

ՎԱՐԱՋԴԱՏ ՊՈՂՈՍՅԱՆ

ԸՆԴՀԱՆՈՒՐ
ԵՐԿՐԱԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆ

ԵՐԿՐԱԳՐՈՒ
ԳԻՐՔ ԵՐԿՐՈՐԴ

ԵՐԿՐԱԳՐՈՒ
ՄԹՆՈԼՈՐՏԸ
ԵՎ ԿԼԻՄԱՆԵՐԸ

Երկրորդ լրացված, բարեփոխված
հրատարակություն

Վ.Խ. Պողոսյան

Գրախոս՝ Դրոբեմտ՝ Ա. Յ. Քարամյան
Խմբագիր՝ Դրոբեմտ Մ.Ա.Իսկանդարյան

Ձեռնարկը նախատեսված է մանկավարժական բուհերի աշխարհագրության ֆակուլտետների ուսանողների համար: Այն կարող է օգտակար լինել նաև այլ բուհերի համապատասխան ֆակուլտետների ուսանողների, ինչպես նաև ուսուցիչների և աշխարհագրության բնագավառի այլ աշխատողների համար:

9U7 26.82g73

Թ.դ. կաթսի
Կըմժո իծօխժոժժժԼԺ
ձփարկՏա տՏրՏոնկ Պւ՝ րՑԳՊակՑՑ չպՑչրոՒնփարՍՑՑՑ
ՑՑՊասակՐ՝ տպՊոնՑչոնփարՍՑՑ ՉցՑՑ
(վո ոՐվ՛կրՍՎ ջոՍպ)
ժՑժԸԸ 2006

ՆԱԽԱԲԱՆ

Երկիր մոլորակի մթնոլորտին և կլիմաներին նվիրված այս աշխատությունը կազմում է մանկավարժական համալսարանի աշխարհագրության ֆակուլտետում ավանդվող «Ընդհանուր երկրագիտություն» առարկայի ծավալուն բաղկացուցիչ մասը:

Ձեռնարկը գրված է մանկավարժական բուհերի համար գործող «Ընդհանուր երկրագիտություն» առարկայի նոր ծրագրի պահանջներին համապատասխան: Ձեռնարկի նյութը մեր ուսանողությանը ավելի հասկանալի դարձնելու նպատակով ձգտել ենք, որքան հնարավոր է, քննարկվող նյութերը համեմատել ՀՀ տարածքի օդերևութաբանական համանման պայմանների հետ:

Աշխատանքի հիմքում դրված են մանկավարժական համալսարանում մեր կողմից կարդացվող «Ընդհանուր երկրագիտություն» առարկայի դասընթացի «Մթնոլորտ» բաժնի վերաբերյալ դասանյութերը: Դրանք կազմված են բուհական դասագրքերի, մթնոլորտի ուսումնասիրություններին նվիրված վերջին տարիների գիտական աշխատությունների և հոդվածների, ինչպես նաև ՀՀ օդերևութաբանական կայանների տվյալների հիման վրա:

Աշխատանքը բաղկացած է երկու մասից:

Առաջին մասը բաղկացած է չորս գլխից:

Առաջին գլխում քննարկվում են մթնոլորտի կազմի, կառուցվածքի, ծագման, ուսումնասիրման մեթոդների և մթնոլորտի նշանակությանն ու պահպանմանը վերաբերող հարցերը:

Երկրորդ գլխում վերլուծվում են մթնոլորտի ջերմային պայմանների հետ կապված հարցերը: Շարադրվում են արեգակնային ճառագայթման, երկրի մակերևույթի և մթնոլորտի ճառագայթային և ջերմային հաշվեկշռի, ջերմային ռեժիմի, աշխարհագրական թաղանթում ջերմաստիճանի բաշխման օրինաչափություններին վերաբերող դասանյութերը:

Ձեռնարկի երրորդ գլուխը նվիրված է մթնոլորտային ճնշմանը վերաբերող հարցերի պարզաբանմանը: Հանգամանորեն տրվում են ուղղաձիգ և հորիզոնական ուղղությամբ ճնշման փոփոխման օրինաչափությունները և պատճառները: Քննարկվում են ճնշման մարզերի և գոտիների ձևավորման ու տարածական բաշխվածության օրինաչափությունները: Մանրամասնորեն ներկայացվում են քամու առաջացման պայմաններին և բնութագրվող ցուցանիշներին, քամու տեսակներին և օդային զանգվածներին վերաբերող դասանյութերը: Վերջում տրվում է մթնոլորտային ճակատների, դրանց սեզոնային տեղաշարժերի և մթնոլորտի շրջանառության համալիր վերլուծությունը:

Աշխատանքի չորրորդ գլուխը նվիրված է մթնոլորտի խոնավության պայմանների բնութագրմանը: Քննարկվում են օդի խոնավության օրական և տարեկան ընթացքի, ջրային գոլորշիների խտացման ձևերի, մթնոլորտային տեղումների առաջացման և աշխարհագրական թաղանթում դրանց բաշխման օրինաչափությունների հետ առնչվող հարցերը: Վերջում պարզաբանվում են գոլորշիացման, գոլորշուհեղձության, մթնոլորտի խոնավացման, չորության ճառագայթային գործակցի հետ կապված հարցերը, ինչպես նաև դրանց զոնալ և ռեգիոնալ բաշխվածության օրինաչափությունները:

Աշխատանքի երկրորդ մասը ամբողջությամբ նվիրված է երկրագնդի եղանակային և կլիմայական պայմանների վերլուծությանը: Հանգամանորեն քննարկվում են եղանակաստեղծ տարրերի, եղանակների գենետիկական դասակարգման, եղանակի կանխատեսման մեթոդների և կանխատեսման նշանակությամբ վերաբերող հարցերը: Այս մասի վերջում բնութագրվում են կլիմայաստեղծ գործոնները և պրոցեսները, տրվում է կլիմաների գենետիկական դասակարգումը և բնութագրվում երկրագնդի կլիմայական գոտիները ու դրանց մարզերը: Մեկնաբանվում են երկրագնդի կլիմաների փոփոխությունները և դրանց պատճառները, մասնավորապես գնահատվում է կլիմաների ժամանակակից փոփոխությունների գործում անթրոպոգեն գործոնի դերը:

Աշխատանքը նախատեսված է առաջին հերթին որպես ուսումնական ձեռնարկ մանկավարժական բուհերի աշխարհագրության ֆակուլտետների ուսանողության համար: Այն կարող է օգտակար լինել նաև հանրակրթական դպրոցների աշխարհագրության ուսուցիչների, ինչպես նաև աշխարհագրության բնագավառի այլ աշխատողների համար:

Ձեռնարկում հավակնություն չենք ունեցել սպառիչ պատասխան տալ երկիր մոլորակի մթնոլորտին, նրանում ընթացող բազմաբնույթ պրոցեսներին վերաբերող բոլոր հարցերին:

Գիտատեխնիկական արդի դարաշրջանում մթնոլորտի մասին գիտությունների արագ զարգացման և նրանում ընթացող պրոցեսների վերաբերյալ նորանոր տվյալների ստացման պայմաններում նման խնդրի առաջադրումը, այն էլ ուսումնական ձեռնարկի համար, մեր կարծիքով նպատակահարմար չէ:

Այդուհանդերձ, որպես մթնոլորտի վերաբերյալ մայրենի լեզվով հրատարակվող ամփոփ ձեռնարկ, կարծում ենք այն լավագույն օգնություն կլինի մեր ուսանողությանը, ամբողջական պատկերացում կտա աշխարհագրական թաղանթի բաղադրամասերից՝ մթնոլորտի և նրանում ընթացող բազմաբնույթ պրոցեսների վերաբերյալ:

Աշխատանքը, անշուշտ, կունենա նաև թերություններ: Հեղինակը սիրով կընդունի այն բոլոր օգտակար դիտողությունները, որոնք կօգնեն նրան հետագա աշխատանքներում:

ԱՌԱՋԻՆ ՄԱՍ

ՄԹՆՈԼՈՐՏԸ ՈՐՊԵՍ
ԱՇԽԱՐՀԱԳՐԱԿԱՆ ԹԱՂԱՆԹԻ
ԲԱՂԱԴՐԱՄԱՍ

Մթնոլորտի կազմը, սահմանները և կառուցվածքը

Մթնոլորտը¹ Երկրի օդային թաղանթն է, ամենաթեթևը և ամենավերինը: Այն Երկրի աշխարհագրական թաղանթի բաղադրամասերից մեկն է և սերտորեն կապված է Երկրի մյուս ոլորտների՝ քարոլորտի, ջրոլորտի, կենսոլորտի և մարդոլորտի հետ: Երկրի ձգողական ուժի շնորհիվ այն կապված է մեր մոլորակի հետ և մասնակցում է նրա օրական և տարեկան պտույտներին՝ անընդհատ կրելով Տիեզերքի և ամենից առաջ Արեգակի ազդեցությունը:

Մթնոլորտի ընդհանուր զանգվածը մոտավորապես 5.10^{15} տ. է: Դրա 50%-ը կենտրոնացված է նրա մինչև 5 կմ բարձրությամբ երկրամերձ շերտում: Համաշխարհային օվկիանոսի մակարդակին մաքուր և չոր օդը ներկայացնում է որպես մի շարք գազերի և պինդ նյութերի մեխանիկական խառնուրդ: Գազերից հիմնականը ազոտն (78%) և թթվածինն (21%) են: Մյուս գազերից նշենք արգոնը (0,93%) և ածխաթթու գազը (0,03%)²:

Մթնոլորտում շատ աննշանքանակով պարունակվում է նաև նեոն, հելիում, մեթան, կրիպտոն, քսենոն, օզոն, ջրածին, յոդ: Գազերից բացի մթնոլորտում միշտ էլ կան ջրային գոլորշիներ, փոշու և ծխի մասնիկներ, սառցի բյուրեղներ: Այս առումով մթնոլորտը հանդիսանում է յուրահատուկ «կոլոիդալ լուծույթ», որի մեջ լուծիչ միջավայրը գազերն են, իսկ մնացած նյութերը, որոնք այլ կերպ անվանում են աերոզոլներ, կազմում են լուծվող նյութերը:

Մթնոլորտի սահմանները: Մթնոլորտի ստորին սահմանը Երկրի մակերևույթն է, իսկ վերին սահմանը հասնում է մինչև 3000 կմ բարձրությունները: Դրանից վեր մթնոլորտի խտությունը գրեթե չի տարբերվում միջմոլորակային տարածության խտությունից, թեև մթնոլորտի առանձին գազեր հայտնաբերված են 10.000 կմ ավելի մեծ բարձրություններում:

Երկրի մակերևույթից մինչև 100-120 կմ բարձրությունները օդն անընդհատ խառնվում է և մթնոլորտի կազմը բավական միատարր է: Այդ շերտը կոչվում է **համասեռ ոլորտ (հոմոսֆերա)**: Դրանից վեր տարածվում է **անհամասեռ ոլորտ (հետերոսֆերան)**, որտեղ ըստ բարձրության գազերի կազմը փոխվում է: Այսպես, մինչև 200-250 կմ բարձրությունները գերակշռողը ազոտն ու թթվածինն են, մինչև 500-700 կմ՝ ատոմային թթվածինը, ավելի բարձրերում՝ հելիումն ու ջրածինը:

Մթնոլորտում, հիմնականում 22-25 կմ բարձրությունների միջև, տարածվում է օզոնի շերտը (O_3), որը առաջանում է թթվածնի մոլեկուլի տրոհումից և ատոմների վերադասավորությունից: Մթնոլորտի վերին շերտերում այդ գազն առաջանում է Արեգակից եկող գերմանուշակագույն ճառագայթների ազդեցությամբ, այն գոյանում է հիմնականում ամպրոպային պարպումների և կայծակի հետևանքով: Երկրի օրգանական աշխարհի համար օզոնն ունի պաշտպանիչ կարևոր դեր: Այն անվանում են «էկրան» («զտիչ»), որը կլանում է Արեգակից եկող կենդանի օրգանիզմների համար մահացու գերմանուշակագույն ճառագայթները: Սակայն նշված ճառագայթման փոքր մասը, անցնելով «զտիչով», սպանում է վնասակար մանրէները և բարերար ազդեցություն է թողնում մարդու օրգանիզմի վրա: Օզոնի պարունակությունը զարնան ավելանում է, իսկ ձմռանը և աշմանը՝ նվազում: Դրա պատճառներից մեկը, մեր կարծիքով, զարնանը դիտվող ամպրոպային երևույթների հաճախականության մեծացումն է:

Ածխաթթու գազի (CO_2) պարունակությունը մթնոլորտում ջրային գոլորշիների և օզոնի համեմատ շատ ավելի քիչ է, բայց ածխի, նավթի, գազի և այլ վառելիքային ռեսուրսների օգտագործումից այդ գազի քանակը գնալով ավելանում է: Եթե 20-րդ դարի սկզբին CO_2 -ը կազմել է մթնոլորտի ծավալի 0,03%-ը, ապա այժմ՝ 0,06%-ը: Ածխաթթու գազի ավելացումը ուժեղացնում է մթնոլորտի ջերմոցային էֆեկտը և հղի է վտանգավոր հետևանքներ: Ինչպես արդեն նշել ենք գազերից բացի մթնոլորտում միշտ էլ կան ծխի, մրի, օրգանական նյութերի, աղի և այլ նյութերի մասնիկներ (աերոզոլներ): Ատոմային պայթեցումների ժամանակ մթնոլորտի աերոզոլներում հայտնվում են ռադիոակտիվ նյութերի մասնիկներ:

Աերոզոլային մասնիկները որոշակի դեր ունեն մթնոլորտային մի շարք երևույթների և պրոցեսների առաջացման և զարգացման մեջ: Դրանց դերը մասնավորապես կարևոր է մառախուղի, ամպերի, մթնոլորտային տեղումների առաջացման մեջ, ուր դրանք կատարում են խտացման (կոնդենսացման) միջուկների դեր և արագացնում դրանց գոյացումը:

Աերոզոլներից մթնոլորտում զգալի է փոշու պարունակությունը, որը մթնոլորտ է անցնում Երկրի մակերևույթից և տիեզերքից⁴: Բացի այդ, հրաբխային ժայթքումներից, անտառային հրդեհներից, արդյունաբերական ձեռնարկությունների աշխատանքի հետևանքով օդն աղտոտվում է նաև լրիվ չայրված, երբեմն կիսաայրված նյութերի արգասիքներով: Սիս այդ փոշու և այլ նյութերի մանր մասնիկների ու գազերի մոլեկուլների խառնուրդները ազդում են մթնոլորտում տեղի ունեցող մի շարք պրոցեսների, մասնավորապես երկնքի գույնի վրա: Այսպես, գազերի մոլեկուլները ցրում են արեգակ-

¹ Մթնոլորտ (հուն. atmos-գոլորշի, օդ և sphaira -գունդ, ոլորտ):

² Գազերի տոկոսային պարունակությունը տրված է ըստ ծավալի:

³ Նորագույն տվյալների համաձայն 0,06%:

