м/с етади. Ёмғирлар ёмғирли қатламли (*Ns*) ва ёмғирли тўп-тўп (*Cb*), баъзи баланд қатламдор (*As*) булутлардан ёғиши мумкин.

Шивалама - диаметри 0,05-0,5 мм га тенг, пастга тушиш тезлиги жуда кичик бўлган томчилардан иборат бўлган суюқ ёғинлар. Улар шамол билан горизонтал йўналишда осонгина кўчирилади.

Шивалама қатламли (*St*) ва тўп-тўп қатламли (*Sc*) булутлардан, шунингдек туман тарқалганида ёғиши мумкин. Шиваламанинг интенсивлиги 0,25 мм/соат дан ошмайди, тинч ҳавода томчиларнинг тушиш тезлиги 0,3 м/с дан кичик бўлади.

Қор - мураккаб муз кристаллардан иборат бўлган қаттиқ ёғинлар. Муз кристалларнинг шакллари турли бўлади ва ҳосил бўлиши шароитига боғлиқ. Муз кристалларнинг асосий шакли – олти нурли юлдузчалардир.

Юлдузчалар олтибурчакли ясси сиртлардан ҳосил бўлади, чунки шу ясси сиртларнинг бурчакларида сув буғининг сублимацияси энг тез кузатилади. Бу нурларда, ўз навбатида, тармоқланишлар ҳосил бўлади. Қор юлдузчаларининг диаметрлари турлича бўлади (бир неча мм атрофида). Пастга тушганда қор юлдузчалари бир-бирига қўшилиб катта паға-паға кўринишда ёғади (*лайлак қор*). Нолдан юқори ва нолга яқин бўлган ҳароратларда ҳўл қор ёғади.

Лайлак қорнинг радиуси 0,5 мм дан 5 см гача ўзгариши мумкин, радиуси 15-20 см га етган қор юлдузлари ҳам кузатилган.

Ҳўл қор - қор юлдузчалари, томчилар ёки эриётган юлдузчалар кўринишда ёғаётган ёғинлар. Ер сирти яқинида ҳаво ҳарорати 0°C яқин ёки сал баландроқ бўлгандагина ҳосил бўлади.

Булдуруқ - ўта совуқ сув томчиларининг музлаши ва қорнинг доналашган шаклга келиши натижасида ҳосил бўлган, радиуси 7,5 мм гача етадиган музлаган ёки думалоқ шаклдаги қордан иборат бўлган ёғинлар. Булдуруқларнинг музли ва қорли қисмлари орасидаги ўзаро нисбатига боғлиқ ҳолда уларни қорли доналар, қорли ва музли булдуруқларга бўлишади.

Музли игначалар – олтибурчакли призма ва тармоқланишларсиз ясси сиртлар кўринишда бўладиган муз кристаллардан иборат ёғинлар. Улар кишда паст ҳароратларда қуйи ёки ўрта қаватдаги булутлардан ёғади. Юқори қаватдаги булутлар худди шундай музли игначалардан иборат бўлади.

Музли ёмғир – диаметри 1-3 мм га тенг бўладиган тиниқ музли шарчалардан (ҳавода музлаган ёмғир томчилари) иборат бўлган ёғинлар. Ёғинларнинг бу тури камдан-кам учрайди.

Дўл – диаметри бир неча миллиметрдан 6 см гача ва ундан катта бўладиган шар шаклидаги муз бўлакчаларидан иборат бўладиган қаттиқ ёғинлар. Айрим ҳолларда дўлчаларнинг вазни 300 г ортиқ бўлиши мумкин.

Дўлчалар оқ жилосиз ядро ва унинг устида кетма-кет жойлашган тиниқ ва жилосиз муз қатламларидан иборат бўлади.

Дўлчаларнинг ўлчами ва кўриниши уларнинг ўз «ҳаёти» давомида бир неча маротаба вертикал ҳаво оқимлари билан пастга ва юқорига кўчганлигини исботлайди. Вертикал кўтарилишларда ўта совиган ҳолатдаги томчилар билан тўқнашиши натижасида дўлчаларнинг ўлчамлари ортади. Пастга тушиб, мусбат ҳароратли қатламларда дўлчаларнинг сирти эрийди, юқорига кўтарилганда - яна музлайди ва ҳ.к.

Дўл ҳосил бўлиши учун булутларнинг сувлилиги анча катта бўлиши керак, шу сабабли дўл фақат йилнинг илиқ фаслида ер сирти яқинида баланд ҳароратлар кузатилганда ёғади. Дўл ўрта кенгликларда тез-тез, тропикларда катта интенсивлик билан ёғади. Қутбий кенгликларда дўл кузатилмайди.

Ҳосил бўлишининг физикавий шароитларига (генетик аломати бўйича) кўра ёғинлар учта гуруҳга бўлинади:

- *буркама ёғинлар* - ёмғир ва қор, баъзида ҳўл қор кўринишда ёмғирли қатламли ва баланд қатламли ($Ns-As$) булутлардан ўртача интенсивлик билан кенг майдонларда узоқ муддат ёғадиган ёғинлар;
- *жала ёғинлари* - дўл, булдуруқ, қор ва ёмғир кўринишда ёмғирли тўп-тўп (Cb) булутлардан ёғадиган ёғинлар. Бу ёғинлар бирданига ёға бошлайдиган, қисқа муддатли, интенсивлиги кескин ўзгарадиган характерга эга. Жала ёғиши тез-тез момақалдиروқ ва қасирға билан бирга кузатилади;
- *шивалама ёғинлар* – турғун стратификацияланган ҳаво массаларида ҳосил бўладиган зич қатламли (St) ва тўп-тўп қатламли (Sc) булутлардан ёғадиган ёғинлар.

7.9. Ер сирти гидрометеорлари

Сув буғининг конденсацияси ва сублимацияси бевосита ер сиртида ва ердаги буюмларда кузатилиши мумкин. Агар ер сиртига (тупроқ, ўсимликлар, буюмлар) бевосита тегиб турган ҳавонинг ҳарорати конденсация ёки сублимация нуқтасидан паст бўлиб қолса, сув буғининг фазавий ўтишлари натижасида *ер сирти гидрометеорлари* юзага келиши мумкин. Ер сиртининг ҳароратига қараб суяқ ёки қаттиқ гидрометеорлар ҳосил бўлиши мумкин.

Суяқ гидрометеорларга шудринг ва суяқ қоплама киради.

Шудринг. Шудринг ҳосил бўлишига асосий сабаб тунги нурланиш таъсирида ер сирти ҳароратининг пасайишидир. Ер сиртининг ҳарорати шудринг нуқтаси ҳароратидан паст бўлгандагина конденсация бошланади. Шудринг пайдо бўлишининг зарурий шarti – очик ва тинч (шамолсиз) об-ҳаводир. Бундай шароитда ер сиртининг нурланиши ниҳоятда кучли бўлади.

Буюмларнинг горизонтал сиртларида, ўтларда, ер сиртида конденсация жараёни натижасида ҳосил бўлган майда сув томчилари шудринг деб аталади. Ўсимликларнинг нам бўлмайдиган сиртларида (масалан,

марваридгулда) шудринг томчилари бир-бирига қўшилиб йирик томчиларни ташкил қилади.

Шудринг пайдо бўлиши натижасида бир йилда 10-30 мм, Ўрта Осиё саҳроларида – 30-40 мм гача ёғинлар тушиши мумкин.

Суюқ қоплама – бу булутли ва шамолли об-ҳавода совуқ, кўпинча, вертикал (тик) сиртларда пайдо бўладиган сувнинг юпқа қатламидир. Суюқ юпқа қатламнинг пайдо бўлиш сабаби тунги нурланиши эмас, балки совуқ об-ҳаводан кейин нисбатан илиқ ва нам ҳавонинг адвекциясидир.

Илиқ ва нам ҳаво нисбатан совуқ сиртлар (девор, дарахтларнинг танаси) билан учрашганда у совийди ва унинг таркибидаги сув ушбу сиртларда қисман конденсацияланади. Табиийки, бу жараён шамолга рўпара бўлган сиртларда юзага келади ва сирт майда сув томчилари билан қопланади («терлайди»).

Қиров, қаттиқ қоплама, булдуруқ ва яхмалак *қаттиқ гидрометеорларга* киради.

Ўтларда, тупроқда ва буюмларнинг горизонтал сиртларида узунлиги бир неча миллиметрларга етадиган турли шаклдаги муз кристаллари *қиров* деб аталади. Қировнинг ҳосил бўлиш шароитлари шудринг ҳосил бўлиши билан бир хил, фақат ер сирти ҳарорати манфий бўлиши керак. Совуқ сиртга бевосита тегиб турган ҳаводаги сув буғи сублимация жараёнига учрайди. Қор қопламида ҳам қиров ҳосил бўлади.

Қаттиқ қоплама шамолга рўпара бўлган вертикал сиртларда худди суюқ қоплама ҳосил бўладиган шароитларда юзага келади. Демак, қаттиқ қопламнинг ҳосил бўлиши ҳам нисбатан илиқ ва нам ҳавонинг адвекцияси билан боғлиқ, фақат бу жараён давомида вертикал сиртларнинг ҳарорати манфий бўлиши керак.

Қаттиқ қоплама, одатда, сиртда зич жойлашган майда кристаллар шаклида бўлади. Баъзида у юпқа, текис ва тиниқ муз қатлами кўринишда ҳосил бўлиши мумкин.

Дарахтларнинг шоҳларида, симларда, сим тўрларда ва бошқа ингичка буюмларда ҳосил бўладиган оқ юмшоқ кристаллар *булдуруқ* деб аталади. Булдуруқ, одатда, туманларда қаттиқ аёзларда юзага келади. Ўта совуқ туман томчилари буюмлар билан учрашиб музлайди ва кристаллар ўсишига туртки беради. Булдуруқ буюмларнинг шамолга рўпара бўлган томонида пайдо бўлади. Етарлича кучли шамол булдуруқни осонгина учириб кетиши мумкин.

Ўта кучли совуқ ёмғир томчилари, шивалама ёки кучли туман томчиларини музлатиши натижасида ер сиртида ва буюмларда зич муз қатламининг пайдо бўлиши *яхмалак* деб аталади. Яхмалак бевосита сублимация жараёнининг натижаси эмас, балки унинг ҳосил бўлиши учун атмосферадан ўта совуқ ҳолатдаги томчилар ёғиши керак.

Яхмалак манфий ҳароратларда (0° дан 15° гача) ҳосил бўлади. Ўта совуқ ҳолатдаги томчилар ер сиртига тушиб музлаб қолади.

Тиниқ ва хира (жилосиз) яхмалаклар ажратилади. Хира (жилосиз) яхмалак майдароқ томчиларда (шивалама) ва пастроқ ҳароратларда пайдо

бўлади. Музнинг қалинлиги бир неча сантиметргача етиши ва шоҳларнинг синушига, симларнинг узилишига олиб келиши мумкин. Яхмалак вақтида ҳар 1 м симда 10 г дан 1 кг гача муз қоплами ҳосил бўлади. Симлардаги музнинг оғирлиги таъсирида симёғочларнинг синуши кузатишган. Бундай шароитларда кўчалар ва йўллар муз билан тўлиқ қопланади, тоғ ўрмонларида эса шаклсиз катта муз парчалари ҳосил бўлади. Денгиз иқлимига эга бўлган тоғли ҳудудларда яхмалак кўп кузатилади.

Муз билан қопланиш – яхмалакка яқин ҳодиса. Бу булутлар, туманлар ва ёғинлар ўта совиган томчиларининг самолёт ва бошқа учиш аппаратлари, шунингдек куруклик ва денгиз транспортлари сиртида музлаши жараёнидир.

МАВЗУНИ ЎРГАНИШ УЧУН ТАВСИЯ ЭТИЛАДИГАН АДАБИЁТЛАР РЎЙХАТИ

1. Атмосфера. Справочник. -Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 512 с.
2. Кедролыванский В.Н., Стернзат Л.С. Метеорологические приборы. –Л.: Гидрометеоиздат, 1955. – 544 с.
3. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. -Л.: Гидрометеоиздат, 2000. – 778 с.
4. Петров Ю.В., Эгамбердиев Х.Т., Холматжанов Б.М. Метеорология и климатология. Учебник. Ташкент, НУУз, 2005. – 333 с.
5. Петров Ю.В., Эгамбердиев Х.Т., Холматжанов Б.М. Сборник задач и упражнений по физике атмосферы. Учебное пособие. Ташкент, НУУз, 2007. – 120 с.
6. Руководство к лабораторным работам по экспериментальной физике атмосферы. Под ред. Л.Г.Качурина, А.И.Мержеевского. –Л.: Гидрометеоиздат, 1969. – 512 с.
7. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. В 2-х т. -Л.: Гидрометеоиздат, 1978. Т.І – 247 с., Т.ІІ – 319 с.
8. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. -Л.: Гидрометеоиздат, 1963. – 620 с.

VIII МАВЗУ. АТМОСФЕРА ДИНАМИКАСИ АСОСЛАРИ

8.1. Атмосферада таъсир этувчи асосий кучлар

Атмосфера тўхтовсиз ҳаракат ҳолатида бўлади. Иссиқлик алмашинуви жараёнлари билан белгиланадиган босимнинг нотекис тақсимооти бу ҳаракатнинг асосий сабабидир. Атмосфера ҳаракатларини юзага келтирувчи кучларни кўрайлик.

Атмосферада таъсир этаётган кучлар масса (ҳажм)га ва сиртга таъсир этувчи кучларга бўлинади. Биринчи кучларга кўрилаяётган ҳаво заррачаси билан ёндош бошқа ҳаво заррачаларининг бор-йўқлигидан қатъий назар масса (ёки ҳажм)нинг ҳар бир элементиға таъсир этувчи кучлар киради. Уларға *огирлик кучи* ва *инерцион* – Ер шари айланишининг четлантирувчи (*Кориолис*) ва *марказдан қочма* кучлар киради.

Сиртга таъсир этувчи кучлар кўрилаяётган ҳаво массаси (ҳажми)нинг атроф-муҳит билан ўзаро таъсири натижасида юзага келадиган кучлардир. Бу кучлар кўрилаяётган ҳажмнинг ташқи сиртидаги заррачаларға кўйилган бўлади. Уларға *барик градиент* ва *қовушқоқ шиқаланиш* кучлари киради.

Юқорида санаб ўтилган кучларни кўриб чиқайлик.

Огирлик кучи g – бу Ер шари маркази томон йўналган тортиш кучи $\vec{F}$ ва айланиш радиус-вектори бўйича йўналган марказдан қочма куч $\vec{C}$ ларнинг перпендикуляр ташкил этувчилари айирмасидир:

$$g = G \frac{M}{R^2} - \omega^2 R \cos^2 \varphi,$$

бу ерда $G = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3/\text{кг} \cdot \text{с}^2$ – гравитацион доимий, M – Ер массаси, R – Ернинг ўртача радиуси, $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ – Ер айланишининг бурчак тезлиги, φ – географик кенглик.

Оғирлик кучининг энг катта қийматлари кутбларда, энг кичик қиймати – экваторда кузатилади.

Ер айланишининг четлантирувчи кучи (Кориолис кучи). Бу инерцион куч бурчак тезлиги $\vec{\omega}$ га тенг бўлган Ернинг суткалик айланиши билан боғлиқ. У фақат ҳаво заррачаси ер сиртиға нисбатан $\vec{V}$ тезлик билан ҳаракатланаётгандагина юзага келади.

Умумий ҳолда, бирлик ҳаво ҳажмиға таъсир этаётган Кориолис кучи қуйидагига тенг бўлади:

$$\vec{K} = 2\rho(\vec{V} \times \vec{\omega}),$$

бу ерда ρ – ҳаво зичлиги, ω – Ернинг айланиш ўқи бўйича шимолий кутб томон йўналган вектор.

Кориолис кучининг x, y, z ўқларига проекциялари қуйидагича:

$$\left. \begin{aligned} K_x &= 2\rho(\omega_z v - \omega_y w) \\ K_y &= 2\rho(\omega_x w - \omega_z u) \\ K_z &= 2\rho(\omega_y u - \omega_x v) \end{aligned} \right\},$$

бу ерда u, v, w – $\vec{V}$ тезлик векторининг проекциялари, $\omega_x, \omega_y, \omega_z$ – $\vec{\omega}$ векторнинг мос равишда x, y, z ўқларға проекциялари.

Қўшилувчиларнинг миқдорларини таққослаш кўрсатадики, $K_z \ll K_x$, $K_z \ll K_y$ ва w нинг қиймати u ва v ларга нисбатан 2-3 тартибга кичикдир. Демак, қуйидагини ёзиш мумкин:

$$K_x = 2\rho\omega_z v, \quad K_y = -2\rho\omega_z u.$$

Кориолис кучининг горизонтал ташкил этувчиси қуйидагига тенг бўлади

$$K_s = \sqrt{K_x^2 + K_y^2} = 2\rho\omega_z V$$

бу ерда $\omega_z = \omega \sin \varphi$ – Ер айланиши бурчак тезлигининг вертикал ташкил этувчиси, $V = \sqrt{u^2 + v^2}$.

Ҳаво заррачасининг ҳаракат йўналишига нисбатан кориолис кучининг таъсир йўналишини аниқлайлик. X ўқининг мусбат йўналишини ғарбдан шарққа, y ўқининг мусбат йўналишини эса – жанубдан шимолга танлайлик. Унда шамол ғарбдан шарққа йўналган бўлса $u > 0$, жанубдан шимолга йўналган бўлса $v > 0$. Шарқий шамол учун $u < 0$, шимолий шамол учун $v < 0$.

Мос равишда Кориолис кучининг x ва y ўқларига проекциясининг ишораси танланади. Шимолий яримшарда $\omega_z > 0$, жанубий яримшарда – $\omega_z < 0$.