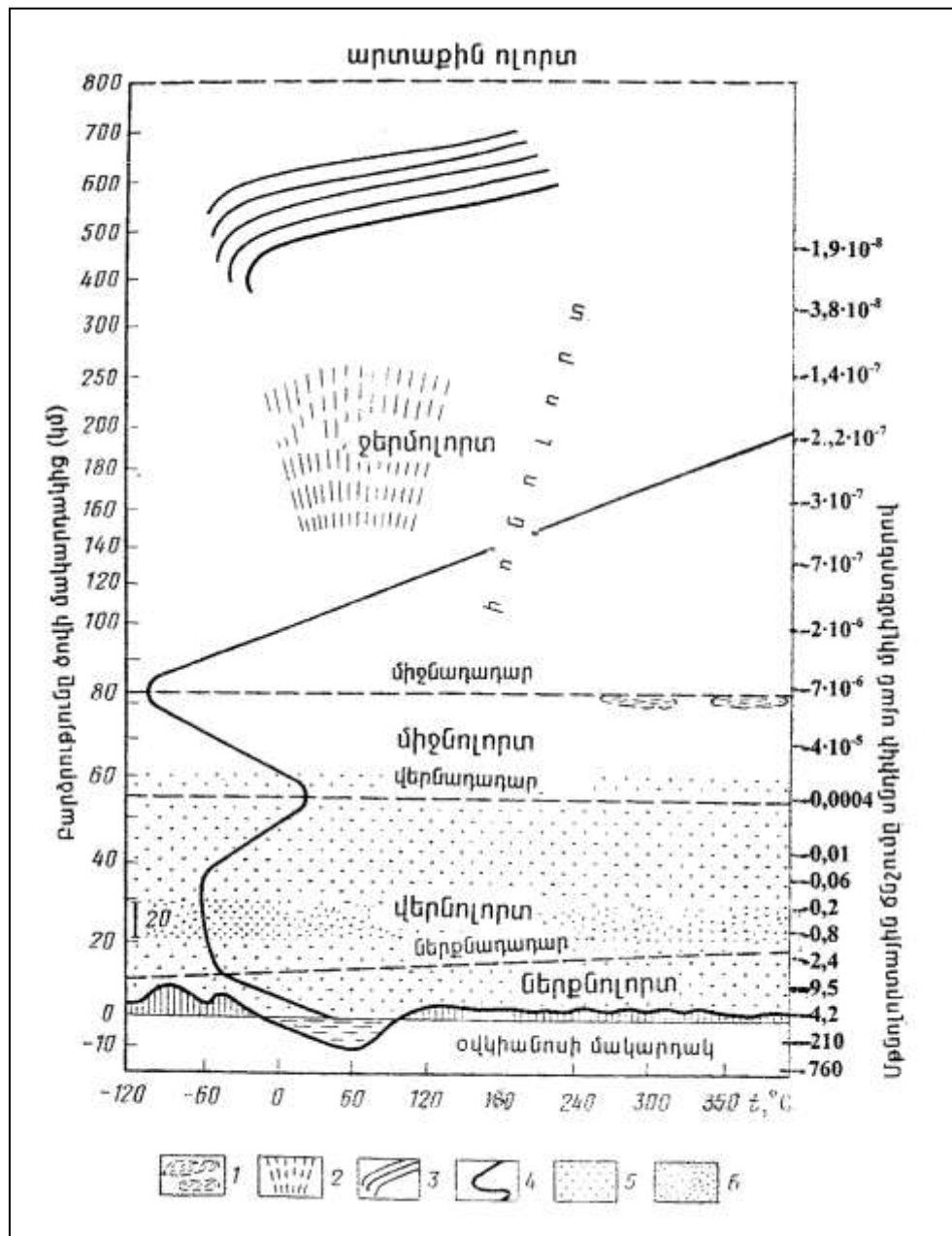
⁴ Մթնոլորտի մինչև 100 կմ բարձրության շերտում պարունակվում է մոտ 28-30 մլն.տ. տիեզերական փոշի, որը դանդաղորեն թափվում է Երկրի վրա:

նային ճառագայթների սպեկտրի կարճալիք մասը՝ կապույտ և մանուշակագույն ճառագայթները՝ ստեղծելով երկնականարի ցերեկային կապույտ գույնը: Օդում փոշու և ջրային մասնիկների քանակի ավելացումից երկնականարը դառնում է սպիտակավուն, որովհետև դրանք ցրում են արեգակնային սպեկտրի բոլոր ճառագայթները: Մեծ բարձրություններում երկնականարը մուգ մանուշակագույն է, նույնիսկ սև: Այս ամենից բացի մթնոլորտում կան նաև տարբեր ծագման դրական և բացասական լիցքավորված մասնիկներ՝ **իոններ**, որոնցով պայմանավորված է մթնոլորտի էլեկտրահաղորդականությունը: Այնպես որ մթնոլորտը իդեալական էլեկտրամեկուսիչ չէ, և նրանում պարունակվող իոնների խտությունից և շարժունակությունից էլ կախված է մթնոլորտի էլեկտրահաղորդականությունը, որը ըստ բարձրության մեծանում է և առավելագույնին հասնում 100-250 կմ բարձրություններում:

Ի դեպ, լիցքավորված աերոզոլային մասնիկների հետ են կապված մթնոլորտի էլեկտրական մի շարք երևույթների առաջացումը, որոնց մասին կնշվի առանձին բաժնում:

Մթնոլորտի և Երկրի մակերևույթի լիցքավորված մասնիկների փոխազդեցության հետևանքով ստեղծվում է մթնոլորտի էլեկտրական դաշտը:

րևույթի և մթնոլորտի միջև առաջանում են դրական և բացասական իոնների հոսքեր, և հենց դրանից էլ Երկրի շուրջը ստեղծվում է էլեկտրական դաշտ:



Նկ. 1. Մթնոլորտի ուղղաձիգ կտրվածքը. 1- արծաթափայլ լամպեր, 2- բևեռափայլեր՝ մթնոլորտի ստորին շերտում, 3-բևեռափայլեր՝ մթնոլորտի վերին խոնավոլորտի շերտում, 4-ջերմաստիճանի կորը, 5- օզոնի տարածման շերտը, 6-օզոնի առավելագույն խտության շերտը:

Մթնոլորտում լիցքավորված մասնիկները առաջացնում են երկու ոլորտ՝ **չեզոք ոլորտ (նեյտրոսֆերա)**, որը տարածվում է մինչև 80 կմ բարձրությունները, և **իոնոլորտ (իոնոսֆերա)**՝ 80 կմ-ից բարձր:

Մթնոլորտը երկրի մակերևույթի նկատմամբ դրական լիցքավորում ունի: Այդ պատճառով էլ երկրի մակե

Մթնոլորտի կառուցվածքը: Ըստ բարձրության ջերմաստիճանի փոփոխման առանձնահատկությունից ելնելով մթնոլորտում առանձնացնում են հինգ շերտ՝ ոլորտ ներքնոլորտ (տրոպոսֆերա), վերնոլորտ (ստրատոսֆերա), միջնոլորտ (մեզոսֆերա), ջերմոլորտ (թերմոսֆերա) և արտաքին ոլորտ (էկզոսֆերա): Այս ոլորտները միմյանցից սահմանազատվում են անցումային շերտերով, որոնք կոչվում են պաուզաներ, այն է՝ ներքնադադար, վերնադադար, միջնադադար և ջերմադադար⁵(նկ.1):

Ներքնոլորտ (տրոպոսֆերա): Մթնոլորտի այս շերտը սկսվում է երկրի մակերևույթից աշխարհագրական տարբեր լայնություններում հասնելով տարբեր բարձրության: Ներքնոլորտի վերին սահմանը առավելագույն բարձրության է հասնում հասարակածային լայնություններում (17 կմ), բարեխառն լայնու թյուններում ներքնոլորտի միջին բարձրությունը կազմում է 10-12 կմ, իսկ բևեռային շրջաններում՝ 8-10 կմ: Ներքնոլորտի վերին սահմանի նման տարբերությունները կախված են երկրի մակերևույթի ջերմային պայմաններից: Որքան բարձր լինի երկրի մակերևույթի ջերմաստիճանը ներքնոլորտի վերին սահմանը այնքան բարձր կլինի: Այդ է պատճառը, որ հասարակածային տաք շրջաններում այդ սահմանը հասնում է առավելագույնին, իսկ բևեռային ցուրտ շրջաններում ամենացածրն է: Այդ նույն պատճառով ներքնոլորտի վերին սահմանը ձմռանը ցածրանում է, ամռանը՝ բարձրանում:

Ներքնոլորտում ըստ բարձրության ջերմաստիճանը որպես օրինաչափություն նվազում է: Չափումներից պարզվել է, որ յուրաքանչյուր մեկ կիլոմետր բարձրանալիս օդի ջերմաստիճանը նվազում է միջինը 5-6⁰-ով⁶: Հարկ է նշել, որ օդի տարեկան միջին ջերմաստիճանը ներքնոլորտի վերին սահմանում կազմում է -65-ից -70⁰:

Մեծ է ներքնոլորտի դերը մեր մոլորակի աշխարհագրական թաղանթում տեղի ունեցող պրոցեսներում: Բավական է ասել, որ ներքնոլորտում են գտնվում մթնոլորտի ողջ ջրային գոլորշիները, այն պարունակում է մթնոլորտի զանգվածի 80 %-ից ավելին, այդտեղ է տեղի ունենում օդի անընդհատ խառնում, ամպերի գոյացում, տեղումների առաջացում: Ներքնոլորտում գերիշխողը օդի հորիզոնական տեղաշարժն է արևմուտքից արևելք:

Ներքնոլորտի ստորին շերտը, որը շփվում է երկրի մակերևույթի հետ, կոչվում է **երկրամերձ շերտ**: Այդ շերտում տեղի ունեցող օդերևութաբանական պրոցեսները ընթանում են երկրի մակերևույթի անմիջական ազդեցությամբ և յուրահատուկ են: Այդտեղ առանձնապես կտրուկ են արտահայտված ջերմաստիճանի օրական և տարեկան տատանումները, որոնք իրենց կնիքն են դնում օդի ճնշման, խոնավության, ամպամածության, մթնոլորտային տեղումների առաջացման և այլ տարրերի օրական և տարեկան ընթացքի վրա:

Ներքնադադար: Անցումային շերտ է ներքնոլորտից վերնոլորտ: Այն բարակ շերտ է մի քանի տասնյակ մետր հաստությամբ: Հասարակածից բևեռներ այս շերտը նույնպես ցածրանում է: Նվազագույն ջերմաստիճանը տրոպոպաուզայում կազմում է -92⁰:

Վերնոլորտ (ստրատոսֆերա)⁷: Տարածվում է 8-17 կմ-ից մինչև 50-55 կմ բարձրությունները: Ներքնոլորտից տարբերվում է օդի խիստ նոսրությամբ, ջրային գոլորշիների շատ աննշան, բայց օզոնի բարձր պարունակությամբ, որը առավելագույնին է հասնում 22-25 կմ բարձրություններում: Օզոնն առաջանում է Արեգակի գերմանուշակագույն ճառագայթների ազդեցություներից: Վերնոլորտում մոտավորապես 30 կմ բարձրություններում առաջանում են բարակ ու փայլուն սադափյա ամպեր, որոնք կազմված են սառցե բյուրեղիկներից և ջրի մանր կաթիլներից: Վերնոլորտի կարևոր առանձնահատկությունն այն է, որ այս շերտում ըստ բարձրության ջերմաստիճանը բարձրանում է: Ստորին սահմանում հասարակածի վերևում ամբողջ տարին մոտավորապես -74⁰ է, իսկ վերին սահմանում՝ վերնադադարում՝ 0⁰-ից +10⁰:

Ջերմաստիճանի նման վարքը բացատրվում է օզոնի շերտի կողմից արեգակնային ճառագայթման անմիջական կլանմամբ: Ի տարբերություն ներքնոլորտի այստեղ օդը օզոնի շնորհիվ տաքանում է ոչ թե երկրի մակերևույթից, այլ անմիջապես արևի ճառագայթներից:

Նշենք մի կարևոր հանգամանք ևս. ամռանը երկրագնդի բևեռային շրջաններում բևեռային ցերեկների պայմաններում վերնոլորտում օդը տաքանում է, իսկ ձմռանը բևեռային գիշերների ընթացքում՝ պաղում (սառչում):

Ցածր լայնություններում օդի ջերմությունը տարվա ընթացքում գրեթե չի փոխվում, դրա համար էլ ամռանը Արկտիկայի և Անտարկտիկայի վրա մթնոլորտային ճնշումը ավելի բարձր է քան ցածր լայնություններում: Այդ պատճառով էլ վերնոլորտում առաջանում են արևելյան քամիներ մինչ 250 կմ/ժամ արագությամբ: Ձմռանը պատկերը հակառակն է, քամին ուղղված է ցածր լայնություններից

⁵ Այս բաժանումը հաստատված է Համաշխարհային օդերևութաբանական կազմակերպության կողմից, 1962թ.:

⁶ Ձեռնարկում ամենուր ջերմաստիճանները տրվում են ըստ Ցելսիուսի:

⁷ Վերնոլորտը երբեմն անվանում են օզոնոլորտ:

դեպի բևեռային շրջանները և ամբողջ վերնոլորտում գերակշռում են արևմտյան քամիները: Դրանց արագությունը 55-60 կմ բարձրություններում հասնում է առավելագույնին՝ կազմելով 400 կմ/ժամ:

Միջնոլորտ (մեզոսֆերա): Տարածվում է վերնոլորտից բարձր՝ անցումային վերնադադարի շերտից վեր հասնելով մինչև 80 կմ բարձրությունները: Միջնոլորտը բնութագրվում է ըստ բարձրության ջերմաստիճանի զգալի նվազմամբ: Դրա պատճառներից մեկը այս բարձրություններում օդոնի շերտի բացակայությունն է: Միջնոլորտի ստորին սահմանում ջերմաստիճանը կազմում է 0° , իսկ վերին սահմանում -75° : Դրանից վեր նորից նկատվում է ջերմաստիճանի դանդաղ բարձրացում՝ ջերմոլորտում հասնելով հարյուրավոր աստիճանի: Ամռանը միջնոլորտում գոյանում են Արեգակի ճառագայթներից փայլվող թափանցիկ արծաթափայլ (արծաթավուն) ամպեր: Գտնում են, որ դրանք կազմված են սառցե բյուրեղիկներից և տիեզերական մանրագույն փոշու մասնիկներից: Այդ ամպերի տեղաշարժերը վկայում են, որ միջնոլորտում այդ բարձրություններում փչում են տարբեր ուղղության և նշանակալից արագության քամիներ (մինչև 50 կմ/ժամ):

Ջերմոլորտ (թերմոսֆերա): Միջնոլորտից բաժանվում է անցումային միջնադադարի շերտով և տարածվում 80 կմ-ից մինչև 800 կմ բարձրությունները: Այս շերտի առավել բնորոշ առանձնահատկությունն այն է, որ նրանում ջերմաստիճանը ըստ բարձրության նշանակալից չափով բարձրանում է: 100 կմ բարձրությունից սկսած անցնում է 0° -ից և 150 կմ բարձրության վրա կազմում է $220-240^{\circ}$, 200 կմ-ի սահմանում՝ 500° , իսկ 550–600 կմ բարձրություններում՝ 1500° : Ջերմաստիճանի նման կտրուկ բարձրացումը բացատրվում է Արեգակի կարճալիք ճառագայթների կլանմամբ:

Երկրի արհեստական արբանյակների տվյալներով ջերմոլորտի վերին սահմանում ջերմաստիճանը հասնում է մոտավորապես 2000° -ի: Այդպիսի բարձր ջերմաստիճանը գիտնականները բացատրում են օդի մոլեկուլների և ատոմների շարժման մեծ արագություններով, դրանց բախումներով, որոնց ընթացքում անջատվում է զգալի քանակությամբ էներգիա:

Ջերմոլորտի մյուս հետաքրքիր յուրահատկությունը լիցքավորված մասնիկների՝ իոնների առկայությունն է, որի համար էլ այդ շերտը այլ կերպ անվանում են իոնոլորտ:

Լիցքավորված այդ մասնիկներն առաջանում են Արեգակի գերմանուշակագույն և կորպուսկուլյար ճառագայթման ազդեցությամբ: Ջերմոլորտում առանձնացնում են իոնացված չորս շերտ՝ D (80 կմ բարձրությամբ), E (110 կմ), F₁ (120 կմ) և F₂ (250–400 կմ): Իոնների առկայությունը ջերմոլորտը դարձնում է էլեկտրահաղորդիչ, և նրանով անցնում են հզոր էլեկտրական հոսանքներ: Իոնոլորտի շնորհիվ ռադիոկապ է հաստատվում Երկրի տարբեր շրջանների, տարբեր մայրցամաքների միջև: Արեգակի վրա հրվիժակների առաջացման ժամանակ իոնոլորտում տեղի են ունենում ուժեղ հուզումներ և ռադիոկապը ժամանակավորապես խախտվում է: Արեգակից մթնոլորտ հասնող լիցքավորված մասնիկների ազդեցությամբ ջերմոլորտում դիտվում է նաև բևեռափայլերի գեղեցիկ երևույթը:

Արտաքին ոլորտ (էկզոսֆերա): Մթնոլորտի ամենավերին, գազերի խիստ նոսր, ցրման ոլորտն է, որից մթնոլորտի գազերը կարող են հեռանալ, թռչել-անցնել միջնոլորակային տարածություն: Արտաքին ոլորտից հիմնականում «հեռանում են» ջրածնային ատոմները⁸, որոնք և առաջացնում են մեր մոլորակի այսպես կոչված ջրածնային երկրապսակը:⁹ Գտնում են որ այս ոլորտում ջերմաստիճանը ավելի քան 2000° է:

3. Մթնոլորտի առաջացումը և էվոլյուցիան

Մթնոլորտի առաջացման վերաբերյալ թեև կան տարբեր վարկածներ, բայց առավել ընդունվածն այն է, որը մթնոլորտի առաջացումը կապում է Երկրի միջնապատյանում (մանթայում) տեղի ունեցող պրոցեսների հետ: Մթնոլորտը Երկրի մյուս ոլորտների՝ քարոլորտի և ջրոլորտի հետ առաջացել է մանթայում ընթացող ընդհանուր (միասնական) պրոցեսում՝ մանթայի նյութերի հալման և գազազրկման հետևանքով: Քիմիապես կապակցված զանազան գազեր ըստ երևույթին եղել են նախա-մոլորակային գազափոշային ամպի մեջ: Հետագայում երկրագնդի ներքին ջերմության ազդեցությամբ տաքացել ու հալվել են մանթայի նյութերը, դրանցից անջատված գազերը դուրս են եկել և Երկրի ձգողական ուժի շնորհիվ պահվել նրա շուրջը՝ առաջացնելով մթնոլորտը: Մանթայից գազերի և ջրային գոլորշիների առաջացումն այժմ էլ շարունակվում է, որի լավագույն ապացույցը հրաբխային ժայթքումների ժամանակ լավայի հետ միասին դուրս մղվող գազերն ու ջրային գոլորշիներն են:

Նախնական մթնոլորտի կազմն այնպիսին չի եղել, ինչպիսին այժմ է: Այն ժամանակ օդում գերակշռել են CO, CO₂, HCL, HF, H₂S, NH₃, CH₄ գազերը և ջրային գոլորշիները: Այդ գազազուրկ թաղանթը ունեցել է մոտավորապես $+100^{\circ}$ ջերմաստիճան: Ջերմաստիճանի աստիճանաբար նվազմանը զուգընթաց ջրային գոլորշիները խտացել են և առաջացրել ջրոլորտը, իսկ գազերը՝ մթնոլորտը:

⁸ Գտնում են, որ ջրածնի ատոմներն առաջանում են ջերմոլորտի ստորին շերտերում, ջրի մոլեկուլների տրոհումից, գերմանուշակագույն ճառագայթների ազդեցությամբ:

⁹ Դա այլ կերպ անվանում են Երկրի ջրածնային «պոչ»:

Նախնական մթնոլորտում ազատ թթվածին չի եղել: Այն առաջացել է ավելի ուշ երբ Երկրի վրա առաջացել է բուսածածկույթի և բույսերի կողմից կատարվել է լուսասինթեզի պրոցես: Շատ աննշան է եղել նաև օզոնի պարունակությունը:

4. Մթնոլորտի նշանակությունը

Մթնոլորտը մեր մոլորակի և նրա օրգանական աշխարհի համար ունի չափազանց կարևոր նշանակություն: Առանց մթնոլորտի Երկրի վրա կյանքը չէր առաջանա:

Մթնոլորտը երկրագնդի և նրա աշխարհագրական թաղանթի համար հանդիսանում է ջերմության կարգավորիչ: Մթնոլորտի շնորհիվ է, որ ցերեկը Արեգակի ճառագայթներից Երկրի մակերևույթը ուժեղ չի տաքանում, գիշերն էլ շատ չի սառչում: Դրա համար էլ մթնոլորտը հաճախ անվանում են **երկրագնդի վերմակ**: Առաջին հերթին հենց այդ վերմակի շնորհիվ է, որ Երկրի վրա կյանք կա:

Մթնոլորտը պաշտպանում է երկրագունդը երկնաքարերից: Վերջիններս մեծ արագությամբ անցնելով մթնոլորտի միջով, շփվում են դրա հետ, շիկանում ու այրվում և սովորաբար մանր քարերի և փոշու ձևով թափվում Երկրի վրա՝ չվնասելով նրան: Միայն առանձին դեպքերում է, երբ երկնաքարը, ունենալով մեծ զանգված, չի հասցնում լրիվ այրվել, ընկնում է Երկրի վրա և մեծ ավերածություններ առաջացնում: Այդպիսին են, օրինակ, Արիզոնայի, Սիխոտե-Ալինի, Տունգուսկայի և աշխարհում ամենամեծ Գոբայի (Աֆրիկա) երկնաքարերը:

Մթնոլորտի շնորհիվ է, որ ջուրը պահպանվում է Երկրի վրա: Մթնոլորտի առկայության պայմաններում Երկրի մակերևույթից ջրի գոլորշիները վեր բարձրանալով աստիճանաբար պաղում են, խտանում և առաջացնում են ամպեր: Վերջիններից էլ ջուրը տեղումների ձևով նորից թափվում է Երկրի վրա: Այդպիսով տեղի է ունենում ջրի շրջապտույտը: Մեծ է մթնոլորտի դերը Արեգակից եկող մահացու գերմանուշակագույն ճառագայթներից կենդանի օրգանիզմների պաշտպանելու գործում: Մթնոլորտում գտնվող օզոնի շերտը կլանում է այդ ճառագայթները և պաշտպանում կյանքը Երկրի վրա:

Մթնոլորտի միջոցով ջուրը տեղումների ձևով տեղափոխվում է աշխարհագրական թաղանթի տարբեր տարածաշրջանների միջև, մասնավորապես օվկիանոսներից ցամաք՝ ստեղծելով կենսական նպաստավոր պայմաններ:

Մթնոլորտի շնորհիվ են իրականացվում կենդանի օրգանիզմների գազափոխանակության և լուսասինթեզի պրոցեսները:

Ընդհանրացնելով կարող ենք ասել, որ մթնոլորտի շնորհիվ Երկրի վրա ստեղծվել և պահպանվում է կյանքի համար անհրաժեշտ էկոլոգիական հավասարակշռված վիճակ: ***Չիշենք, որ առանց սննդի մարդը կարող է ապրել շաբաթներ, առանց ջրի՝ օրեր, ապա առանց օդի՝ ընդամենը մի քանի րոպե:***

**ԱՐԵՎԱԿԱՆԱՅԻՆ ՃԱՌԱԳԱՅԹՈՒՄԸ ՈՐՊԵՍ
ԱՇԽԱՐՀԱԳՐԱԿԱՆ ԹԱՂԱՆԹԻ ԷՆԵՐԳԻԱՅԻ
ՀԻՄՆԱԿԱՆ ԱՂՔՅՈՒՐ**

Արեգակնային ճառագայթում: *Արեգակի կողմից լույսի, ջերմության և լիցքավորված մասնիկների արծակումը դեպի միջնոլորակային տարածություն, կոչվում է արեգակնային ճառագայթում (ռադիացիա):*

Ճառագայթվող լույսն ու ջերմությունը Երկիր են հասնում էլեկտրամագնիսական ալիքների ձևով, վայրկյանում անցնելով 300 000 կմ տարածություն: Այդ ձևով Արեգակի ջերմությունը (էներգիան) անցնելով մթնոլորտով, հասնում է Երկրի մակերևույթ: Արեգակից ստացվող ջերմությունը նրա զանգվածում ընթացող ջերմա-միջուկային ռեակցիաների արգասիք է, որ էլեկտրոմագնիսական ալիքների ձևով մոտավորապես 300 000 կմ/վրկ արագությամբ, հասնում է Երկրի մակերևույթ և կլանվելով նորից վերածվում ջերմային էներգիայի: Արեգակից ստացվող ջերմության շնորհիվ աշխարհագրական թաղանթում տեղի են ունենում բարդ ու բազմազան տարբեր պրոցեսներ:

Արեգակը միջնոլորակային տարածություն է ճառագայթում հսկայական քանակությամբ ջերմություն: Երկրին հասնում է դրա ընդամենը երկու միլիարդերորդական մասը, բայց այդքանն էլ բավական էր, որ Երկրի վրա առաջանար աշխարհագրական թաղանթ՝ իր հարուստ ու բազմազան օրգանական աշխարհով:

Երկրագունդը Արեգակից տարեկան ստանում է $1,4 \cdot 10^{24}$ կալորիա ($5,74 \cdot 10^{24}$ ջոուլ) ջերմություն: Էներգիայի այդ քանակությունը բավական է 30 մետր հաստությամբ սառցի շերտը հալեցնելու համար:

Արեգակնային ճառագայթման 46%-ը կազմում է աչքի համար **տեսանելի**, իսկ 54%-ը անտեսանելի ալիքները: Ճառագայթման 99%-ը (0,1-4 միկրոն) կարճալիք է, մոտ 1%-ը երկարալիք է (4-124 միկրոն):

Արեգակից ստացվող ջերմության քանակի վերաբերյալ որոշակի պատկերացում կազմելու համար չափում են Արեգակի ճառագայթների նկատմամբ ուղղահայաց տեղադրված, 1 քառ.սմ մակերեսի կողմից, 1 րոպեում կլանված ջերմության քանակը: Դա այլ կերպ կոչվում է **ճառագայթման լարվածություն**:

Բազմաթիվ դիտարկումները ցույց են տվել, որ մթնոլորտի սահմաններից դուրս (Երկրային մթնոլորտին մոտեցող) Արեգակի ճառագայթային էներգիան կայուն մեծություն է, ամենուրեք նույնն է: Նրա լարվածությունը կոչվում է **արեգակնային հաստատուն**, որը նշանակում են I_0 -ով և հավասար է $1,98$ կալ/քառ.սմ րոպե¹⁰:

Տարվա ընթացքում, Երկիր-Արեգակ հեռավորության փոփոխությունից կախված արեգակնային հաստատունը տատանվում է: Հունվարին մեծանում է, հուլիսին՝ նվազում, փոքրանում: Տարեկան տատանումները կազմում են $\pm 3,5\%$:

Ուսումնասիրությունները ցույց են տվել, որ եթե Արեգակի ճառագայթները Երկրի մակերևույթին ամենուրեք ընկնեին ուղիղ անկյան տակ, ապա յուրաքանչյուր քառակուսի սանտիմետր մթնոլորտի բացակայության դեպքում, կստանար 1000 կկալ ջերմություն: Բայց քանի որ Երկրագունդը գնդաձև է և Արեգակի ճառագայթները միայն աշխարհագրական ցածր լայնություններում են ուղիղ անկյան տակ ընկնում, բացի այդ, միշտ լուսավորում է Երկրի միայն մի կեսը: Դրա և մթնոլորտի առկայության պայմաններում Երկրի մակերևույթի ամեն մի քառակուսի սանտիմետրը տարեկան ստանում է մոտավորապես 250-260 կկալ ջերմություն:

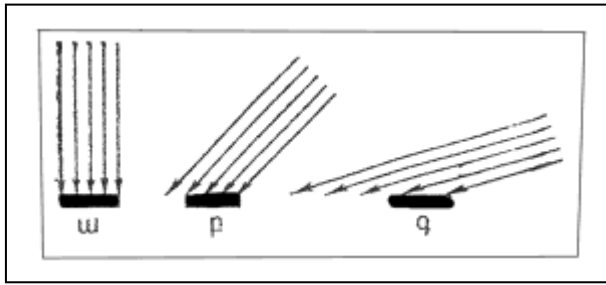
Դիտարկումները հաստատել են, որ արեգակնային լարվածության վրա ազդում են մի շարք գործոններ: Քննարկենք դրանցից հիմնականները:

1.Ճառագայթների անկման անկյունը: Այս կապը արտահայտվում է նրանում, որ առավելագույն ջերմություն ստանում են Արեգակի ճառագայթների նկատմամբ ուղղահայաց տեղադրված մակերեսները: Այլ կերպ ասած, ինչքան արևի **ճառագայթները** Երկրի մակերևույթի հետ մեծ անկյուն կազմեն, ուղիղ անկյան տակ ընկնեն, այնքան նրանց բերած ջերմությունը շատ կլինի:

Դա բացատրվում է նրանով, որ ուղղահայաց ընկնելու դեպքում ճառագայթների փնջի էներգիան բաշխվում է փոքր մակերեսի վրա (b), իսկ թեք ընկնելու դեպքում՝ նույն փնջի էներգիան բաշխվում է

¹⁰ Կլիմայագիտության մեջ արեգակնային հաստատունը ընդունում են 2 կալ/քառ.սմ րոպե:

մեծմ ակերեսի վրա (c), այդ պատճառով էլ մակերեսի յուրաքանչյուր միավոր քիչ ջերմություն կստանա (նկ. 2.):



Նկ.2. Արեգակից ստացվող ջերմության քանակը կախված է հորիզոնի նկատմամբ արեգակի բարձրությունից: Նկարում պատկերված ա-բ և ա-գ մակեսներից ո՞րն է ավելի շատ տաքանում և ինչո՞ւ:

Ինչքան ճառագայթների անկման անկյունը մեծ լինի, այնքան արեգակնային ճառագայթման լարվածությունը մեծ կլինի և հակառակը:

Արեգակնային ճառագայթման լարվածության և ճառագայթների անկման անկյան միջև կախումը արտահայտվում է հետևյալ բանաձևով.

$I_1 = I_0 \sin h$, որտեղ I_1 -ը h -անկյան տակ ընկնող արեգակնային ճառագայթների լարվածությունն է: I_0 -արեգակնային հաստատունն է (2 կալ քառ.սմ ընկնող), $\sin h$ -ը ճառագայթների անկման անկյունը: Այս բանաձևը կարելի է գրել նաև այսպես.

$I_1 = I_0 \cdot \cos \varphi$, որտեղ φ աշխարհագրական լայնությունն է:

Բանաձևից հեշտ է նկատել, որ հասարակածային լայնություններում I_1 -ը ձգտում է կամ հավասար է I_0 -ի, իսկ բարձր լայնություններում նվազում է՝ բևեռներում հասնելով նվազագույնի:

Արեգակի ճառագայթների անկման անկյունը (Արեգակի հորիզոնի նկատմամբ բարձրությունը) 90° կազմում է միայն արևադարձերի՝ հյուսիսային և հարավային $23^\circ 30'$ լայնությունների միջև: Հետևապես այդ լայնությունների միջև արեգակնային լարվածությունը (ստացվող ջերմության քանակությունը) կլինի ամենաբարձրը: Այնքանով որ տարվա և օրվա ընթացքում Արեգակի բարձրությունը հորիզոնի նկատմամբ աշխարհագրական տարբեր լայնությունների վրա փոխվում է, Երկրի մակերևույթի ստացած ջերմությունը նույնպես տարբեր է լինում (աղյուսակ 1.):

Հասարակածային լայնություններում արեգակնային ջերմության քանակը տարվա ընթացքում մեծ տատանումներ չի տալիս, իսկ բարձր լայնություններում տատանումները շատ մեծ են: Դա բացատրվում է նրանով, որ ամռանը բարձր լայնություններում բևեռային երկարատև ցերեկների ընթացքում Արեգակից ստացվում է զգալի քանակությամբ ջերմություն, իսկ ձմռանը բևեռային գիշերների ընթացքում ջերմություն չի ստացվում: Ահա այդ պատճառով էլ հասարակածային և բևեռային շրջաններում ստացվող ջերմության քանակի տարբերությունը ամռանը փոքր է, ձմռանը՝ մեծ:

2. Մթնոլորտի ազդեցությունը արեգակնային ճառագայթման վրա

Այս գործոնի ազդեցությունը արտահայտվում է նրանում, որ անցնելով մթնոլորտի միջով, ճառագայթումը կրում է քանակական և որակական զգալի փոփոխություններ: Պարզվում է, որ մթնոլորտով անցնելիս ճառագայթային էներգիայի 15-20%-ը կլանվում է մթնոլորտում գտնվող ջրային գոլորշիների, աէրոզոլների, օզոնի և այլ նյութերի կողմից, մոտավորապես 25%-ը ցրվում է և անդրադարձվում: Ցրումը ավելի շատ կատարվում է փոշու, ծխի մասնիկների, գազերի մոլեկուլների, սառցե բյուրեղների կողմից: Իդեալ, մթնոլորտի գազերի մոլեկուլները ավելի շատ ցրում են Արեգակի կարճալիք՝ կապտամանուշակագույն ճառագայթները, որով և պայմանավորված է երկնքի կապույտ գույնը: Արեգակի ճառագայթների ցրման և անդրադարձման շնորհիվ է, որ ամպամած օրերին ցերեկները լույս է լինում, ստվերի մեջ երևում են առարկաները, իսկ արևածագից առաջ և մայրամուտից հետո առաջանում են աղջամուղջի ու մթնշաղի երևույթները:

Մթնոլորտում արեգակնային ճառագայթման ընդհանուր թուլացումը արտահայտվում է Վ.Կոստրովի հետևյալ բանաձևով՝ $I_1 = \frac{I_0}{1 + cm}$, որտեղ I_1 -ը Երկրի մակերևույթի ստացած ջերմությունն է,

I_0 -ն արեգակնային հաստատունը, c -ն մթնոլորտի պլոտության գործակիցը, m -ը մթնոլորտի հաստությունը (օպտիկական զանգվածը), այլ կերպ մթնոլորտում Արևի ճառագայթների անցած ճանապարհի երկարությունը:

Բանաձևից հեշտ է նկատել, որ ինչքան m -ը մեծ լինի, իսկ դա լինում է Արեգակի ցածր դիրքերի ժամանակ, այնքան ճառագայթային էներգիայի կորուստը ճանապարհին մեծ կլինի և I_1 -ի տարբերությունը I_0 -ից մեծ կլինի: Ինչ վերաբերում է էներգիայի կախումը պլոտությունից, ապա նշենք, որ ինչքան մթնոլորտի պլոտությունը մեծ լինի, այնքան ստացած ջերմությունը քիչ կլինի: Հակառակ պատկերը կունենանք, երբ Արեգակի ճառագայթները Երկրի մակերևույթ են հասնում կարճ ճանապարհով (կեսօրին և ամռանը) և թափանցիկ ու մաքուր մթնոլորտով, ջերմության կորուստը քիչ է լինում և I_1 -ը կձգտի I_0 , կամ քիչ կտարբերվի նրանից:

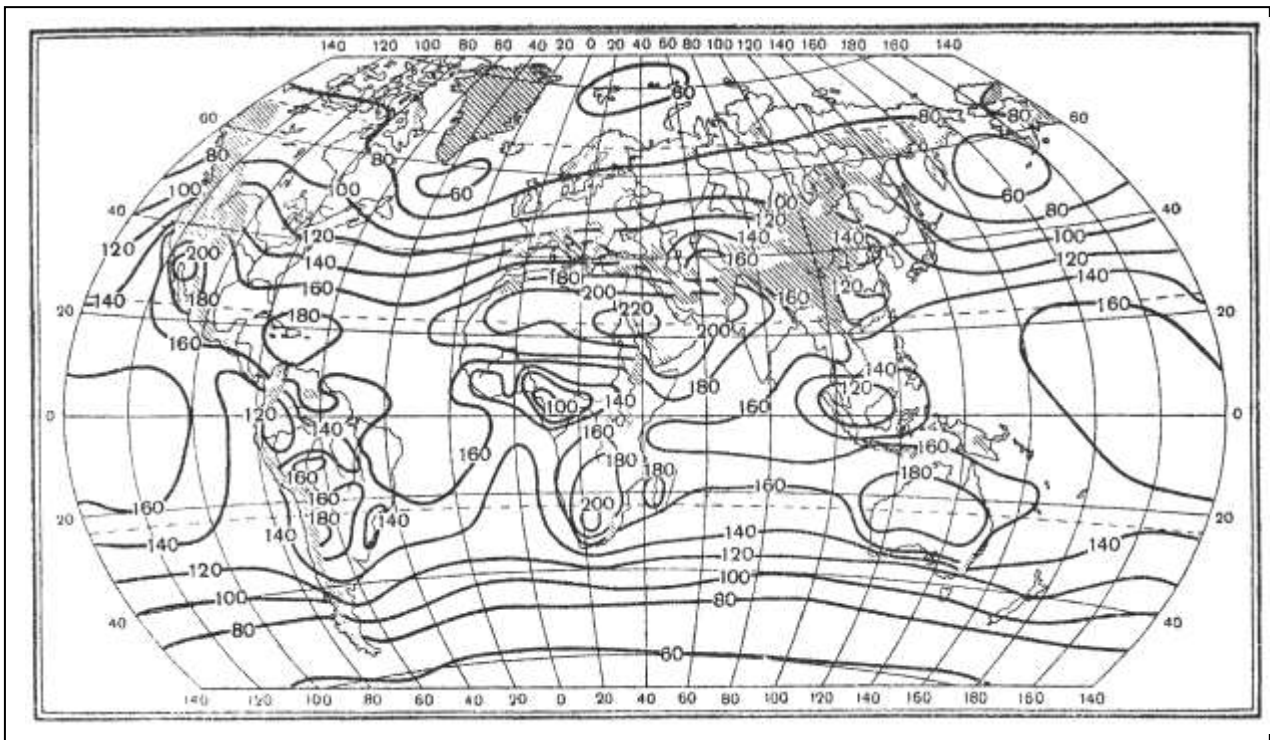
Ուղիղ, ցրված և գումարային ճառագայթում

Անցնելով մթնոլորտի տարբեր շերտերով՝ արեգակնային ճառագայթման էներգիան տարբեր ձևով են հասնում երկրի մակերևույթ: Պարզկա օրերին Արեգակի ճառագայթների մեծ մասը երկրի մակերևույթ հասնում են առանց ցրվելու: Դրան անվանում են **ուղիղի ճառագայթում**: ճառագայթման մի մասն էլ երկիր է հասնում մթնոլորտի և նրանում գտնվող զանազան աերոզոլների կողմից ցրվելով, որը կոչվում է **ցրված ճառագայթում**: Այդպիսի ճառագայթում լինում է հատկապես ամպամած օրերին, երբ Արեգակը չի երևում, բայց ցրված ճառագայթների շնորհիվ շրջապատում լույս է: Դեպի բևեռներ ցրված ճառագայթման բաժինը մեծանում է:

Ամբողջ ճառագայթումը, որը երկիր է հասնում ուղիղ և ցրված ձևով, կոչվում է **գումարային կամ միագումար ճառագայթում**:

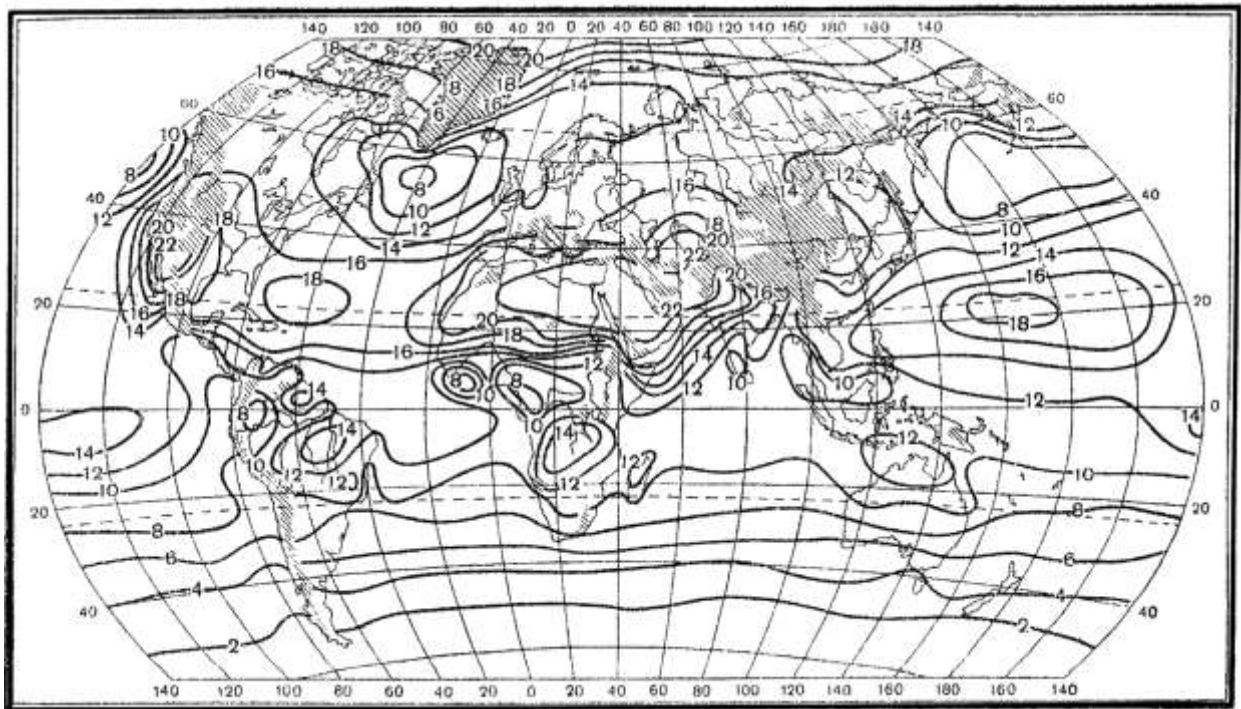
Ամպամածության, մթնոլորտի փոշոտվածության և Արեգակի բարձրությունից կախված՝ ուղիղ և ցրված ճառագայթման հարաբերակցությունը նշանակալից չափով փոխվում է: Ամպամած օրերին ցրված ճառագայթումը գերազանցում է ուղիղ ճառագայթմանը: Արեգակի ցածր դիրքերում գումարային ճառագայթումը գրեթե ամբողջությամբ կազմված է ցրված ճառագայթումից:

Երկրի վրա միագումար ճառագայթումն ունի զոնալ և այդ ֆոնի վրա դիտվող ռեգիոնալ բաշխվածություն: Տարվա ընթացքում միագումար ճառագայթային էներգիա ամենից շատ ստանում են արևադարձային լայնությունների ներմայրցամաքային տարածքները՝ 200-220 կկալ/քառ.սմ (Արևելյան Սահարա, Արաբական թերակղզու կենտրոնական շրջաններ և այլն): Հասարակածային շրջաններում միագումար ճառագայթումը օդի բարձր խոնավության և ամպամածության պատճառով նվազում է՝ կազմելով 120-160 կկալ/քառ.սմ: Բարեխառն լայնություններում երկրի մակերևույթը ստանում է 80-100 կկալ/քառ.սմ, Արկտիկայում՝ 60-70, իսկ Անտարկտիդայում օդի բարձր թափանցիկության և հաճախակի դիտվող պարզկա եղանակների պայմաններում՝ 100-120 կկալ/քառ.սմ (Նկ.3): Ըստ Ռ. Քարտաշյանի տվյալների (1970) մեր հանրապետության տարածքում միագումար ճառագայթումը տատանվում է 120-160 կկալ/քառ.սմ սահմաններում: Առավելագույնը բարձրադիր գոտում է:



Նկ. 3. Արեգակնային միագումար ճառագայթումը տարվա ընթացքում (կկալ/քառ. սմ)

Հուլիսին, Արեգակի նկատմամբ երկրագնդի դիրքի հետ կապված, ճառագայթային էներգիայի առավելագույնը ստացվում է հյուսիսային կիսագնդում, հատկապես արևադարձային և մերձարևադարձային լայնությունների ներքին շրջաններում: Հարավային բևեռային շրջագծի սահմաններում միագումար ճառագայթումը կազմում է 0-ից 1-2 կկալ/քառ.սմ (Նկ. 4):



Նկ. 4. Արեգակնային միագունար ճառագայթումը հուլիսին (կկալ/քառ. սմ)

Հունվարին ճառագայթային էներգիայի առավելագույնը ստացվում է հարավային կիսագնդում, հատկապես արևադարձային լայնություններում: Անտարկտիդայի սառցածածկ բարձր մակերևույթը թափանցիկ մթնոլորտի պայմաններում միագունար ճառագայթում ավելի շատ է ստանում, քան Արկտիկան՝ հուլիսին:

Ամբողջությամբ վերցրած հարավային կիսագնդում ստացվող ճառագայթային էներգիան համեմատաբար ավելի քիչ է, քան հյուսիսային կիսագնդի նույն լայնություններում՝ հուլիսին: Դա բացատրվում է նրանով, որ հարավային կիսագնդում օվկիանոսային աքվատորիան ավելի մեծ է, բարձր է օդի խոնավությունը, հետևապես նաև՝ մթնոլորտի ամպամածության աստիճանը:

Աշխարհագրական բարձր լայնություններում միագունար ճառագայթային էներգիան քիչ է: Եվ նրա 0-ական իզոգիծը անցնում է հյուսիսային բևեռային շրջագծից փոքր ինչ հյուսիս անցնող սահմաններով (Նկ. 5):

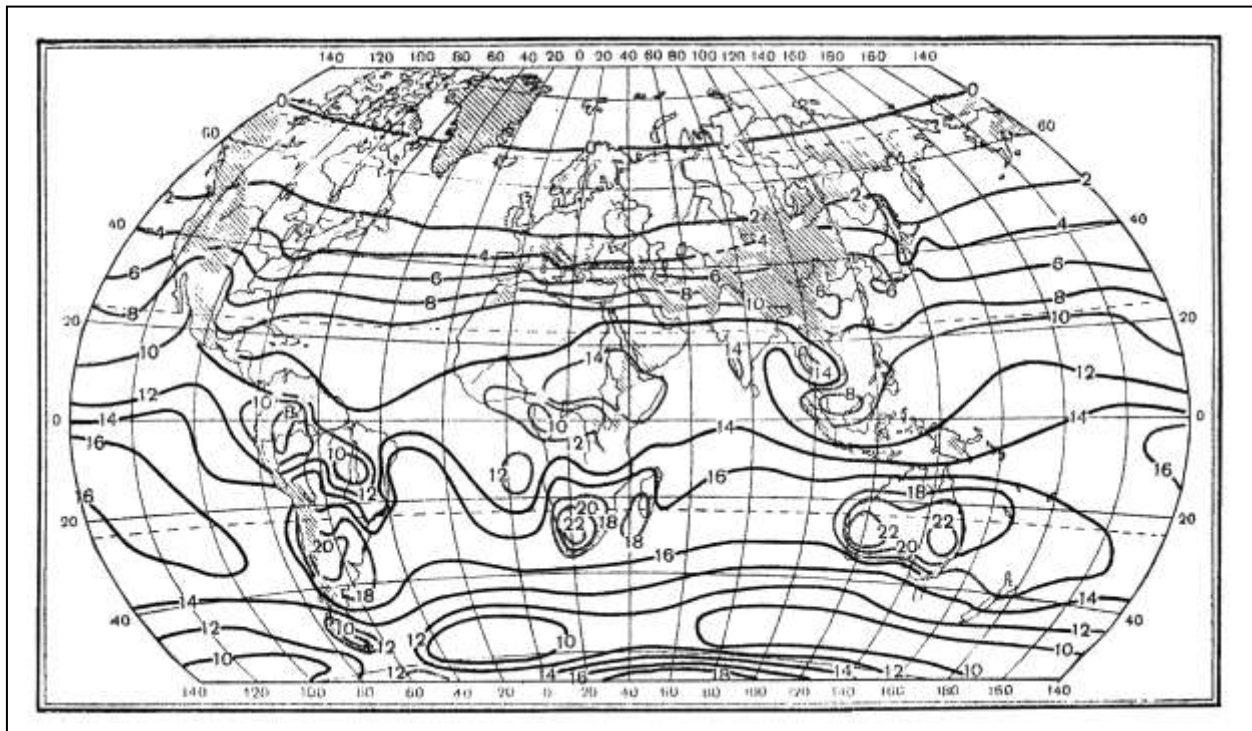
Լեռնային երկրներում, այդ թվում մեր հանրապետության տարածքում միագունար ճառագայթումը ըստ բարձրության մեծանում է: Օրինակ, Արարատյան դաշտում այն կազմում է 1,4 կալ/քառ.սմ ընդհանուր, իսկ Արագածի և Գեղամա լեռների բարձր մասերում՝ 1,7 կալ/քառ.սմ ընդհանուր:

Ալբեդո: Արեգակից ստացվող միագունար ճառագայթային էներգիան Երկրի մակերևույթի կողմից ամբողջությամբ չի կլանվում: Ճառագայթների մի մասն անդրադարձվում է դեպի մթնոլորտ:

Անդրադարձվող ճառագայթման էներգիայի քանակի հարաբերությունը Երկրի մակերևույթի ստացած ջերմության քանակին կոչվում է Ալբեդո: Ալբեդոն արտահայտվում է տոկոսներով կամ տասնորդական կոտորակով և ցույց է տալիս տվյալ մակերևույթի անդրադարձնող հատկությունը: Երկրի մակերևույթի ալբեդոն կախված է անդրադարձնող մարմնի հատկությունից և վիճակից՝ գույնից, խոնավությունից, մակերևույթի անհարթությունից, ջերմային վիճակից և այլն: Օրինակ, թարմ ձյան ալբեդոն 90% է, ավազային անապատինը՝ 9–34%, լայնատերև անտառինը՝ 16–27%, փշատերև անտառինը՝ մինչև 6–19%, վարելահողինը՝ 10%, ջրի մակերևույթի ալբեդոն խիստ տարբեր է (2–80%) և կախված է արևի ճառագայթների անկման անկյունից, ինչքան ճառագայթները մեծ անկյան տակ ընկնեն, այնքան ալբեդոն փոքր է լինում:

Մեծ է բևեռային շրջանների ծյունածածկ սառույցների ալբեդոն, որը և այդ շրջանների ցածր ջերմաստիճանների պատճառներից մեկն է:

Մաքուր մթնոլորտի ալբեդոն հավասար է մոտավորապես 10%, ամպերինը՝ 50–80%-ի: Երկրի մակերևույթի ալբեդոյի միջին մեծությունը ընդունվում է 35–40%:



Նկ. 5. Արեգակնային միագունար ճառագայթումը հունվարին (կկալ/քառ. սմ)

Ճառագայթում: Ֆիզիկայից հայտնի է, որ բացարձակ զրոյից (-273°) բարձր ջերմաստիճան ունեցող յուրաքանչյուր մարմին ջերմություն է ճառագայթում: Ապացուցված է, որ բացարձակ սև մարմնի կողմից ճառագայթվող էներգիայի քանակը ուղիղ համեմատական է մարմնի ջերմաստիճանի քառակուսու աստիճանին: Այն որոշվում են Ստեփան-Բոլցմանի հետևյալ բանաձևով՝ $E = \sigma T^4$ կալ/քառ.սմ րոպե, որտեղ E -ն ճառագայթվող էներգիայի քանակն է, T -մարմնի ջերմաստիճանը, σ -հաստատուն գործակից է, որը հավասար է $8,26 \cdot 10^{-11}$ կալ/քառ.սմ րոպե:

Ինչքան բարձր լինի ճառագայթող մարմնի ջերմաստիճանը, այնքան ջերմություն շատ է ճառագայթում և կարճալիք կլինեն նրանից արձակվող ճառագայթները: Արեգակի ճառագայթումը կարճալիք է (հիշենք նրա մակերեսի ջերմաստիճանը 6000° է): Երկրի մակերևույթը կլանելով Արեգակի կարճալիք ճառագայթումը՝ տաքանում է և դառնում ջերմության ճառագայթող մարմին (երկրային ճառագայթման աղբյուրը): Բայց Երկրի մակերևույթի ջերմաստիճանը չի գերազանցում մի քանի տասնյակից, ուստի նրա ճառագայթումը **երկարալիք է:**

Մթնոլորտը կլանելով արեգակնային ճառագայթման որոշ մասը և երկրային ճառագայթման կեսից ավելին, տաքանում է և իր հերթին դառնում ջերմության ճառագայթման աղբյուր: Մթնոլորտային ճառագայթման մի մասը ուղղված է դեպի Երկիր՝ երկրային ճառագայթմանը հակառակ և կոչվում են **հանդիպական ճառագայթում:** Վերջինս նույնպես երկարալիք է: Այդպես մթնոլորտում հանդիպում են երկարալիք ճառագայթման երկու հոսք՝ երկրային և մթնոլորտային: Դրանց միջև տարբերությունը, որով որոշվում է Երկրի մակերևույթի ջերմության կորուստը, կոչվում է **էֆեկտիվ ճառագայթում:** Չասկանալի է, որ ինչքան բարձր լինի Երկրի մակերեսի ջերմաստիճանը, այնքան մեծ կլինի էֆեկտիվ ճառագայթումը: Մթնոլորտի խոնավությունը և ամպերը խիստ նվազեցնում են էֆեկտիվ ճառագայթումը: Մասնավորապես դրանով է բացատրվում պարզկա գիշերներին զարմանք և աշնանը ցրտահարությունների վտանգավոր երևույթը:

Տարվա ընթացքում էֆեկտիվ ճառագայթման առավելագույն արժեքները դիտվում են արևադարձային անապատներում (80 կկալ/քառ.սմ): Դրա պատճառը այդ վայրերի օդի բարձր ջերմաստիճանն է, չորությունը և պարզկա երկինքը: Այդ ամենն էլ արդյունք են հիշյալ լայնություններում ամբողջ տարին պահպանվող մթնոլորտային բարձր ճնշմանը, օդի վայրընթաց շարժմանը, որոնց մասին կնշվի մթնոլորտային ճնշմանը վերաբերող բաժնում:

Չասարակածային լայնություններում, օդի բարձր խոնավության և ամպամածության պայմաններում էֆեկտիվ ճառագայթումը կազմում է ընդամենը 30 կկալ/քառ.սմ: Բարեխառն լայնություններում Երկրի մակերևույթը կորցնում է Արեգակից ստացած միագունար ճառագայթային էներգիայի մոտավորապես կեսը (45–50%): Ամբողջությամբ վերցրած Երկրի էֆեկտիվ ճառագայթումը տարեկան կազմում է միջինը 45–46 կկալ/քառ.սմ:

Մթնոլորտի ջերմոցային էֆեկտը: Ինչպես արդեն նշել ենք, մեր մոլորակի ջերմային վարքագծում շատ կարևոր է մթնոլորտի դերը: Արեգակնային ճառագայթումը (ուղիղ և ցրված) մթնոլորտով անարգել անցնում է և հասնում Երկրի մակերևույթ: Դրան հակառակ, Երկրի երկարալիք ճառագայթումը կասեցվում է մթնոլորտի կողմից: Երկրի համար մթնոլորտի կատարած այդ դերը նման է ջերմոցներում ապակու կատարած դերին և կոչվում է **ջերմոցային էֆեկտ**:

Մթնոլորտի ջերմոցային էֆեկտի շնորհիվ Երկրի մակերևույթի միջին ջերմաստիճանը $+15^{\circ}$ է¹¹: Եթե մթնոլորտը չլիներ, այն կկազմեր մոտավորապես -22° : Ուսումնասիրությունները հաստատում են, որ մարդու տնտեսական գործունեության հետևանքով վերջին տարիներին դիտվում է մթնոլորտի ջերմոցային էֆեկտի ուժեղացում: Պատճառը վառելիքային ռեսուրսների (նավթ, գազ, քարածուխ) անհաշվե-նկատ օգտագործումն է, օր-օրի դրանց այրման չափերի ավելացումը, որի հետևանքով մթնոլորտում ավելանում է ածխաթթու գազի քանակը: Հաշվարկները ցույց են տվել, որ եթե մթնոլորտում պարունակվող ածխաթթու գազի պարունակությունը կրկնապատկվի, իսկ դա մոտակա ապագայի հարց է, եթե նույն տեմպերով շարունակվի վառելիքային ռեսուրսների օգտագործումը, ապա մթնոլորտի ջերմաստիճանը միջինը կբարձրանա $2-3^{\circ}$ -ով: Մ.Ի. Բուդիկոյի վկայությամբ (1980), մթնոլորտի ջերմոցային էֆեկտի ուժեղացումը խոր փոփոխություններ կնշանակի երկրագնդի ընդհանուր կլիմայի մեջ, որը հղի է լուրջ հետևանքներով: Նրա կարծիքով կլիմայի տաքացումը կառաջացնի բևեռային և բարձր լեռնային շրջանների սառույցների հալք (ի դեպ՝ այն արդեն սկսվել է), որից համաշխարհային օվկիանոսի մակարդակը կբարձրանա 4-5 մ-ով: Դա կլինի մեծ աղետ մարդկության համար և կործանարար՝ հատկապես երկրագնդի ծովափնյա՝ զարգացած տնտեսություն և բերրի հողեր ունեցող ու խիտ բնակեցված շատ շրջանների համար: Ուրեմն ամեն կերպ պետք է կանխել մթնոլորտի տաքացումը և մարդկությանը փրկել վերահաս վտանգից:

ԵՐԿՐԱԳՆԴԻ ՃԱՌԱԳԱՅԹԱՅԻՆ ԵՎ ՋԵՐՄԱՅԻՆ ՀԱՇՎԵԿՇԻՈՆՆԵՐԸ

Վերը շարադրվածից պարզ դարձավ, որ երկրագունդը միաժամանակ և՛ ստանում է արեգակնային էներգիա, և՛ կորցնում: Այլ կերպ ասած՝ տեղի է ունենում էներգիայի մուտք և ելք: **Ճառագայթային էներգիայի մուտքի և ելքի տարբերությունը կոչվում է ճառագայթային հաշվեկշիռ կամ մնացորդային ճառագայթում:** Երկրի ճառագայթային հաշվեկշիռը բաղկացած է ստորադիր մակերևույթի և մթնոլորտի ճառագայթային հաշվեկշիռներից: Ճառագայթային հաշվեկշիռի մուտքի բաղադրիչներն են ուղիղ, ցրված և հանդիպական ճառագայթումը, որոնք միասին կազմում են միագումար ճառագայթումը, իսկ ելքի բաղադրիչներն են ալբեդոն և էֆեկտիվ ճառագայթումը: Հաշվեկշիռի բանաձևը այսպիսին է.

$$R = Q + D + E - A - I_{\text{էֆ}}$$

որտեղ՝
 R-ը ճառագայթային հաշվեկշիռն է,
 Q-ն ուղիղ ճառագայթումը,
 D-ն՝ ցրված ճառագայթումը,
 E-ն՝ հանդիպական ճառագայթումը,
 A-ն ալբեդոն է,
 $I_{\text{էֆ}}$ -ն՝ էֆեկտիվ ճառագայթումը:

Ընդունված է ճառագայթային հաշվեկշիռը որոշել նաև՝

$R = Q - I_{\text{էֆ}} - A$ բանաձևով, որտեղ Q-ն միագումար ճառագայթումն է, $I_{\text{էֆ}}$ -ն՝ ջերմության կորուստը, A-ն ալբեդոն է:

Եթե ճառագայթային էներգիայի մուտքը ավելի մեծ է լինում քան ելքը, հաշվեկշիռը կլինի դրական և հակառակը:

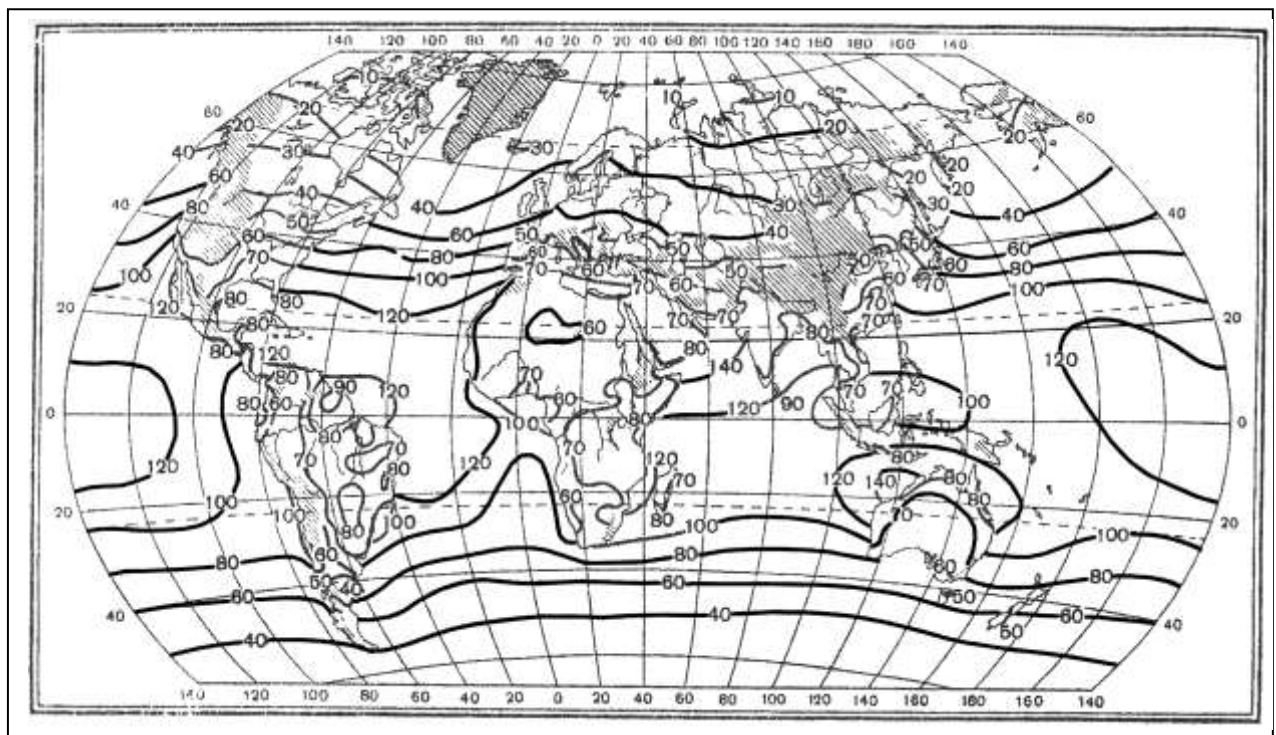
Գիշերը Երկրի մակերևույթի ճառագայթային հաշվեկշիռը բոլոր լայնություններում բացասական է, ցերեկը՝ դրական, բացառությամբ բարձր լայնությունների՝ ծնունդը:

Ճառագայթային հաշվեկշիռի առավելագույն արժեքը տարվա ընթացքում ստացվում է արևադարձային լայնությունների ծովերում՝ 140 կկալ/քառ.սմ (Արաբական ծով): Հասարակածային շրջանների ջրերում՝ 120 կկալ/քառ.սմ, իսկ ցամաքներում՝ $60-90$ կկալ/քառ.սմ: Բարեխառն լայնություններում հաշվեկշիռը կազմում է $30-50$ կկալ/քառ.սմ, բարձր լայնություններում՝ ընդամենը մի քանի կկալ/քառ.սմ, իսկ Գրենլանդիայի և Անտարկտիդայի կենտրոնական մասերում բացասական է (նկ. 6): Հայաստանի Հանրապետության տարածքում միջինը $50-55$ կկալ/քառ.սմ է (Ռ.Ա. Քարտաշյան, Ա.Ա. Մխիթարյան, 1970):