Энди, x ўқини шамол йўналиши бўйича йўналтирсак, қуйидагига келамиз: $u > 0$, $v = 0$ $K_x = 0$, $K_y < 0$. Шундай қилиб, Кориолис кучи ҳаракатдаги ҳаво заррачасини шимолий яримшарда ҳаракат йўналишига нисбатан ўнг томонга оғдиради. Мос равишда жанубий яримшарда ҳаво заррачаси чап томонга оғади.

Барик градиент кучи – бу босимнинг нотекис тақсимоли натижасида юзага келувчи кучдир. Изобарик сиртлар сатҳ сиртларига нисбатан маълум бурчак остида жойлашган бўлади.

Расмдан кўриниб турибдики, ABCD ҳажмга таъсир этаётган барча босим кучлари натижаловчисининг абсолют қиймати $P - (P + dP) = -dP$ га тенг бўлади. Унинг йўналиши изобарик сиртга перпендикулярнинг мусбат йўналиши билан бир хил бўлади.

Бирлик ҳажмга таъсир этаётган босим кучлари натижаловчисининг модули қуйидагига тенг:

$$-\frac{dP}{dN} = G,$$

бу ерда dN – қўшни изобарик сиртлар орасидаги масофа.

Босим градиентининг x , y ва z ўқларига проекцияси қуйидагича бўлади:

$$-\frac{dP}{dx}, -\frac{dP}{dy}, -\frac{dP}{dz}.$$

Барик градиентининг горизонтал ташкил этувчиси қуйидагича ёзилиши мумкин:

$$G_2 = -\frac{dP}{dn}.$$

Бу куч таъсирида ҳавонинг горизонтал ҳаракати (шамол) юзага келади. G_2 , одатда, *барик градиент* деб аталади.

Қовушқоқ ишқаланиш кучлари. Ҳаракатдаги ҳавонинг турли ҳажмлари ҳар хил тезликлар билан ҳаракатланганда қовушқоқ ишқаланиш кучлари юзага келади.

Атмосферада шамол тезлиги вертикал градиентининг қиймати унинг горизонтал градиентидан бир неча тартибга катта бўлганлиги учун, шамол тезлигининг баландлик бўйича ўзгариши билан боғлиқ бўлган кучлар энг катта аҳамият касб этади.

Бирлик ҳаво ҳажмига таъсир этаётган қовушқоқ ишқаланиш кучи қуйидагича ёзилади:

$$\vec{R} = \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial \vec{V}}{\partial z},$$

бу ерда η – динамик қовушқоқлик коэффициенти, A – турбулент қовушқоқлик коэффициенти.

Бу кучнинг x, y, z ўқларига проекциялари:

$$\left. \begin{aligned} R_x &= \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial u}{\partial z} \\ R_y &= \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial v}{\partial z} \\ R_z &= \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial w}{\partial z} \end{aligned} \right\}$$

Миқдорий баҳолашлар кўрсатадики, Ер сирти ғадир-будирлигининг таъсири атмосферанинг бир неча юз метрлардан 1-1,5 км баландликларгача тарқалади. Бу қатлам *атмосферанинг чегаравий қатлами* деб аталади ва бу ерда босим градиенти ҳамда Кориолис кучлари билан бир қаторда қовушқоқ ишқаланиш кучларини ҳам ҳисобга олиш лозим.

Эркин атмосферада бошқа кучларга нисбатан ишқаланиш кучларининг таъсири катта эмас. Лекин, шамол тезлигининг градиенти катта бўлган жойларда ишқаланишни ҳисобга олиш керак. Бу фронтал зоналарга, тез ҳаво оқимларига ва бошқа атмосфера объектларига тааллуқли.

Марказдан қочма куч ҳаво заррачаси эгри чизиқли траектория бўйлаб ҳаракатланганда ҳосил бўлади:

$$\vec{C} = \rho \frac{\vec{V}^2}{r},$$

бу ерда r – траекториянинг эгрилик радиуси, $\vec{V}$ – шамол тезлиги.

8.2. Турбулент атмосфера учун ҳаракат тенгламалари

Ньютоннинг иккинчи қонунига мувофиқ жисм массасининг унинг тезланишига кўпайтмаси шу жисмга таъсир этувчи кучларнинг геометрик йиғиндиси тенг:

$$\rho \frac{d\vec{V}}{dt} = \vec{G} + \vec{K} + \vec{P} + \vec{R}$$

Бу тенглама *атмосферанинг вектор кўринишидаги ҳаракат тенгламасидир*.

Кучларнинг x, y ва z ўқлари бўйича проекцияларини қўллаб, координата кўринишидаги атмосферанинг ҳаракат тенгламалари тизимини ҳосил қиламиз:

$$\left. \begin{aligned} \rho \frac{du}{dt} &= -\frac{\partial P}{\partial x} + 2\rho(\omega_z v - \omega_y w) + \rho g_x + \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial u}{\partial z} \\ \rho \frac{dv}{dt} &= -\frac{\partial P}{\partial y} + 2\rho(\omega_x w - \omega_z u) + \rho g_y + \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial v}{\partial z} \\ \rho \frac{dw}{dt} &= -\frac{\partial P}{\partial z} + 2\rho(\omega_y u - \omega_x v) + \rho g_z + \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial w}{\partial z} \end{aligned} \right\}$$

Тенгламалар тизимини соддалаштириш мақсадида қуйидаги фикрларни ҳисобга оламиз:

- тезликнинг вертикал ташкил этувчиси w горизантал ташкил этувчиларидан (u ва v) кичик;
- тизимнинг учинчи тенгламаси таркибига кирган ҳадларнинг тартиб қийматларини ҳисобга олиб, уни статика тенгламаси кўринишига олиб келиш мумкин;
- тенгламаларнинг чап ва ўнг томонларини ρ га бўлиб, чап томонда тезланиш проекцияларини ҳосил қиламиз;
- η ва A ларни v ва k билан алмаштирамиз.

Унда тизим қуйидаги кўринишда ёзилади:

$$\left. \begin{aligned} \frac{du}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + 2\omega_z v + \frac{\partial}{\partial z}(v+k) \frac{\partial u}{\partial z} \\ \frac{dv}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - 2\omega_z u + \frac{\partial}{\partial z}(v+k) \frac{\partial v}{\partial z} \\ -\frac{\partial P}{\partial z} &= \rho g \end{aligned} \right\}$$

Ҳаво идеал газ каби, муҳит узуликсизлиги шартига жавоб беради. Физик нуқтаи назардан бу газ (суюқлик) массасининг йўқолмаслигини англатади. Узуликсиз муҳитлар учун *узуликсизлик тенгламаси* ўринли бўлади. Уни келтириб чиқарамиз.

Бирлик вақт ичида оқимга перпендикуляр бўлган бирлик юзадан ҳаво массасининг оқими ҳаво зичлиги ва оқим тезлиги кўпайтмасига тенг бўлади. x , y ва z ўқларига оқимнинг проекциялари ρu , ρv ва ρw га тенг бўлади.

Бирлик вақт ичида бирлик ҳажмга ҳаво массасининг оқиб келиши тескари ишора билан олинган оқим дивергенциясига тенг:

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

Бу *узуликсиз муҳит* ёки *узуликсизлик тенгламасидир*.

8.3. Геострофик шамол. Шамолнинг барик қонуни

Агар ҳаво заррасига фақат босим горизантал градиенти кучигина таъсир этганида, Ньютоннинг иккинчи қонунига мувофиқ, унинг ҳаракати ўзгармас тезланишга эга бўларди. Сон жиҳатдан бирлик массага нисбатан ҳисобланган $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n}$ горизантал барик градиент кучининг қийматига тенг бўлган бу тезланишнинг тартибини аниқлайлик. Нормал атмосфера

шароитида ($P_0=1000$ гПа, $T_0=273$ К) ҳаво зичлиги $1,273$ кг/м³ га тенг. Горизонтал барик градиентни 1 гПа/100 км га тенг деб оламиз. У ҳолда, ρ ва $\frac{\partial P}{\partial n}$ ларнинг сон қийматларини $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n}$ ифодага қўйиб, тезланиш тахминан 10^{-3} м/с² га тенг эканлигини топамиз.

Ҳаво зарраси паст босим томонга ҳаракатланишни бошлаши билан, тезликка нормал бўйлаб ўнгга йўналган (шимолий яримшарда) Кориолис кучи пайдо бўлади. Кориолис кучининг пайдо бўлиши ҳаво заррасининг ўз ўқи атрофида айланаётган Ерга нисбатан, яъни ноинерцион санок системасига нисбатан ҳаракатланишига боғлиқ. Бу ҳолда ер сирти, яъни ҳаракатланаётган ҳаво зарраси билан боғлиқ бўлган координаталар системаси Ернинг суткалик айланиши жараёнида ҳаракатланаётган ҳавода бурилади. Бунда ҳосил бўладиган бирлик массага тўғри келувчи тезланиш $2\omega \sin \varphi \cdot V$ га тенг. Шамол тезлиги $V=10$ м/с бўлганда 30° кенглик учун бу тезланишнинг тартибини аниқлаймиз. Ер айланма ҳаракатининг бурчак тезлиги $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5}$ с⁻¹ эканлигини ҳисобга олсак, Кориолис тезланиши $0,75 \cdot 10^{-3}$ м/с², яъни босим горизонтал градиенти кучининг тезланиши тартибида бўлади.

Ҳаво зарраси Кориолис кучи таъсири остида бу куч босим горизонтал градиенти кучи билан мувозанатга келгунча ўнгга бурилади. Бундай ҳолат ҳаво изобаралар бўйлаб ҳаракатланишни бошлаганда юз беради. Бундай тўғри чизиqli бир текисдаги ишқаланишсиз ҳаракат *геострофик шамол* дейилади (14-расм). Геострофик шамол тезлигини заррага таъсир этувчи кучларнинг мувозанати шартидан аниқлаш мумкин:

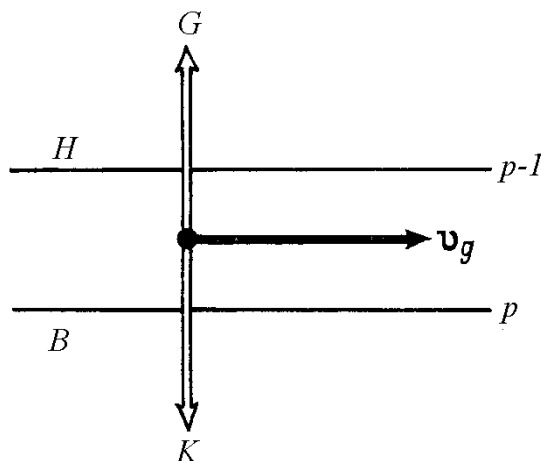
$$\vec{G} = \vec{K} \quad \text{ёки} \quad -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n} = 2\omega \sin \varphi \cdot V_g$$

Бундан:

$$V_g = -\frac{1}{2\omega \rho \sin \varphi} \cdot \frac{\partial P}{\partial n} \quad \text{ёки:} \quad V_g = -\frac{1}{l\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial n}$$

ни ҳосил қиламиз, бу ерда $l=2\omega \sin \varphi$ – кориолис параметри.

Юқоридаги мулоҳазалардан геострофик шамол йўналиши изобаралар билан мос тушиши келиб чиқади. Шу билан бирга, агар шамол йўналиши томонга юзланиб турилса, *паст босимли соҳа шимолий яримшарда чапда, жанубий яримшарда ўнгга* жойлашади. Бу қоида *шамолнинг барик қонуни* деб юритилади.



14-расм. Геострофик шамолни аниқлашга доир.

p ва $p-1$ – изобаралар, H – паст атмосфера босими соҳаси, B – юқори атмосфера босими соҳаси, G – босим горизонтал градиенти кучи, K – Кориолис кучи, V_g – геострофик шамол тезлиги.

8.4. Геострофик шамолнинг баландлик бўйича ўзгариши

Эркин атмосферада ҳароратнинг нотекис тақсимотига боғлиқ равишда босим горизонтал градиентининг ўзгаришлари таъсирида шамолнинг тезлиги ва йўналиши ўзгариб туради.

Шундай қилиб, ихтиёрий z баландликдаги геострофик шамолни бошланғич сатҳдаги геострофик шамол $\vec{V}_g^{(1)}$ ва z_1 дан z гача бўлган қатламдаги ҳароратнинг горизонтал градиентига боғлиқ шамоллардан иборат бўлган вектор йиғинди кўринишида ифодалаш мумкин:

$$\vec{V}_g = \vec{V}_g^{(1)} + \Delta \vec{C}_x.$$

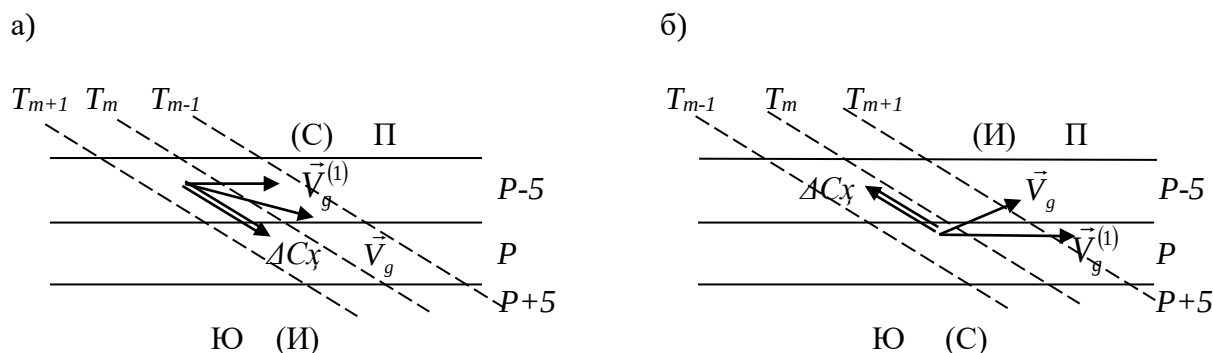
$\Delta \vec{C}_x$ – қўшимча *термик шамол* деб аталади.

Термик шамол қатламнинг ўртача ҳарорат изотермалари бўйлаб йўналган, унинг модули эса қатламдаги ҳароратнинг горизонтал градиенти ва шу қатламнинг қалинлигига пропорционал. Z_1 сатҳдаги горизонтал барик градиентнинг мутлақ қиймати ва $z-z_1$ қатламдаги ўртача ҳароратнинг горизонтал градиенти, шунингдек бу градиентлар орасидаги бурчакка боғлиқ ҳолда геострофик шамолнинг турли вертикал профиллари кузатилади. Алоҳида қизиқиш уйғотувчи икки ҳолни кўриб чиқамиз (15-расм).

Биринчи ҳолда (15а-расм) илиқ соҳадан (и) совуқ соҳага (с) кўчиш юз беради, яъни *илиқ адвекция* кузатилади. Шамол тезлиги вектори баландлик ортиши билан ўнгга бурилади ва йўналиши изотермаларга (узиқ чизиклар) яқинлашади.

Иккинчи ҳолда (15б-расм) совуқ соҳадан (с) илиқ соҳага (и) кўчиш юз беради, яъни *совуқ адвекция* кузатилади. Бунда шамол тезлиги вектори баландлик ортиши билан чапга бурилади.

Шундай қилиб, *эркин атмосферада шамолнинг ўнгга бурилиши билан илиқ адвекция, чапга бурилиши билан совуқ адвекция боғлиқ бўлади.*



15-расм. Геострофик шамолнинг баландлик бўйича ўзгариши.

а) илиқ адвекциядаги ўнгга бурилиш,

б) совуқ адвекциядаги чапга бурилиш.

8.5. Циклон ва антициклонларда градиент шамол

Ишқаланиш бўлмаган ҳолда ҳавонинг доиравий изобаралар бўйлаб турғунлашган горизонтал ҳаракатини кўрайлик. Бу ҳолда ҳаво заррасига босимнинг горизонтал градиенти ва Кориолис кучларидан ташқари марказдан қочма куч ҳам таъсир қилади. Циклонда ҳам, антициклонда ҳам кузатилиши мумкин бўлган бундай ҳаракат *градиент ёки геоциклострофик шамол* деб аталади.

Циклонда ҳаво заррачаси горизонтал барик градиент кучи таъсирида тезланиш олиб, радиус бўйлаб циклон марказига интилади. Ҳаракат юзага келган заҳоти ҳаво заррасини 90° бурчак остида ўнг томонга (шимолий яримшарда) четлантирувчи Кориолис кучи пайдо бўлади. Шамол йўналишининг ўзгариши ва тезликнинг ортиши барик градиент, Кориолис ва марказдан қочма кучлар мувозанатга келгунича кузатилади. Шундай қилиб, циклонда мувозанатлашган ҳаракатда ҳаво заррачаси изобаралар бўйлаб шимолий яримшарда соат милага қарама-қарши йўналишда (жанубий яримшарда соат мили бўйича) ҳаракатланади. Изобаралар бўйлаб йўналган бу текис ҳаракат *градиент шамол* деб аталади.

Циклондаги градиент шамолида учта кучнинг мувозанати юзага келади: босим градиенти Кориолис ва марказдан қочма кучларни мувозанатлайди (16а-расм). Демак:

$$-\vec{G} = \vec{K} + \vec{C} \text{ ёки } -\frac{\partial P}{\partial r} = l\rho v_{gr} + \frac{\rho v_{gr}^2}{r},$$

бу ерда r – циклон марказигача масофа, v_{gr} – циклондаги градиент шамол тезлиги.

Бу квадрат тенгламанинг v_{gr} га нисбатан ечими қуйидаги кўринишга эга:

$$v_{gr} = -\frac{lr}{2} + \sqrt{\frac{l^2 r^2}{4} + 4 \frac{r}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r}}.$$

Циклон марказида ($r=0$) градиент шамол доим нолга айланиши кўриниб турибди. Марказдан узоқлашиш билан изобаралар қуюқлиги сақланганда градиент шамол тезлиги ортади.

Тропик (φ кичик бўлган) кенгликлардаги циклонларда Кориолис кучи қиймати жуда кичик бўлади ва бу ерда барик градиент кучи асосан марказдан қочма куч билан мувозанатланади. Нотурғун стратификацияланган атмосферада юзага келган қуюн, торнадо ва вертикал ўқли кичик уюрмаларда, заррачалар траекториялари радиуси жуда кичик бўлади (баъзида ўнлаб метрларга тенг ва ундан кичик). Бу ҳолда марказдан қочма кучларга нисбатан Кориолис кучининг таъсири эътиборга олинмайди. Унда айланишнинг ихтиёрий йўналишларида барик градиент ва марказдан қочма кучлар ўртасида мувозанат кузатилиши мумкин. Шунинг учун ҳам кичик уюрмаларда ҳаво заррачалари ҳам соат мили бўйлаб, ҳам унга тескари йўналишда ҳаракатланиши мумкин.

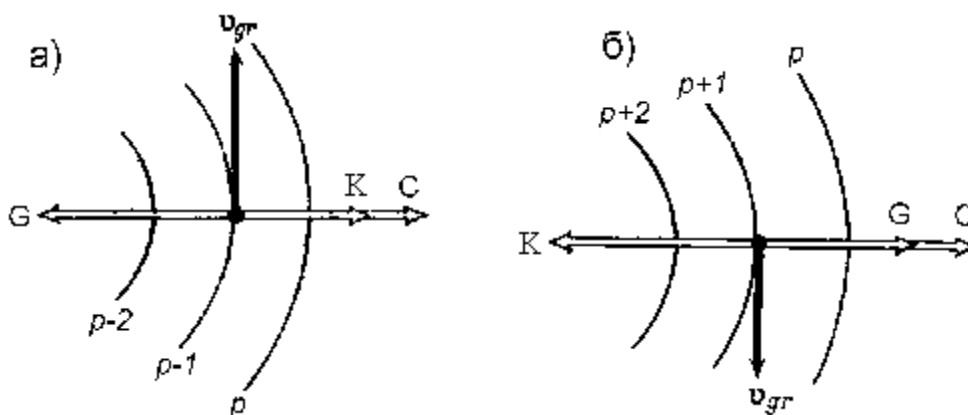
Антициклонда ҳам учта кучнинг мувозанати кузатилади: кориолис кучи босимнинг горизонтал градиенти ва марказдан қочма кучлар йиғиндиси билан мувозанатланади (16б-расм):

$$-\frac{\partial P}{\partial r} + \frac{\rho v_{gr}^2}{r} = l\rho v_{gr} \quad \text{ёки} \quad v_{gr}^2 - lr v_{gr} - \frac{r}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r} = 0$$

Унинг ечими қуйидагича бўлади:

$$v_{gr} = \frac{lr}{2} \pm \sqrt{\frac{l^2 r^2}{4} + 4 \frac{r}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r}}.$$

Стационар антициклон марказида ($r=0$) шамол нолга тенглашиши келиб чиқади. Марказдан узоқлашганда шамол тезлиги ортади.



16-расм. Циклон (а) ва антициклондаги (б) градиент шамол.

p , $p-1$ ва $p-2$ – изобаралар, G – босимнинг горизонтал градиенти кучи, K – Кориолис кучи, C – марказдан қочма куч, v_{gr} – градиент шамол тезлиги.

Циклондан фарқли антициклонда градиент шамол тезлиги чекланган. Бу антициклонда $\frac{\partial P}{\partial r} < 0$ (марказдан узоқлашган сари босим камаяди)

эканлиги билан тушунтирилади. Шу сабабли тенгламада илдиз остидаги ифода $\frac{\partial P}{\partial r}$ модулининг жуда катта қийматларида нолга тенглашиши мумкин.

16-расмдан кўриниб турибдики, шимолий яримшарда циклонда ҳаво доим соат милага қарши, антициклонда эса соат миля бўйлаб ҳаракатланади. Жанубий яримшарда ҳаво ҳаракатининг йўналиши қарама-қаршига ўзгаради.

8.6. Атмосферанинг чегаравий қатламида ишқаланишнинг шамол тезлиги ва йўналишига таъсири

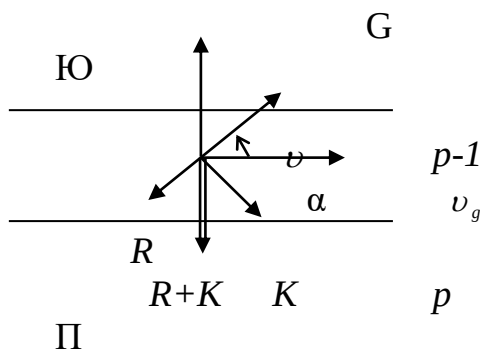
Ер сирти яқинида ишқаланиш ва ёпишиш кучлари таъсирида шамол кучли сусаяди, яъни шамол тезлиги ер сирти ва z_0 қалинликли энсиз қатламда нолга айланади. Бу қатлам ғадир-будирлик қатлами дейилади. Ғадир-будир сиртда шамол тезлиги қуйидаги сабабга кўра нолга айланади. Ҳаво молекулалари сирт нотекисликларига урилади ва илгарилама ҳаракат тезлигини йўқотади. Улар бошқа молекулалар билан хаотик тўқнашиб уларнинг ҳаракат тезлигини камайтиради. Молекуляр ишқаланиш кучи ҳосил бўлади.

Ишқаланиш кучи шамол йўналишига қандай таъсир кўрсатишини кўриб чиқамиз. Ишқаланиш кучи мавжуд бўлганда ҳавонинг тўғри чизиқли текис ҳаракатини фараз қиламиз. Бундай ҳаракат учта куч: босим градиенти, кориолис ва ишқаланиш кучларининг мувозанатида юз беради (17-расм). Ишқаланиш кучи доим тезлик векторига қарама-қарши бўлгани учун босим градиенти кучи кориолис ва ишқаланиш кучларининг вектор йиғиндиси билан мувозанатланиши керак. 42-расмдан кўриниб турибдики, шамол тезлиги изобаралар бўйлаб йўналмайди, балки улар билан кесишиб, улардан чапга паст босим томонга бурилади. Циклонда ҳавонинг доиравий изобаралар бўйлаб ҳаракатланишида циклоннинг пастки қатламларида шамол соат милага қарши эсади ва изобараларни кесиб ўтиб циклоннинг марказига йўналади. Оқим чизиқлари ўтказилса, улар соат милага қарши буралувчи ва циклоннинг марказида йиғилувчи спираллардан иборат бўлади. Яъни циклон маркази йиғилиш нуқтаси ҳисобланади (18а-расм).

Антициклонда ҳаво соат миля бўйлаб айланма ҳаракатланиб, марказдан четга ёйилиши, антициклон маркази эса оқим чизиқлари учун тарқалиш нуқтаси бўлишини тушуниш қийин эмас (18б-расм).

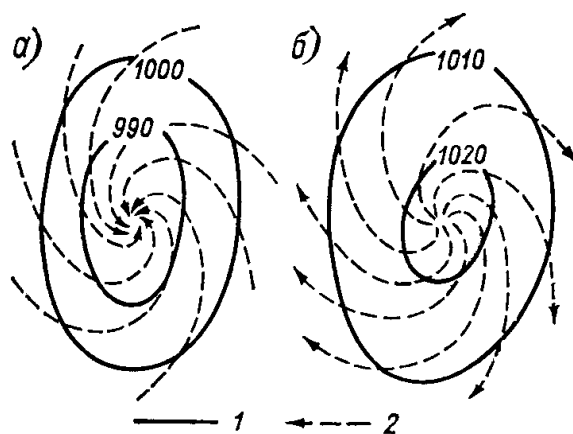
Жанубий яримшарда ҳам циклон маркази йиғилиш нуқтаси, антициклон маркази эса тарқалиш нуқтаси бўлиб қолади.

Ер сирти яқинида шамолнинг изобаралардан четланиш бурчаги куруқликда ўртача $30-40^\circ$, денгиз устида $20-30^\circ$ ни ташкил қилади. Баландлик ортиши билан ишқаланиш кучи сусаяди. Натижада тезлик модулининг ортиши билан бирга кориолис кучи таъсирида шамол ўнгга бурилиб, геострофик шамолга яқинлашади.



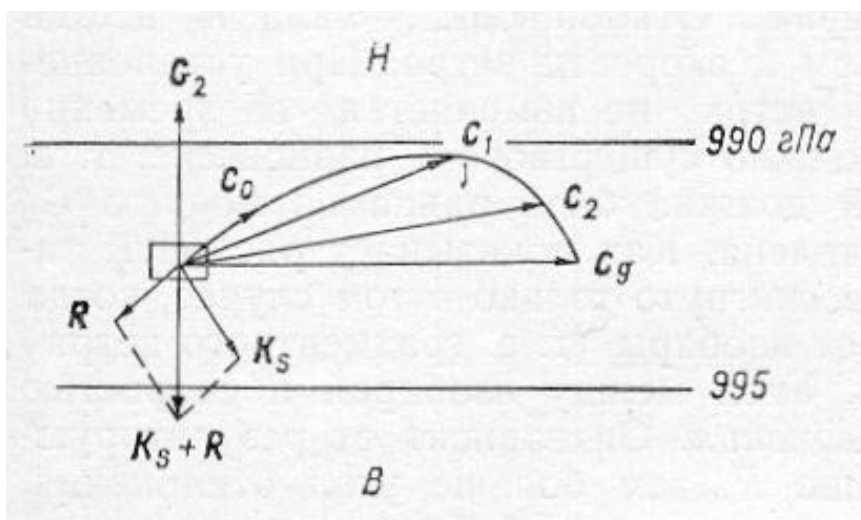
17-расм. Ишқаланиш қатламидаги шамол (ишқаланиш кучи мавжуд бўлганда ҳавонинг тўғри чизикли текис ҳаракати).

G – босимнинг горизонтал градиенти кучи, K - Кориолис кучи, R – ишқаланиш кучи, $\mathcal{G}_g$ - геострофик шамол тезлиги, $\mathcal{G}$ - шамол тезлиги.



18-расм. Циклон (а) ва антициклоннинг (б) қуйи қисмидаги изобаралар (1) ва оқим чизиклари (2).

Агар турли баландликлардаги шамол тезликларини битта текисликка проекцияласак, юқорироқ сатҳда тезлик модули каттароқ ва йўналиш геострофик шамолга яқинроқ эканлигини кўрсатувчи тезлик годографини ҳосил қиламиз (19-расм). Ҳосил бўлган бу эгри чизик *Экман спирали* дейилади.



19-расм. Атмосферанинг чегаравий қатламида шамол тезлиги ва йўналишининг баландлик бўйича тақсимои (шимолий яримшар).

8.7. Маҳаллий циркуляциялар

Тўшалган сиртнинг хусусиятлари таъсирида ҳосил бўлувчи катта бўлмаган горизонтал масштабга эга бўлган ҳаво оқимлари *маҳаллий циркуляциялар* ёки *маҳаллий шамоллар* деб аталади.

Ер сиртининг атмосферага икки турдаги таъсири мавжуд: термик ва механик. Ер сиртининг ёндош қисмларидаги иссиқлик, радиацион ва бошқа

хоссаларнинг фарқи ҳарорат горизонтал фарқининг ҳосил бўлишига олиб келади. Ўз навбатида бу фарқланиш шамолнинг ҳосил бўлишига олиб келувчи босимнинг горизонтал градиентини пайдо қилади. Бундай шамолларга бризлар, тоғ-водий ва музликлар шамоллари киради. Йирикроқ масштабдаги ҳаво оқимининг тезлиги қанчалик кичик бўлса, маҳаллий шамоллар шунчалик яхши ифодаланган бўлади.

Маҳаллий тўсиқлар (тоғлар, баландликлар, ўрмонлар) томонидан кўрсатиладиган механик таъсир остида ҳаво оқими ўзгаришларга учрайди. Водийлар, тоғ дараларида оқим тезлиги уларнинг кўндаланг кесимига боғлиқ равишда ўзгаради. Шамолга қараган ёнбағирларда ҳавонинг юқорига йўналган ҳаракати, шамолга тескари ёнбағирларда пастга йўналган ҳаракати кузатилади. Бундай шамолларга фёнлар, бора, пастлама оқим шамоллари ва тоғлар орасидаги ўтиш жойлари шамоллари киради.

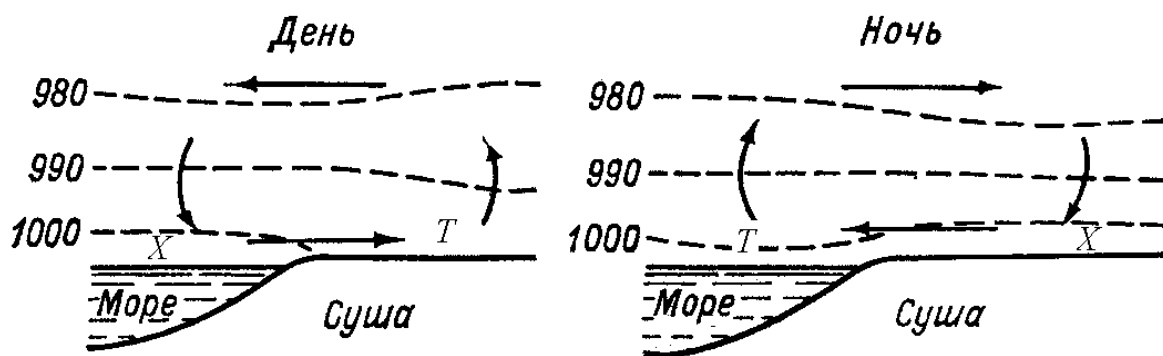
Айрим ҳудудлардаги табиатан умумий циркуляция оқимлари ҳисобланган кучли ва ўзига хос хусусиятларга эга бўлган шамоллар ҳам маҳаллий шамолларга киради. Уларнинг намоён бўлиш интенсивлиги ва қаралаётган географик ҳудудга ҳослиги умумий циркуляция механизмининг ўзи ва синоптик жараёнлар географик тақсимотининг оқибати ҳисобланади. Бундай шамолларга Ўрта Ер денгизидаги *Сирокко*, Ўрта Осиёнинг жануби-шарқидаги *Афгон шамоли*, Фарғона водийсидаги *Қўқон шамоли* ва Ер шарининг турли жойларидаги кўп сонли бошқа шамоллар киради.

Санаб ўтилган гуруҳларга кирувчи асосий маҳаллий шамолларни кўриб чиқамиз.

Термик келиб чиқишга эга бўлган маҳаллий шамоллар яхши ифодаланган суткалик даврийликка эга.

а. *Бризлар* – бу қуруқлик сирти ҳароратининг суткалик ўзгаришлари билан боғлиқ бўлган денгиз ва катта кўлларнинг соҳил чизиғидаги шамоллардир. Кундузи қуруқлик сирти исийди ва унинг ҳарорати денгиз сирти ҳароратига нисбатан юқорироқ бўлади. Шунинг учун қуруқлик устида изобарик сиртлар денгизга нисбатан баландроққа кўтарилади (20-расм). Маълум баландликда денгиз томонга йўналган босим горизонтал градиенти ҳосил бўлади ва ҳавонинг денгиз томонга ҳаракати бошланади. Баландликда ҳавонинг бундай оқиши ер сирти яқинида қуруқлик устида босимнинг пасайиши ва денгиз устида унинг кўтарилишига олиб келади. Натижада қуйи изобарик сиртлар юқоридагига қарама-қарши оғади – қуйи қатламда денгиздан қуруқликка йўналган босим градиенти ва унга мос ҳаво оқими ҳосил бўлади. Қуйи қатламдаги ҳавонинг бу оқими кундузги *денгиз бризидир*.

Бунинг акси бўлган шароитлар тунда, қуруқлик совиган ва денгизга нисбатан совуқроқ бўлганда кузатилади. Бу ҳолда қуйи қатламда ҳавонинг соҳилдан денгизга ҳаракати – тунги *соҳил бризи*, унинг устида эса қарама-қарши оқим ҳосил бўлади. Кечки пайтда денгиз бризининг соҳил бризига, эрталаб эса аксинча алмашиш юз беради.

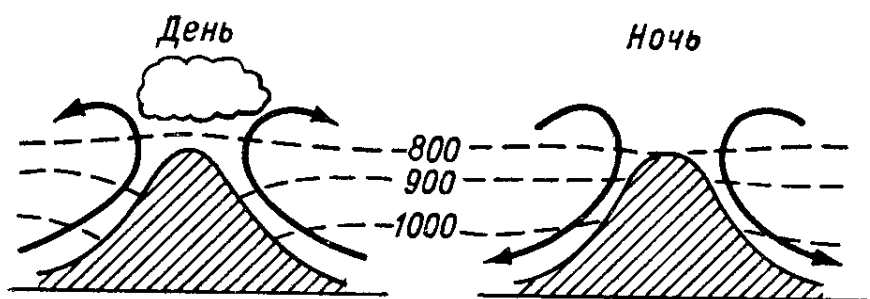


20-расм. Бризлар схемаси.

Бризлар об-ҳаво очик ва ҳавонинг умумий оқими кучсиз бўлганда яққол ифодаланади. Бундай шароитлар камградиентли барик майдонларда, масалан, антициклонларнинг ички қисмида юзага келади. Ҳавонинг умумий оқими бризларнинг шаклланишини сезиларли бузиши мумкин. Бризларда шамол тезлиги 3-5 м/с ни, тропикларда каттароқ қийматларни ташкил этади.

б. *Тоғ-водий шамоллари* – бу тоғ ёнбағирлари ва шу баландликда водий устидаги атмосфера ҳавоси ўртасидаги ҳарорат горизонтал фарқининг таъсирида ҳосил бўлувчи шамоллардир.

Кундузи куёшга қараган тоғ ёнбағирлари шу баландликда водий устидаги атмосфера ҳавосига нисбатан юқоридаги ҳароратга эга бўлади, яъни тоғ ёнбағридан водийга йўналган ҳароратнинг горизонтал градиенти ҳосил бўлади. Бу градиентнинг таъсирида ҳавонинг ёпик ҳаракати юзага келади. Қуйи қатламда шамол тоғ ёнбағри бўйлаб водийдан тоққа, юқори қатламда тоғ ёнбағридан водийга йўналади. (21-расм). Тунда тоғ ёнбағирлари шу баландликда водий устидаги атмосфера ҳавосига нисбатан тезроқ совиydi. Натижада ҳавонинг кундузги йўналишига қарама-қарши ҳаракат пайдо бўлади.



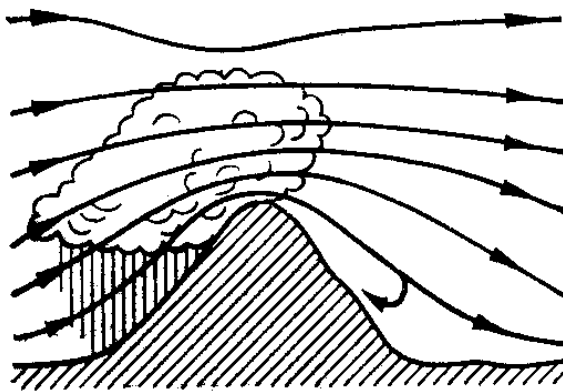
21-расм. Тоғ-водий шамоллари схемаси.

Механик келиб чиқишга эга бўлган маҳаллий шамолларнинг ҳосил бўлиш механизмини кўриб чиқамиз.

а. *Фён* – илик, қуруқ, бирдан кучаявчи шамол бўлиб, тоғдан водийларга эсади. Фён тоғ ҳудудларида етарлича кўп тарқалган ҳодиса ҳисобланади. Фён ҳосил бўлишининг асосий сабабларини кўриб чиқамиз.

Ҳаво оқимининг тоғни ошиб ўтиш жараёни фён шаклланишининг классик варианты ҳисобланади (22-расм). Тоғнинг шамолга қараган ёнбағри бўйлаб мажбурий кўтарилишда ҳаво аввал қуруқ адиабатик, сўнгра

(конденсация сатҳидан юқорида) псевдоадиабатик совийди. Тоғнинг бу ёнбағрида шаклланган булутдан ёғинлар ёғиши мумкин. Сўнгра тоғнинг шамолга тескари ёнбағри бўйлаб ҳавонинг тушиши қуруқ адиабатик қонуният билан содир бўлади. Негаки, пастга ҳаракатланаётган ҳавонинг исиши оқибатида у тўйиниш ҳолатидан узоқлашади. Натижада тоғнинг шамолга тескари ёнбағрининг этагига шамолга қараган ёнбағирдагига нисбатан илиқроқ ва қуруқроқ ҳаво келади. Тоғнинг шамолга тескари ёнбағридаги мана шу илиқ ва қуруқ ҳаво оқими фён деб аталади. Қуйидагича ҳисоб-китобни амалга оширамыз. Фараз қилайлик тизма чўққиси водий туби сатҳидан 3000 м баландликда, фён бошланишига қадар ҳавонинг ҳарорати $+10^{\circ}\text{C}$, ҳароратнинг ўртача вертикал градиенти $0,6^{\circ}\text{C}/100$ м бўлсин. Чўққи сатҳида ҳарорат $+10 - (0,6 \cdot 30) = -8^{\circ}\text{C}$ бўлади. Шамолга тескари ёнбағир бўйлаб дастлабки сатҳгача қуруқ адиабатик тушган ҳавонинг ҳарорати 30°C га кўтарилади ва $+22^{\circ}\text{C}$ ни ташкил этади. Шундай қилиб, тоғни ошиб ўтганда ҳавонинг ҳарорати 12°C га ортади. Шу билан бирга ҳаводаги намлик миқдори ўзгармас қолгани ҳолда чўққи сатҳида 100% га тенг бўлган нисбий намлик 17% гача пасаяди.

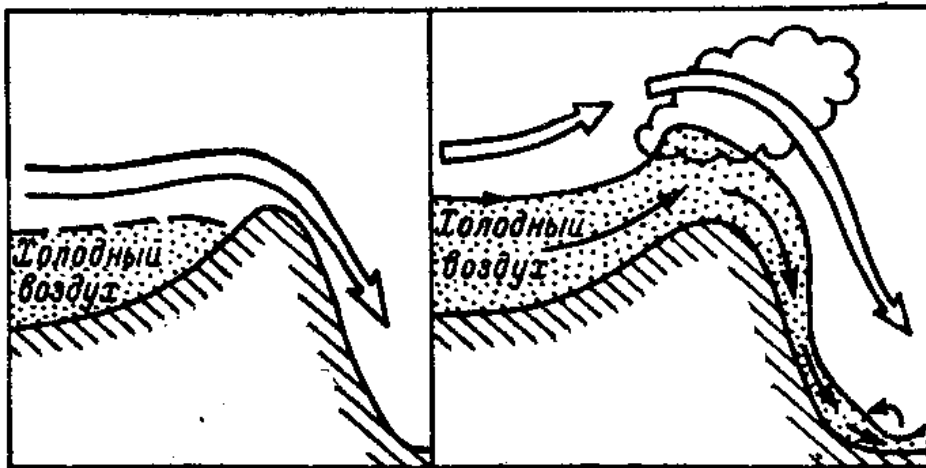


22-расм. Фён схемаси.

Бундай турдаги фёнлар одатда тоғ тизмасининг бир томонида паст босим соҳаси мавжуд бўлганда ҳосил бўлади. Тизманинг шамолга тескари томонида яққол қуйи чегарага эга бўлган булут уюмининг шаклланиши уларнинг ўзига хос хусусияти ҳисобланади. Фён булути тоғ тизмаси устида ҳаракатсиз осилиб тургандек туюлади. Аслида эса бу булутнинг тўхтовсиз янгиланиб туриши юз беради. Фён ҳавосининг шамолга тескари ёнбағир бўйлаб тушишида булутлардаги томчилар буғланади, шамолга қараган ёнбағирда эса, аксинча, улар ҳамма вақт янгидан ҳосил бўлади.

б. *Бора* – паст тоғ тизмаларидан етарлича илиқ денгиз томонга эсувчи совуқ ва бирдан кучаявчи кучли шамол. Бу шамолнинг шаклланишида оғирлик кучи катта рол ўйнайди. Бора асосан қишда, совуқ қитъа устида антициклон, илиқ сув ҳавзаси устида паст босим соҳаси турганида шаклланади. У устида зич совуқ ҳаво тўпланувчи қитъа тоғини баланд бўлмаган тизма (300-600 м) денгиздан ажратиб турадиган жойда кузатилади. Тоғнинг шамолга қараган томонида юқорига йўналган ҳаракат ривожланади,

шамолга тескари томонида эса ҳавонинг ўпирилиши бошланади (23-расм).



23-расм. Борада совуқ ҳавонинг тоғ тизмасининг шамолга қараган ёнбағрида йиғилиши (чапда) ва унинг шамолга тескари ёнбағирда ўпирилиши (ўнгда) схемаси.

Бора қитъа ичкарасида совуқ ҳавонинг баланд бўлмаган ва узун тизманинг шамолга қараган томонида йиғилиши ҳамда тоғнинг илиқроқ ва пастроқ бўлган шамолга тескари томонида ўпирилиши учун шароитлар бажариладиган бир қатор жойларда кузатилиши мумкин. Ғарбий Уралда ҳосил бўладиган *Кизел* бораси шундай турга мансуб.

Боранинг биринчи турига Қора денгизнинг Новороссийск бухтасида ҳосил бўладиган *Новороссийск* бораси, Югославиянинг Триеста худудида Адриатика денгизи соҳилидаги *Адриатика* бораси, *Янги Ер* бораси киради. Байкал кўлидаги *Сарма*, Япониянинг океан соҳилларидаги *Ороси*, Бокудаги *Норд*, Франциянинг Монпельедан Тулонгача бўлган Ўртаер денгизи соҳилидаги *Мистрал*, Мексика кўрфазидаги (Мексика, Техас) *Нортсер* шамоллари бора табиатига эга.

в. Ҳаво оқими тор даралардан текисликка чиқадиган жойларда ўзига хос шамоллар ҳосил бўлади. Булар *тоғлар орасидаги ўтиши жойлари шамоллари*дир. Улар текислик томонга йўналган катта босим градиентлари кузатилганда ҳосил бўлади. Бундай шамолларга Эби-Нур кўлидан Жунгар дарвозаси (Шарқий Қозоғистон) орқали довул кучи билан эсувчи шарқий шамол – *Эби* киради. Боом дараси орқали Иссиқ-кўл кўлига эсувчи *Улан* шамоли, Фарғона водийсининг чиқишида ҳосил бўлувчи *Урсатев* шамоли ва Ер шарининг бир қатор бошқа жойларидаги шамоллар юқорида кўрсатилган шамоллар қаторига киради.

Бу шамолларнинг тезлиги 30-40 м/с, айрим ҳолларда эса 50-60 м/с га етади ва қаторасига бир неча сутка давом этиши мумкин.

Учинчи гуруҳга кирувчи маҳаллий шамолларга бир нечта мисол келтирамиз.

Афғон шамоли – шарқий Қорақум, Ўзбекистон ва Тожикистоннинг жанубида кузатиладиган ғарбий ёки жануби-ғарбий жуда кучли чангли шамол. У Термизда йил давомида 70 кун кузатилади. Афғон шамоли Турон пасттекислигига шимоли-ғарбдан совуқ ҳавонинг кириб келиши билан

боғлиқ равишда ҳосил бўлади. Шамолнинг сусайишида босимнинг кескин ортиши ва ҳавонинг бироз совиши юз беради.

Қўқон шамоли – Фарғона водийсининг ғарбий қисмидаги кучли (20-30 м/с гача) ғарбий ёки жанубий-ғарбий шамол. У Қўқонда йил давомида 85 кун кузатилади. Қўқон шамоли циклон ортидан совуқ арктик ҳавонинг жанубий кенгликларга кириб келишида ҳосил бўлади.

Самум – Кичик Осиё, Арабистон, Саҳрои Кабир чўлларида, Ўртаер денгизининг жанубий соҳиллари, Африканинг шимоли-ғарбий соҳиллари ва Марокашда тўсатдан бошланувчи иссиқ, қуруқ чанг бўронидир. Самум Ўртаер денгизи бўйлаб шарққа ҳаракатланувчи циклоннинг илиқ секторида ҳосил бўлади ва фаол атмосфера фронтига боғлиқ. Самумнинг ҳосил бўлиши шунингдек термик депрессияда кучли конвекциянинг ривожланиши билан ҳам боғлиқ бўлади.

8.8. Қасирға ва чангли бўронлар

Қасирға ва кичик масштаби уюмалар - қуюн, тромб, торнадоларни маҳаллий циркуляциянинг кўринишлари деб ҳисоблаш мумкин.

а. *Қасирға* – қисқа вақт давомида тезлиги ва йўналиши бирдан кескин ўзгарувчи шамол. Қасирғада шамол тезлиги кўпинча 20-30 м/с дан ортади. Одатда қасирға бир неча минут давом этади. Баъзида шамол тезлиги ва йўналишининг кескин ўзгариши такрорланади. Қасирғада атмосфера босими (барограммада ўзига хос кўнгура – момақалдироқ бурни ҳосил бўлади) ва нисбий намликнинг сакраши ҳамда ҳароратнинг тез пасайиши юз беради. Қасирға вақтида кўпинча жала ва момақалдироқ кузатилади.

б. *Кичик масштаби уюмалар - қуюн, тромб, торнадо* – кучли вайрон қилувчи уюрма бўлиб, бир неча метрдан бир неча юз метргача (кам ҳолларда 1-3 км) диаметрли деярли вертикал (эгилган) ўққа эга бўлган қора устун кўринишидаги кучли ёмғирли тўп-тўп (она) булутдан ергача тушади. Баъзида деярли горизонтал ўқли ёйсимон қасирға ҳосил бўлади.

Қуюн қутбий кенгликлардан бошқа ҳамма кенгликларда учрайди. Қуюнлар катта такрорланишга эга бўлган ҳудудлар маълум. Масалан, АҚШнинг марказий штатлари ва Қозоғистондаги Маркансу водийси (Қуюнлар водийси).

Қуюннинг қаерда ҳосил бўлиши ва нимани сўриб олишига (чанг, қум ёки сув) боғлиқ ҳолда чангли, қумли ва сувли қуюнлар фарқланади.

Чангли ва қумли қуюнлар асосан чўл ва даштларда кузатилади ва кўпинча ёмғирли қатламли булутлар билан боғлиқ бўлмаслиги билан ўрта кенгликлар қуюнларидан фарқ қилади.

Қуюнларнинг шакли турли-туман: хартумсимон, устунсимон, илонсимон, буқасимон, арқонсимон, конуссимон, ёйилган, ер бағирлаб ёйилган ва зич шакллари мавжуд. Бу шакллар қуюннинг ривожланишига ва уларни ҳосил қилган булут ва ҳаво оқимининг тузилишига боғлиқ равишда ўзгаради.

Қуюнлар асосан қуйи тропосферадаги ҳукмрон шамол йўналишида

одатда 10-20 м/с тезлик билан мураккаб эгри чизик бўйлаб ҳаракатланади. Уларнинг ҳаракати тўлқинсимон бўлиб, гоҳ кўтарилади, гоҳ тушади. Якка қуюн йўлининг узунлиги ўртача 5-10 км ни, у вайрон қилган ҳудуднинг эни бир неча ўн метр, узунлиги эса бир неча юз метрни ташкил қилади. Қуюн таъсирига тушган жами ҳудуднинг узунлиги юзлаб километрга етиши мумкин.

Қуюннинг ўқи бўйлаб атмосфера босимининг тез, кескин ва кучли пасайиши (100-200 гПа дан кўп) кузатилади. Натижада қуюн дарё ёки кўл сувини ўзига сўриб олувчи кучли насосга айланади. Қуюнларда унинг воронкаси деворида шамолнинг катта тезлигига сабаб бўлувчи 10 гПа/100 км гача бўлган босим градиентлари ҳосил бўлади. Бу вақтда қуюн атрофида штил кузатилиши мумкин. Қуюндаги айланма ҳаракат соат миля бўйлаб ҳам, унга карама-қарши йўналишда ҳам юз бериши мумкин.

в. *Чангли бўрон* – бу ўрта ва кучли шамоллар билан ҳавога кўтарилган кўп миқдордаги чанг ва қумларнинг силжишидир. Бу ҳодиса юз берганида кўринувчанликнинг кучли ёмонлашиши кузатилади.

Чангли бўронлар, одатда, қурғоқчил об-ҳавода шамол кучайишида юзага келади. Чангли бўронларнинг пайдо бўлишига тупроқ тузилиши ва намланганлик даражаси, ўсимликлар қопламанинг мавжудлиги ва орография катта таъсир кўрсатади. Бу омилларга боғлиқ равишда чангли бўрон қамраб олган ҳудуднинг горизонтал ўлчами бир неча юз метрдан юзлаб километргача ўзгариши мумкин.

Чангли бўронлар, одатда, йилнинг илиқ даврида юзага келади. Агар қор қоплами юпқа ёки умуман бўлмаса, улар қишда ҳам кузатилиши мумкин. Бундай “қора бўронлар” паст ҳароратли ва куздан бошлаб тупроқларнинг намланганлиги етарли бўлмаган йилларда Шимолий Кавказ ва Украина жанубида кузатилади.

Чангли бўронларнинг давомийлиги 15 минутдан бир неча суткагача бўлиши мумкин.

Чангли бўронларда атмосферага кўтарилган чанг ва қумларнинг миқдори бир неча млн. тоннагача етиши мумкин. Масалан, 1928 йил 27-28 апрелда Украина жанубида кузатилган «қора бўронда» тахминан 1 млн. км² майдондан 15 млн. тоннага яқин қора тупроқли чанг ҳавога кўтарилган. Қум ва чанг 9-10 км ва ундан ҳам баландроқ кўтарилиши мумкин. 1968 йил 16 январда Эрондан Ашхободга 34 м/с тезликли шамол билан келган чанг булутининг баландлиги 9 км га етган. Бу чангли бўрон давомида ҳар бир гектар ерга 20-30 тонна чанг ва қум тушган. Эркин атмосферада чанг заррачаларининг тўплами ердан кўринадиган ғубор қатламини ҳосил қилади. Бу қатламлар самолётдан ҳам яхши кўринади.

Чангли бўронлар Африка, Америка ва Осиёдаги чўл ва чала чўлларнинг улкан майдонларини эгаллайди. Ўрта Осиёда чангли бўронлар Қорақум ва Қизилқум, Копетдоғ тоғи этакларида, Каспий денгизининг шимолий ва шарқий қирғоқларида, Орол денгизи қирғоқларида кузатилади.

Чангли бўронлар атмосферани кучли ифлослантиради, иқтисодиётнинг турли тармоқларига, биринчи навбатда қишлоқ хўжалигига катта моддий зарар келтиради.

МАВЗУНИ ЎРГАНИШ УЧУН ТАВСИЯ ЭТИЛАДИГАН АДАБИЁТЛАР РЎЙХАТИ

1. Атмосфера. Справочник. -Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 512 с.
2. Кедролыванский В.Н., Стернзат Л.С. Метеорологические приборы. –Л.: Гидрометеиздат, 1955. – 544 с.
3. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. -Л.: Гидрометеиздат, 2000. – 778 с.
4. Петров Ю.В., Эгамбердиев Х.Т., Холматжанов Б.М. Метеорология и климатология. Учебник. Ташкент, НУУз, 2005. – 333 с.
5. Петров Ю.В., Эгамбердиев Х.Т., Холматжанов Б.М. Сборник задач и упражнений по физике атмосферы. Учебное пособие. Ташкент, НУУз, 2007. – 120 с.
6. Руководство к лабораторным работам по экспериментальной физике атмосферы. Под ред. Л.Г.Качурина, А.И.Мержеевского. –Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 512 с.
7. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. В 2-х т. -Л.: Гидрометеиздат, 1978. Т.І – 247 с., Т.ІІ – 319 с.
8. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. -Л.: Гидрометеиздат, 1963. – 620 с.