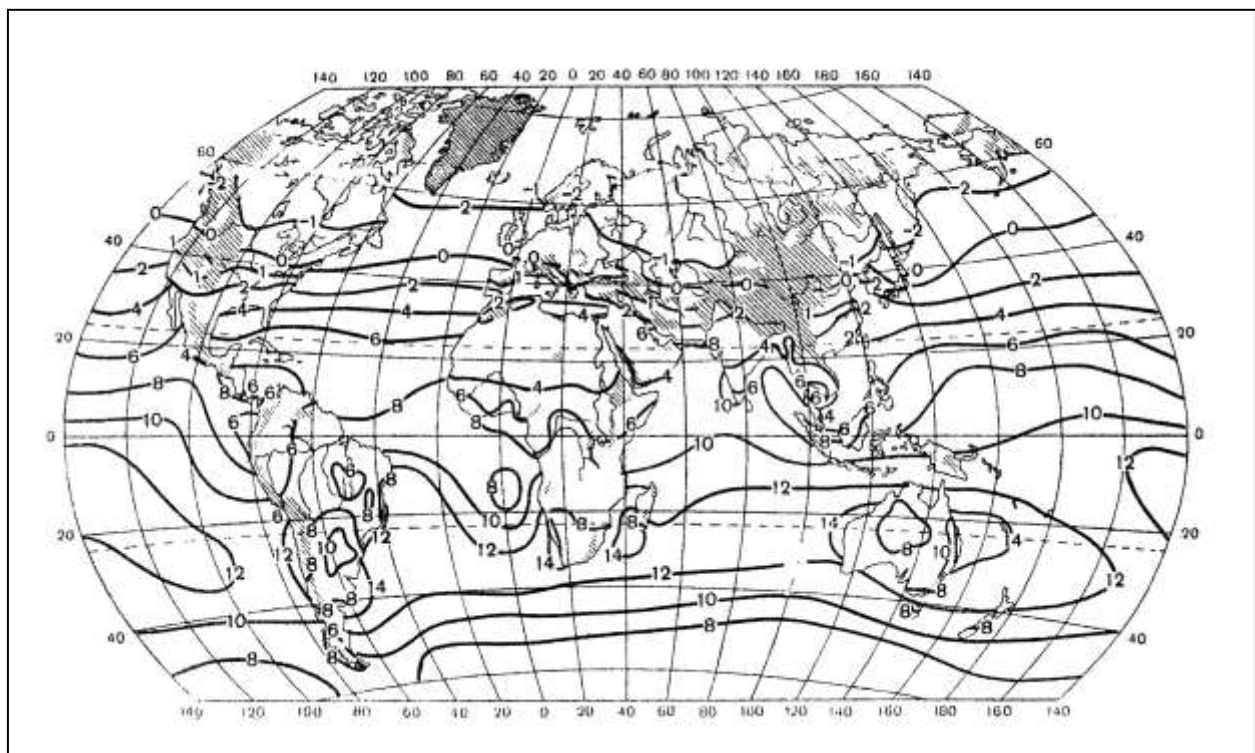
Ճառագայթային հաշվեկշիռն ունի պարզորոշ արտահայտված տարեկան ընթացք: **Հունվարին հաշվեկշիռի** 0-ական գիծն անցնում է հս. լայնության 40° և 50° միջև՝ օվկիանոսների վրա բարձրանալով քիչ հյուսիս, ցամաքներում իջնելով հարավ:

Հյուսիսային կիսագնդի զգալի մասն ունի ճառագայթային բացասական հաշվեկշիռ: Արևադարձային լայնությունների ջրային տարածությունների վրա այն առավելագույնն է (նկ. 7):

¹¹ Ըստ մոր տվյալների. $+16^{\circ}$ է (Ս.Ս. Սուդակովա 1987.-ռուս.):



Նկ. 6. Երկրագնդի մակերևույթի ճառագայթային հաշվեկշիռը (կկալ/քառ. սմ)

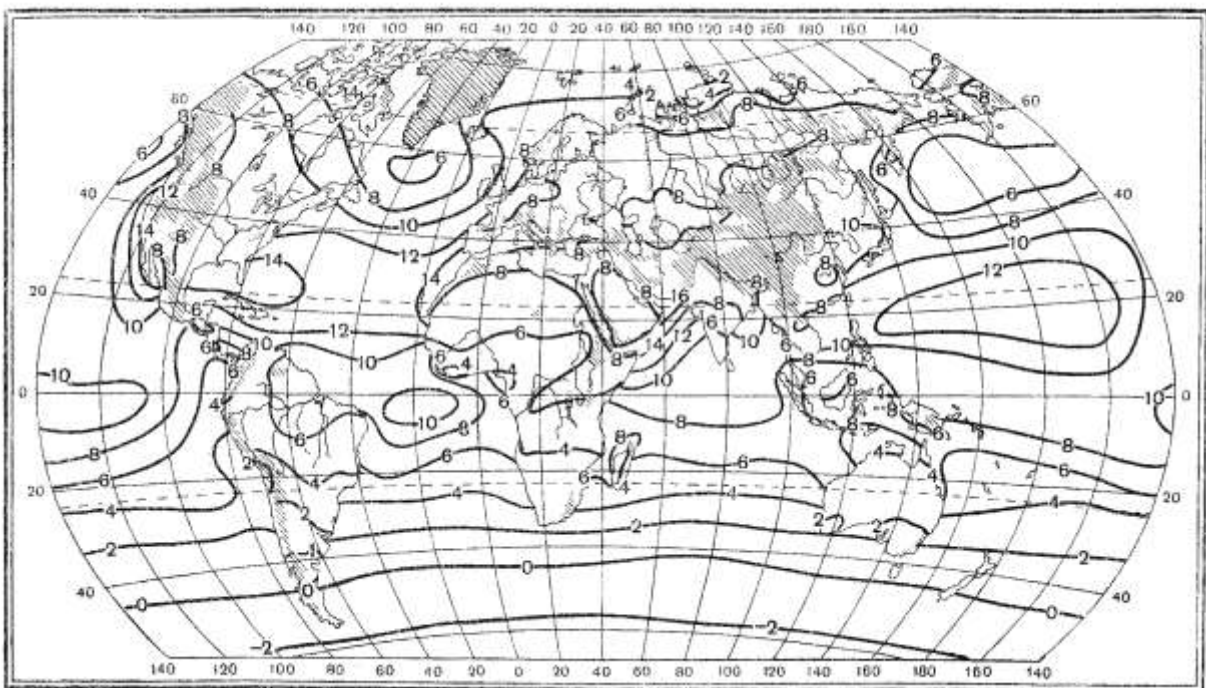


Նկ. 7. Արեգակնային ճառագայթման հաշվեկշիռը հունվարին (կկալ/քառ. սմ)

Հուլիսին հաշվեկշռի 0-ական ցուցանիշի իզոգիծն անցնում է հարավային լայնության 50°-ին հարող սահմանով, որից հյուսիս հաշվեկշիռը դրական է, դրանից հարավ՝ բացասական: Առավելագույն ցուցանիշները դիտվում են հյուսիսային կիսագնդի արևադարձային լայնությունների օվկիանոսների մակերեսային շերտի ջրերում (մինչև 140 կկալ/քառ.սմ) (Նկ. 8):

Ճառագայթային հաշվեկշռի տարեկան միջինը Երկրի մակերևույթի համար դրական է, մթնոլորտինը՝ բացասական: Թվում է, թե դրանից Երկրի մակերևույթը աստիճանաբար պետք է տաքանա, իսկ մթնոլորտը սառչի: Բայց նման բան տեղի չի ունենում, քանի որ Երկրի մակերևույթի և մթնոլորտի միջև անընդհատ տեղի է ունենում ջերմափոխանակություն, որը իրականացնում է ինչպես ճառագայթաարձակման, այնպես էլ ջերմահաղորդականության ճանապարհով:

Ջերմային հաշվեկշիռ: Վերևում նշեցինք, որ աշխարհագրական թաղանթում գոյություն ունեն ինչպես դրական, այնպես էլ բացասական ճառագայթային հաշվեկշիռ ունեցող շրջաններ: Ահա ջերմային հաշվեկշիռը ցույց է տալիս, թե ինչպե՞ս է վերաբաշխված ճառագայթային էներգիան այդ շրջանների միջև, ինչպե՞ս է հաստատվում ջերմային հավասարակշռություն Երկրագնդի և մթնոլորտի տարբեր մասերի, և ամբողջությամբ վերցրած «Երկրի մակերևույթ-մթնոլորտ» համակարգի միջև: Այլ կերպ ասած՝ ջերմային հաշվեկշիռը ցույց է տալիս թե ի՞նչ ճանապարհով, ինչի՞ վրա է ծախսվում ճառագայթային հաշվեկշռի մնացորդային էներգիան:



Նկ. 8. Երկրագնդի մակերևույթի ճառագայթային հաշվեկշիռը հուլիսին (կկալ/քառ. սմ)

Տարբերում են Երկրի մակերևույթի և մթնոլորտի ջերմային հաշվեկշիռներ հասկացությունները: Երկրի մակերևույթի ջերմային հաշվեկշռի բանաձևը այսպիսին է՝

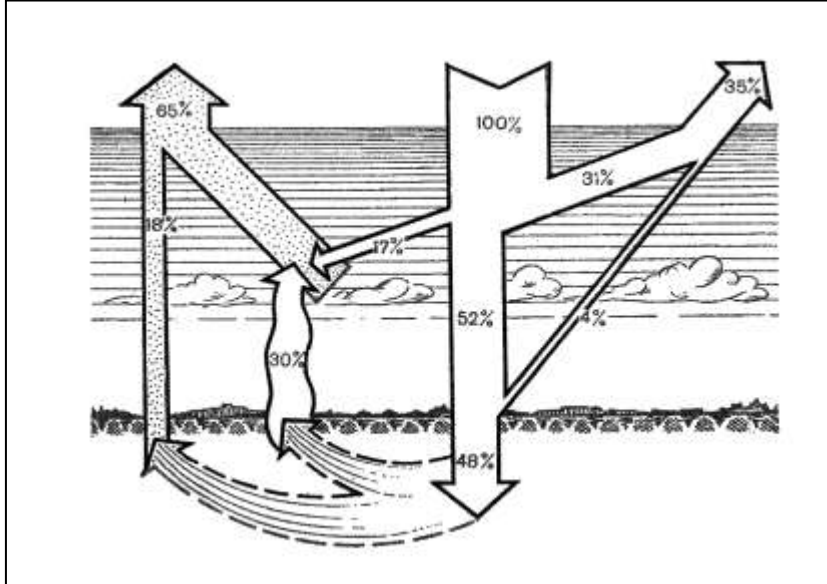
$R = LE + P + G$ այլ կերպ՝ $R - LE - P - G = 0$, որտեղ R -ը ճառագայթային հաշվեկշիռն է (մնացորդային ջերմությունը միշտ դրական է) LE -ն գոլորշացման վրա ծախսված ջերմությունը L -գոլորշացման թաքնված ջերմությունը, E -գոլորշացած ջրի զանգվածը, P -ն տուրբուլենտ ջերմափոխանակությունը Երկրի մակերևույթի և մթնոլորտի միջև, G -ն ջերմափոխանակությունը հողագրունտների և ջրի մակերևույթային և խորը շերտերի միջև:

Մթնոլորտի ջերմային հաշվեկշիռը արտահայտվում է հետևյալ բանաձևով. $R_{\text{մթ}} = P + LE$, կամ $R_{\text{մթ}} - P - LE = 0$, որտեղ $R_{\text{մթ}}$ -ը մթնոլորտի ջերմային հաշվեկշիռն է (միշտ բացասական է), P -ն Երկրի մակերևույթից ստացվող ջերմությունն է, LE -ն ջրային գոլորշիների խտացումից ստացված ջերմությունն է (միշտ դրական մեծություն է):

Երկրի մակերևույթի և մթնոլորտի ջերմային հաշվեկշիռը, որպես միասնական ամբողջություն, հավասար է զրոյի: Այնպես որ Արեգակից ստացվող ջերմությունը Երկրի վրա չի կուտակվում: Այն մասնակցելով աշխարհագրական թաղանթում տեղի ունեցող տարբեր պրոցեսների՝ վերջին հաշվով նորից անցնում է միջմոլորակային տարածություն:

Աշխարհագրական տարբեր լայնություններում Արեգակից ստացվող ջերմությունը ծախսվում է Երկրի մակերևույթի և մթնոլորտի տաքացման, ջրի գոլորշացման, կենսաբանական և այլ պրոցեսներում: Պարզվում է, որ ամենից շատ ջերմություն ծախսվում է ջրի գոլորշացման վրա, հատկապես օվկիանոսների արևադարձային լայնություններում (110-120 կկալ/քառ.սմ տարի): Անցնան է գոլորշացման վրա ծախսվող ջերմությունը անապատային ջրագուրկ, չոր շրջաններում: Ջգալի քանակությամբ ջերմություն է ծախսվում Երկրի մակերևույթի և մթնոլորտի տաքացման վրա:

Եթե տարվա ընթացքում Արեգակից Երկրի մթնոլորտի վերին շերտերին հասնող ճառագայթային էներգիան ընդունենք 100% և նշենք ծախսի հիմնական բաղադրիչները, կարող ենք կազմել Երկրի մակերևույթի և մթնոլորտի ճառագայթային և ջերմային հաշվեկշիռները:



Նկ.9. Գառագայթային և ջերմային հաշվեկշիռի սխեման

Անցնելով մթնոլորտով՝ ճառագայթային էներգիայի 31%-ը անդրադարձվում է միջմոլորակային տարածություն, 17%-ը կլանվում է մթնոլորտի կողմից, մնացած 52%-ը ուղիղ և ցրված ճառագայթման ձևով հասնում է Երկրի մակերևույթ: Դրանից 4%-ը անդրադարձվում է մակերևույթից դեպի մթնոլորտ, իսկ 48%-ը՝ կլանվում: Կլանված ճառագայթային էներգիայի 18%-ը ծախսվում է էֆեկտիվ ճառագայթման վրա (կազմում է կորուստը), ուրեմն մակերևույթի ճառագայթային հաշվեկշիռը՝ մնացորդային ճառագայթումը կկազմի 30% (52%-4%-18%): Այդ 30%-ից 22%-ը ծախսվում է գոլորշացման վրա, 8%-ը՝ մթնոլորտի հետ տուրբուլենտ ջերմափոխանակության վրա: Հետևաբար Երկրի մակերևույթի

ջերմային հաշվեկշիռը կլինի $30\% - 22\% - 8\% = 0$: Նկատի ունենալով, որ մթնոլորտի կողմից դեպի միջմոլորակային տարածություն ճառագայթվող ամբողջ էներգիան կազմում է 65%, ապա մթնոլորտի ճառագայթային հաշվեկշիռը կլինի՝ $-65\% + 17\% + 18\% = -30\%$, իսկ ջերմայինը՝ $-30\% + 22\% + 8\% = 0$: Ստացվում է, որ Արեգակից ստացվող ամբողջ ճառագայթային էներգիան (100%) ժամանակի ընթացքում նորից վերադառնում է միջմոլորակային տարածություն: Այստեղից էլ հասկանալի է, որ Երկրի վրա տեղի չի ունենում ջերմության կուտակում և տաքացում և ոչ էլ ճառագայթման հետևանքով սառեցում: Երկրի ջերմային հաշվեկշիռը ցույց է տրված ստորև բերված սխեմայում (Նկ. 9.):

Այսպիսով Արեգակից ստացված ջերմությունը կրելով տարաբնույթ փոփոխություններ, վերաբաշխվելով աշխարհագրական թաղանթում՝ ստեղծում է Երկրի մակերևույթի և մթնոլորտի ջերմային որոշակի պայմաններ, որոշակի ռեժիմ, որոնց իմացումը ունի և՛ տեսական, և՛ կիրառական նշանակություն:

ԵՐԿՐԻ ՄԱԿԵՐԵՒՈՅԹԻ ԵՎ ՄԹՆՈԼՈՐՏԻ ՋԵՐՄԱՅԻՆ ՌԵԺԻՄԸ

Արեգակի ճառագայթներից անմիջապես տաքացվող Երկրի մակերևույթը, որը ջերմություն է հաղորդում հողա-գրունտների և ջրերի խորը շերտերին ու մթնոլորտին կոչվում է **գործունյա մակերևույթ**: Գործունյա մակերևույթի ջերմաստիճանը և դրա փոփոխությունները (օրական և տարեկան ընթացքը) պայմանավորված են մակերևույթի ջերմային հաշվեկշիռով:

Գործունյա մակերևույթում դիտվում են ջերմաստիճանի օրական և տարեկան տատանումներ, որոնք այլ կերպ անվանում են *ջերմաստիճանի օրական և տարեկան ընթացք*:

Օրական ընթացքում գործունյա մակերևույթի ջերմաստիճանի առավելագույնը պարզկա օրերին, չոր և բուսազուրկ տարածքներում դիտվում է ժամը 14-15-ի սահմաններում, նվազագույնը՝ արևածագի պահին:

Արևածագի պահին ջերմաստիճանը նվազագույնն է, քանի որ մայրամուտից հետո գործունյա մակերևույթը ամբողջ գիշեր ջերմություն է կորցնում, իսկ արևածագից հետո նորից սկսում է տաքանալ՝ ժամը 14-15-ին հասնելով առավելագույնի: Ամպամածությունը, բուսածածկույթը և խոնավությունը

խախտում են ջերմաստիճանի նկարագրված ընթացքը: Օրական ընթացքի առավելագույն արժեքները երկրի գործունյա մակերևույթին կարող են հասնել 80° և ավելի, իսկ տատանումները՝ 40°-ի: Այդ ցուցանիշների մեծությունները կախված են աշխարհագրական լայնությունից, տարվա եղանակից, մակերևույթի բնույթից և գույնից, բուսածածկույթից և լեռնալանջերի դիրքադրությունից: Տարվա սեզոնից կախված օրական առավելագույն տատանումները դիտվում են ամռանը, նվազագույնը՝ ձմռանը:

Գործունյա մակերևույթի ջերմաստիճանի **տարեկան ընթացքը** հիմնականում կախված է տվյալ վայրի աշխարհագրական լայնությունից: Բարեխառն և բարձր լայնություններում առավելագույն ջերմաստիճանը դիտվում է հուլիսին, նվազագույնը՝ հունվարին: Տարեկան տատանումները ցածր լայնություններում շատ փոքր են (1-2°), այն դեպքում, երբ միջին լայնություններում, օվկիանոսներից հեռու գտնվող ցամաքային տարածքներում դրանք կազմում են 25-30° և ավելի: Բարեխառն և բարձր լայնություններում գործունյա մակերևույթի ջերմաստիճանի տատանման վրա մեծ ազդեցություն ունի ձյան ծածկույթը:

Գործունյա մակերևույթից ջերմության հաղորդումը հողա-գրունտների խորը շերտերին կախված է մի շարք գործոններից և առաջին հերթին հողագրունտի ջերմահաղորդականությունից¹² և ջերմատարողությունից¹³:

Ջերմության հաղորդումը շերտից-շերտ կատարվում է ջերմահաղորդականությամբ: Ապարների մեծ մասը ունի փոքր ջերմահաղորդականություն: Օրինակ, ավազաքարի ջերմահաղորդականությունը կազմում է 0,0109 կալ սմ/վրկ, գրանիտինը՝ 0,0097, կավավազինը՝ 0,0044, թաց ավազինը՝ 0,00252 կալ/սմ վրկ և այլն: Ջրի ջերմահաղորդականությունը նույնպես շատ փոքր է՝ 0,00129 կալ/սմ վրկ է, իսկ օդինը ընդամենը 0,000056 կալ/սմ վրկ է:

Ջերմատարողությունը տարբեր ապարաշերտերի մոտ նույնպես տարբեր է: Ստանալով որոշակի քանակությամբ արեգակնային ջերմություն մեծ չափով տաքանում են այն ապարները, որոնց ծավալային ջերմատարողությունը մեծ է: Ցամաքների հողագրունտները կազմող ապարների ծավալային ջերմատարողությունը մոտավորապես երկու անգամ փոքր է ջրի ջերմատարողությունից: Ջրինը ընդունվում է մեկ կալորիա է, կվարցինը՝ 0,517, կավինը՝ 0,676 կալորիա:

Գործունյա շերտից խոր տեղադրված շերտերին ջերմություն հաղորդելու վրա զգալի ժամանակ է ծախսվում, դրա համար էլ նվազագույն և առավելագույն ջերմաստիճանների պահերը յուրաքանչյուր 10սմ խորության վրա երեք ժամով ուշանում են:

Եթե գործունյա շերտում առավելագույն ջերմաստիճանը դիտվել է ժամը 13-ին, 10 սմ խորության վրա առավելագույնը լինում է ժամը 16-ին, իսկ 20սմ խորության վրա՝ ժամը 19-ին և այլն:

Շերտից շերտ ջերմություն հաղորդելու ընթացքում յուրաքանչյուր շերտում որոշ քանակությամբ ջերմություն կլանվում է, դրա համար էլ ինչքան շերտը խորը լինի, այնքան նրանում ջերմաստիճանի տատանումները փոքր կլինեն: Հաշված է, որ եթե ապարատեսակները չեն փոխվում, ապա յուրաքանչյուր հաջորդ 15 սմ խորության վրա տատանումները 2 անգամ կրճատվում են: Օրինակ, եթե գործունյա շերտի մակերեսի ջերմաստիճանի տատանումը 16° է, ապա 15 սմ խորության վրա կլինի 8°, իսկ 30 սմ խորության վրա՝ 4° և այլն:

Ուսումնասիրությունները ցույց են տվել, որ ջերմաստիճանի օրական տատանումները մոտավորապես 1 մետր խորության վրա «մարում են»: **Այն շերտը, որի մեջ ջերմաստիճանի տատանումներ չեն դիտվում, կոչվում է օրական ջերմաստիճանի կայուն շերտ:** Աշխարհագրական բարեխառն լայնություններում տարեկան ջերմաստիճանային կայուն շերտի խորությունը 19-20 մետր է, իսկ բարձր լայնություններում 25 մ: Արևադարձային լայնություններում, ուր ջերմաստիճանի տարեկան տատանումները մեծ չեն, տարեկան ջերմաստիճանի կայուն շերտի խորությունը ամենափոքրն է 5-10 մետր:

Հաստատված է, որ կայուն շերտի տարեկան ջերմաստիճանը մոտավորապես հավասար է տվյալ վայրի օդի տարեկան միջին ջերմաստիճանին: **Հողագրունտի այն շերտը, որն ընկած է գործունյա մակերևույթի և տարեկան ջերմաստիճանային կայուն շերտի միջև և որտեղ դիտվում են ջերմաստիճանի տարեկան տատանումներ, կոչվում է գործունյա շերտ:**

Ջուրն օժտված լինելով ավելի մեծ ջերմատարողությամբ և փոքր ջերմահաղորդականությամբ՝ ավելի դանդաղ է տաքանում և ջերմությունը դանդաղ է կորցնում, քան ցամաքը:

Արեգակի ճառագայթները, ընկնելով ջրային մակերևույթի վրա, մասամբ կլանվում են ջրի վերին շերտերի կողմից, բայց ճառագայթների մի մասը թափանցում է զգալի խորությունները՝ անմիջականորեն տաքացնելով ջրի որոշակի շերտ:

Ջրի շարժունակության շնորհիվ վերին շերտերի ջերմությունը հաղորդվում է խոր շերտերին, ընդ որում դա հիմնականում կատարվում է տուրբուլենտ խառնման միջոցով, շատ ավելի արագ, քան ջերմահաղորդականությամբ: Ի տարբերություն ցամաքների, Համաշխարհային օվկիանոսի մակերևույթին ջերմաստիճանի ինչպես օրական, այնպես էլ տարեկան տատանումները շատ փոքր են:

¹² Ջերմահաղորդականություն-Հողագրունտի ջերմություն հաղորդելու հատկանիշն է, որը չափվում է ջերմության այն քանակով, որ անցնում է հողագրունտի 1քառ.սմ մակերես և 1 սմ հաստություն ունեցող շերտով 1 վրկ-ում, շերտերի սահմաններում ջերմաստիճանի 1° տարբերության դեպքում:

¹³ Ծավալային ջերմատարողություն-Ջերմության այն քանակն է (կալ), որն անհրաժեշտ է տվյալ նյութի 1սմ³ 1°-ով տաքացնելու համար:

Օրական տատանումները բարձր լայնություններում $0,1^{\circ}$ է, բարեխառն լայնություններում՝ $0,4^{\circ}$, արևադարձային ջրերում $0,5^{\circ}$: Տատանումների խորությունը կազմում է 15-20 մետր:

Համաշխարհային օվկիանոսի մակերևութային շերտի ջրերում ջերմաստիճանի տարեկան տատանումները հասարակածային լայնություններում կազմում է 1° , բարեխառն լայնություններում առավելագույնը հասնում է $10,2^{\circ}$ -ի: Օվկիանոսներում ջերմաստիճանի տարեկան տատանումները թափանցում են մինչ 200-300 մ խորություններում:

Ջրավազաններում, կապված ջրի դանդաղ տաքանալու և դանդաղ սառչելու հետ, ցամաքի համեմատ ջերմաստիճանի առավելագույն և նվազագույն պահերը ուշանում են: Օրվա ընթացքում ջերմաստիճանի առավելագույնը դիտվում է ժամը 15-16-ի սահմաններում, նվազագույնը՝ արևածագից 2-3 ժամ հետո: Տարեկան առավելագույնը օգոստոսին է, նվազագույնը՝ փետրվարին:

ՄՅՆՈԼՈՐՏԻ ՄՏՈՐԻՆ ՇԵՐՏԵՐԻ ՋԵՐՄԱՅԻՆ ՌԵԺԻՄԸ

Մթնոլորտը Արեգակի ճառագայթներից անմիջականորեն քիչ է տաքանում: Այդ ճանապարհով ստացվում է նրա ջերմության միայն $1/3$ մասը: Ջերմության $2/3$ -ը մթնոլորտը ստանում է Երկրի մակերևութից (ստորադիր մակերևութից): Մթնոլորտի տաքացման այդ պրոցեսում առանձնապես կարևոր է տուրբուլենտ¹⁴ ձևով կատարվող ջերմահաղորդման, երկրային երկարալիք ճառագայթման և գոլորշացման թաքնված ջերմության դերը:

Օդի մասնիկները տաքանալով Երկրի ստորադիր մակերևութից՝ կատարում են անկանոն շարժում և բարձրանում վեր: Օդի այդպիսի շարժումը անվանում են **ջերմային տուրբուլենտականություն կամ ջերմային կոնվեկցիա**:

Ջերմային կոնվեկցիան տաքացած օդի մասնիկների վեր բարձրացումը շարունակվում է մինչև այն բարձրությունները, քանի դեռ բարձրացող օդի ջերմաստիճանը ավելի բարձր է, քան այն միջավայրինը, որի միջով այն բարձրանում է: Մթնոլորտի նման վիճակը կոչվում է **անկայուն վիճակ**: Եթե բարձրացող օդի ջերմաստիճանը հավասարվում է շրջապատի օդի ջերմաստիճանին, բարձրացումը դադարում է: Այդպիսի վիճակը անվանում են **անտարբեր վիճակ**, իսկ եթե բարձրացող օդը դառնում է ավելի սառը շրջապատի միջավայրի օդից, ապա այն սկսում է իջնել և կոչվում է **մթնոլորտի կայուն վիճակ**: Այդպես տուրբուլենտ շարժման շնորհիվ օդի նորանոր մասնիկներ, շփվելով Երկրի մակերևութին, տաքանում են, բարձրանում վեր, խառնվում և ջերմություն հաղորդում օդի մյուս մասնիկներին:

Ինչպես վերևում նշվեց օդը ջերմություն է ստանում նաև ստորադիր մակերևութից կատարվող ճառագայթարձակման ճանապարհով: Սակայն այդ ճանապարհով ստացած ջերմությունը տուրբուլենտ ձևով ստացածի համեմատ շատ փոքր է (մոտավորապես 400 անգամ): Ինչ վերաբերում է գոլորշացման թաքնված ջերմությանը՝ պարզվում է, որ ջրային գոլորշիների յուրաքանչյուր գրամի խտացումից օդին հաղորդվում է մոտավորապես 600 կալորիա ջերմություն, որը շոշափելի մեծություն է:

Ադիաբատիկ¹⁵ պրոցեսներ: Օդերևութաբանների կարծիքով տաքացած, վեր բարձրացող օդի ջերմաստիճանը փոխվում է ադիաբատիկ պրոցեսի հետևանքով, այսինքն՝ առանց շրջապատի հետ ջերմափոխանակության¹⁶: Օդի ջերմաստիճանի նվազումը բացատրվում է նրանում պարունակվող գազերի ընդարձակման վրա կատարվող ներքին էներգիայի ծախսով: Բարձրացող օդը ընդարձակման վրա ջերմություն ծախսելով՝ սառչում է (պաղում): Իջնելիս, հակառակը, օդը սեղմվում է, և ընդարձակման վրա ծախսված էներգիան վերականգնվում է, որից և օդի ջերմաստիճանը բարձրանում է:

Տարբերում են **թաց կամ խոնավ** և **չոր ադիաբատիկ** պրոցեսներ:

Չոր ադիաբատիկ պրոցեսներ դիտվում են այն դեպքում, երբ բարձրացող օդը ջրային գոլորշիներով հագեցած չէ: Այդպիսի պայմաններում օդի ջերմաստիճանը յուրաքանչյուր 100 մ բարձրանալիս նվազում է մեկ աստիճանով:

Խոնավ ադիաբատիկ պրոցեսներ տեղի են ունենում ջրային գոլորշիներով հագեցած վեր բարձրացող օդի հետ: Այս դեպքում բարձրացող օդի ջերմաստիճանը յուրաքանչյուր 100 մ-ին նվազում է մոտավորապես $0,5-0,6^{\circ}$ -ով: Քիչ չափով նվազումը բացատրվում է գոլորշիների թաքնված ջերմության անջատմամբ:

Հագեցած օդը բարձրանալով առաջացնում է տեղումներ և դառնում չհագեցած: Այդպիսի օդը իջնելիս յուրաքանչյուր 100 մ-ին տաքանում է 1° -ով: Արդյունքում՝ բարձրանալիս օդը ջերմություն ավելի քիչ է կորցնում, քան իջնելիս ձեռք բերում: Այդպես բարձրացող, հետո իջնող օդը նույն բարձրության վրա մթնոլորտային ճնշման նույն պայմաններում կունենա տարբեր ջերմաստիճան: Վերջնական

¹⁴ Տուրբուլենտ-(լատ.)-անկանոն, բուռն ձևով կատարվող շարժում:

¹⁵ Ադիաբատիկ (հուն. adiabatos -անթափանցելի):

¹⁶ Մեր կարծիքով՝ մթնոլորտում այդպիսի խիստ ադիաբատիկ պրոցես չի կարող լինել:

ջերմաստիճանը նախնականից բարձր կլինի: Այդպիսի պրոցեսը մթնոլորտում հաճախ է դիտվում և կոչվում է **պսևդոադիաբատիկ**¹⁷:

Քանի որ մթնոլորտը տաքանում է հիմնականում երկրի մակերևույթից հետևաբար որպես կանոն ըստ բարձրության մթնոլորտի ջերմաստիճանը նվազում է: Ներքնոլորտում ջերմաստիճանի ուղղաձիգ գրադիենտը¹⁸ 100 մ-ին կազմում է 0,6°: Մթնոլորտի երկրամերձ շերտում ջերմաստիճանի ուղղաձիգ գրադիենտը հասնում է մի քանի աստիճանի, իսկ շոգ օրերին երկու մետր բարձրության վրա օդի ջերմաստիճանը հոդագրությունների մակերևույթի ջերմաստիճանի համեմատ 5-10°-ով ցածր է լինում: Սակայն պարզկա գիշերներին մթնոլորտի երկրամերձ շերտի ջերմաստիճանը ավելի ցածր է լինում, քան նրանից բարձր գտնվող շերտերում: Սատցվում է, որ ըստ բարձրության ջերմաստիճանը կարող է աճել:

Ըստ բարձրության ջերմաստիճանի ավելացումը կոչվում է ինվերսիա¹⁹:

Մթնոլորտի այն շերտը, որի մեջ ըստ բարձրության ջերմաստիճանը աճում է, կոչվում է ինվերսիոն շերտ: Մթնոլորտում ինվերսիոն երևույթները առաջանում են տարբեր պատճառներով, նշենք դրանցից հիմնականները:

1. **Ճառագայթային ինվերսիա** (ռադիացիոն ինվերսիա): Առաջանում է երկրի մակերևույթից ջերմության ուժեղ ճառագայթման պատճառով որի հետևանքով մակերևույթը ուժեղ պաղում է: Այդպիսի վիճակ ստեղծվում է ամռանը՝ պարզկա և անհողմ գիշերներին: Էությունը այն է, որ ստորադիր սառը մակերևույթին չփվող օդը նույնպես պաղում է և ավելի ցածր ջերմաստիճան է ունենում (սառն է լինում), քան ցերեկը երկրի մակերևույթից տաքացած, բայց բարձրում գտնվող չփվող օդը: Ձմռանը՝ պարզկա եղանակներին, ինվերսիաները կարող են պահպանվել օրեր ու շաբաթներ և ընդգրկել մինչ 1,5 կմ օդի շերտ:

2. **Ադվեկտիվ ինվերսիա:** Առաջանում է այն դեպքում, երբ համեմատաբար տաք օդը ներթափանցում է ցուրտ միջավայր: Այս պայմաններում տաք օդի ստորին շերտերը, որոնք չփվում են սառը մակերևույթին, պաղում են, վերին չփվող շերտերը մնում են տաք:

3. **Լեռնագրական ինվերսիա:** Առաջանում է լեռնային երկրներում, ուր կան լեռներով շրջապատված միջլեռնային գոգավորություններ: Ձմռանը լեռների բարձրադիր մասերից սառը օդը, լինելով ծանր, լեռնալանջերով իջնում է (սահում) ներքև կուտակվում գոգավորությունների հատակին, առաջացնում, «ցրտի լճեր», իսկ տաք օդը, լինելով թեթև, մղվում է վեր, բացի այդ բլուրների վրա և լանջերին մնում է համեմատաբար տաք օդը:

Լեռնագրական ինվերսիաները ծնունդ են նաև Արարատյան դաշտին, երբ Արագած, Արարատ լեռնազանգվածների և Գեղամա լեռնաձախանի բարձրադիր շրջաններից սառը և ծանր օդը սահելով լանջերն ի վար կուտակվում է գոգավորության ցածրադիր մասում: Դրանից օդի ջերմաստիճանը կարող է խիստ նվազել: Ցրտահարության վտանգից խուսափելու համար այդտեղ խաղողի վազը ծնունդ է «թաղում են», գարնանը նորից բացում:

4. **Չյան և սառցադաշտային ինվերսիա:** Պայմանավորված է ձյան և սառցադաշտերի առկայությամբ: Հայտնի է, որ ձյունն ու սառցադաշտը օժտված են մեծ ալբեդոյով և միշտ սառն են: Ահա դրանց չփվող օդը ավելի սառն է լինում, քան համեմատաբար բարձր գտնվող օդի շերտերը (նկ.13):

5. **Ճակատային ինվերսիա:** Առաջանում է տաք և սառը օդային զանգվածների հպման հետևանքով, մթնոլորտային ճակատներում: Նման պայմաններում սառը օդը, լինելով ավելի ծանր, սեպավորվում է տաք օդի տակ: Սառը օդի վրայով վեր բարձրացող տաք օդի ստորին՝ սառը օդին չփվող շերտերը պաղում են, իսկ վերին շերտերը մնում են համեմատաբար տաք (նկ.14):

Ինվերսիաների նկարագրված տիպերը բնորոշ են մթնոլորտի երկրամերձ շերտերին: Ինվերսիաներ դիտվում են նաև մթնոլորտի բարձր շերտերում (ազատ մթնոլորտում) դրանցից է, օրինակ, սեղմման կամ անտիցիկլոնային ինվերսիան: Այդ մասին կնշվի «Մթնոլորտային ճնշում» թեմայում:

Ցրտահարություններ: Մթնոլորտի երկրամերձ շերտում դիտվող ջերմաստիճանային ինվերսիոն երևույթների հետ սերտ կապված են ցրտահարությունները: Ընդունված է ցրտահարություն անվանել այն երևույթը, երբ տվյալ վայրում օդի օրական միջին ջերմաստիճանը դրական է, սակայն գիշերը ջերմաստիճանն իջնում է մինչև 0° և ավելի ցածր: Ցրտահարությունները բնորոշ են տարվա անցողիկ եղանակներին (աշուն, գարուն): Վտանգավոր են հատկապես ուշ գարնանային և վաղ աշնանային ցրտահարությունները, որոնք մեծ վնաս են հասցնում գյուղատնտեսությանը: Ցրտահարությունների պատճառով այգիների, բանջարանոցների, հացահատիկային մշակաբույսերի բերքի մեծ կորուստ է լինում:

Ցրտահարություններ լինում են նաև մեր հանրապետության տարածքում, որոնց մեծ մասը ադվեկտիվ- ճառագայթային են: Դրանք սովորաբար առաջանում են ցիկլոնի անցնելու և ցուրտ օդի ներթափանցման հետևանքով: Որպես կանոն մինչև ցրտահարությունը մթնոլորտի ճնշումն ընկնում է,

¹⁷ Պսևդոադիաբատիկ-կեղծ ադիաբատիկ:

¹⁸ Գրադիենտ- որևէ մեծության փոփոխման (այս դեպքում ջերմաստիճանի) քանակական չափն է միավոր հեռավորության վրա (օրինակ 100 մ վրա):

¹⁹ Inversio- լատ. հակականոն:

ամպամածությունը և քանու արագությունը ավելանում, դիտվում են տեղումներ: Ցուրտ օդի ներխուժումից հետո ճնշումը բարձրանում է, եղանակը պարզվում, և այդ պայմաններում երկրի մակերևույթից ճառագայթարձակումը ուժեղանում է, որը և հասցնում է ջերմության զգալի կորստի ու ցրտահարության:

Առավել վտանգավոր են զարման երկրորդ կեսին դիտվող ցրտահարությունները, երբ օրական միջին ջերմաստիճանը լինում է 10^0 -ից բարձր, այսինքն՝ գյուղատնտեսական մշակաբույսերի աճման ու զարգացման ակտիվ վեգետացիոն շրջանում:

Այժմ մշակված են ցրտահարությունների դեմ պայքարի տարբեր միջոցներ, որոնք ուղղված են մշակովի հողահանդակներից էֆեկտիվ ճառագայթումը (ջերմության կորուստը) կրճատելուն: Ծովա առաջացնող միջոցներով ծխապատում են այգիներն ու բանջարանոցները, տեղադրում են ջեռակներ և տաքացնում մշակովի տարածքի օդի ստորին գետնամերձ շերտը, մարգերը ծածկում են թաղանթով, ծղոտի թաղիքով և այլն: Այդպիսի միջոցառումները պետք է անցկացնել արդեն երեկոյան ժամերին, երբ ջերմաստիճանը բավական ցածր է և եղանակի կանխատեսումների համաձայն սպասվում է պարզկա ու անհողմ գիշեր:

Օդի ջերմաստիճանի ցուցանիշները

Օդի ջերմաստիճանի պայմանները բնութագրելու համար օգտագործում են մի շարք ցուցանիշներ, որոնցից հիմնականներն են օրական, ամսական և տարեկան միջին, նվազագույն, առավելագույն ջերմաստիճանը, բազմամյա ամսական և տարեկան, միջին, բացարձակ առավելագույն և բացարձակ նվազագույն ջերմաստիճանը, ջերմաստիճանի տատանման լայնույթը, որն այլ կերպ անվանում են ջերմաստիճանի ամպլիտուդ:

Օդի ջերմաստիճանը բնութագրող այս բոլոր ցուցանիշներն ուսումնասիրվում են տարիների ընթացքում օդերևութաբանական կայաններում տարբեր տեսակի ջերմաչափով:

1. **Օրական միջին ջերմաստիճանը:** Օրվա ընթացքում ութ անգամ կատարված չափումներից ստացված ցուցանիշների միջին թվաբանականն է:

2. **Ամսական միջին ջերմաստիճանը:** Յուրաքանչյուր ամսվա բոլոր օրերի միջին ջերմաստիճանների միջին թվաբանականն է:

3. **Տարեկան միջին ջերմաստիճանը:** Տարվա բոլոր ամիսների միջին ջերմաստիճանների միջին թվաբանականն է:

4. **Նվազագույն ջերմաստիճանը:** Օրվա, ամսվա կամ տարվա ընթացքում կատարված ջերմության չափումներից ստացված ամենացածր ցուցանիշն է: Տարբերում են օրական, ամսական և տարեկան նվազագույն ջերմաստիճաններ:

5. **Առավելագույն ջերմաստիճանը:** Օրվա, ամսվա կամ տարվա ընթացքում կատարված չափումներից ստացված ջերմաստիճանի ամենաբարձր ցուցանիշն է:

6. **Բազմամյա ամսական միջին ջերմաստիճանը:** Տվյալ ամսվա մի շարք տարիների միջին ջերմաստիճանի միջին թվաբանականն է:

Օրինակ. Երևանում հունվարյան բազմամյա միջին ջերմաստիճանը $-4,5^0$ է, հուլիսյանը՝ $+25,1^0$:

7. **Բազմամյա միջին ջերմաստիճանը:** Մի շարք տարիների միջին ջերմաստիճանների միջին թվաբանականն է: Օրինակ, Երևանի բազմամյա միջին ջերմաստիճանը $+11,6^0$ է:

8. **Բացարձակ նվազագույն ջերմաստիճանը:** Դիտարկումների ամբողջ ժամանակահատվածում գրանցված ամենացածր ջերմաստիճանն է: Օրինակ, Հայաստանի Հանրապետության տարածքում բացարձակ նվազագույնը եղել է -46^0 , Արփա լճի ափին՝ Պաղակնուն (Շուրաբաղ)²⁰:

9. **Բացարձակ առավելագույն ջերմաստիճանը:** Դիտարկումների ամբողջ ժամանակահատվածում կատարված չափումներից ստացված ամենաբարձր (ամենատաք) ցուցանիշն է: Օրինակ, մեր հանրապետության տարածքում այն գրանցվել է Երևանում և կազմել է $+42^0$:

10. **Ջերմաստիճանի տատանման լայնույթ** (ամպլիտուդ): Կիրառական տեսակետից ընդունված է որոշել օդի ջերմաստիճանի օրական և տարեկան տատանման լայնույթը: Օրականը օրվա ընթացքում գրանցված ամենաբարձր և ամենացածր ջերմաստիճանների տարբերությունն է, տարեկանը՝ տարվա առավելագույն և նվազագույն ջերմաստիճանների տարբերությունը: Ընդգծենք, որ ջերմաստիճանի մեծ ամպլիտուդը կլիմայի ցամաքայնության արտահայտությունն է, որը տիպիկ է նաև մեր հանրապետության կլիմային, ուր բացարձակ ջերմաստիճանների տարբերությունը կազմում է մոտավորապես 90^0 :

Օդի ջերմաստիճանի օրական և տարեկան ընթացքը

²⁰ Հայաստանի Հանրապետության ջերմային պայմաններին վերաբերող այս և մյուս ցուցանիշները տրվում են ըստ ՀՀ կլիմայական տեղեկագրերի:

Աթնոլորտի ստորին շերտերի (մինչև 2 կմ բարձրությունները) ջերմաստիճանի օրական և տարեկան փոփոխությունները հիմնականում արտացոլում են Երկրի մակերևույթի ջերմային վարքագիծը:

Ջերմաստիճանի օրական ընթացքում առավելագույն ցուցանիշները երկրամերձ շերտում (2 մ հաստությամբ) դիտվում են ժամը 14-15-ի սահմաններում, նվազագույնը արևածագի պահին: Ջերմաստիճանի օրական տատանումները ձմռանը նկատելի են մինչև 0,5 կմ, իսկ ամռանը՝ մինչև 2 կմ բարձրություններում: Ջերմաստիճանի օրական տատանումների առավելագույնը արևադարձային և մերձարևադարձային լայնություններում է, նվազագույնը դիտվում է բևեռային շրջաններում: Բարեխառն լայնություններում տատանումները տարվա տարբեր սեզոններում զգալիորեն տարբեր են:

Ջերմաստիճանի օրական տատանումների վրա ազդում են մակերևույթի ֆիզիկական հատկանիշները և ռելիեֆը: Մասնավորապես բուսազուրկ, չոր և մուգ մակերևույթների վրա տատանումները մեծ են և հակառակը: Ուռուցիկ ռելիեֆը կրճատում է տատանումները, զոգավոր՝ ավելացնում: Ջրային մակերեսների վրա տատանումները միշտ ավելի փոքր են, քան ցամաքներում, փոքր են տատանումները հատկապես անտառածածկ մակերևույթի վրա:

Ջերմաստիճանի տարեկան ընթացքը սերտորեն կապված է աշխարհագրական լայնության հետ: Հասարակածից բևեռներ տատանումները մեծանում են: Առանձնացնում են ջերմաստիճանի տարեկան ընթացքի չորս տիպ:

1. Հասարակածային տիպ: Բնորոշ է երկու առավելագույն (օրահավասարներից հետո) և երկու նվազագույն (արևակայության օրերին) ցուցանիշներով: Ջրային մակերևույթներին տատանումները կազմում են մոտավորապես 1° , ցամաքներում՝ մինչև $5-10^{\circ}$: Ջերմաստիճանը ամբողջ տարին դրական է:

2. Արևադարձային տիպ: Ունի մեկ առավելագույն (ամառային արևակայության շրջանում) և մեկ նվազագույն (ձմռանային արևակայության ժամանակ): Օվկիանոսների վրա տատանումները կազմում են մոտավորապես 5° , իսկ ցամաքների վրա՝ մինչև $10-15^{\circ}$: Ամբողջ տարին ջերմաստիճանը դրական է:

3. Բարեխառն տիպ: Բնութագրվում է մեկ առավելագույն ջերմաստիճանով (հյուսիսային կիսագնդում ցամաքներում՝ հուլիսին, օվկիանոսներում՝ օգոստոսին) և մեկ նվազագույնով (հյուսիսային կիսագնդում ցամաքներում՝ հունվարին, օվկիանոսների վրա՝ փետրվարին): Այս տիպում պարզորոշ առանձնացվում են տարվա չորս սեզոն՝ տաք, ցուրտ և երկու անցողիկ: Բարեխառն գոտու սահմաններում աշխարհագրական լայնության ավելացմանը զուգընթաց ջերմաստիճանի տատանումները մեծանում են: Այդպես է նաև օվկիանոսներից հեռանալիս՝ ծովափերին տատանումները փոքր են, միջինը մոտավորապես $10^{\circ}-15^{\circ}$, ծովերից (օվկիանոսներից) հեռու՝ մինչև $60^{\circ}-65^{\circ}$ և ավելի: Տարվա ցուրտ սեզոնում օդի ջերմաստիճանը բացասական է:

4. Բևեռային տիպ: Բնորոշ է երկարատև, ցուրտ ձմեռներով և կարճատև, զով ամառներով: Ջերմաստիճանի տարեկան տատանումները ծովերի վրա կազմում են 25° և ավելի, իսկ ցամաքների վրա՝ մինչև $60-65^{\circ}$: Տարվա մեծ մասում օդի ջերմաստիճանը բացասական է: Մերձարկտիկական գոտում տարեկան տատանումները կազմում են $48-50^{\circ}$ (ամռանը $+8^{\circ}$, ձմռանը -40°):

Օդի ջերմաստիճանի նկարագրված տիպերի կանոնավոր ընթացքը հաճախ, կապված սառը կամ տաք օդի ներթափանցումների հետ, խախտվում է: Այդպես է լինում, օրինակ, բարեխառն գոտում՝ գարնանը ցրտերի ներխուժումների (ցրտի ալիքների), աշնանը՝ տաքացումների ժամանակ:

Օդի ջերմաստիճանի բաշխումը երկրամերձ շերտում

Եթե Երկրի մակերևույթը միասեռ լիներ և մթնոլորտն ու ջրոլորտն էլ անշարժ, ապա ջերմության բաշխումը Երկրի մակերևույթին և նրան մոտիկ գտնվող մթնոլորտի շերտում պայմանավորված կլիներ միայն արեգակնային ճառագայթմամբ և հասարակածից բևեռներ աստիճանաբար կնվազեր: Ընդ որում, այդ պայմաններում ջերմաստիճանը աշխարհագրական նույն լայնության վրա ամենուրեք հավասար կլիներ: Այդպիսի ջերմաստիճանները, որոնք պայմանավորված են միայն արեգակնային ճառագայթման ներհոսքով (ստացվող ջերմությամբ), կոչվում են սոլյար²¹ ջերմաստիճաններ:

Աշխարհագրական տարբեր լայնություններում սոլյար ջերմաստիճանի տարեկան միջին ցուցանիշները կլինեին այսպիսին (աղյուսակ 1).

Աղյուսակից երևում է, որ հասարակածում ջերմաստիճանը $+39^{\circ}$ է, բևեռներում՝ -44° :

Աղյուսակ 1

Աշխ. լայն.	0°	10	20	30	40	50	60	70	80	90
Սոլյար ջերմ-աստիճան	$+39^{\circ}$	$+30$	$+32$	$+22$	$+8$	-6	-20	-32	-41	-44

²¹ Սոլյար (լատ. solaris - արևային):

Իրականում օդի տարեկան միջին ջերմաստիճանների բաշխումը որոշվում է ջերմային հաշվեկշռով, որն իր հերթին կախված է ստորադիր մակերևույթի բնույթից և օդի ու ճամաշխարհային օվկիանոսի ջրերի միջոցով տարբեր լայնությունների միջև անընդհատ կատարվող ջերմափոխանակությամբ: Դրա համար էլ իրական ջերմաստիճանը էապես տարբերվում է սոլյար ջերմաստիճանից (աղյուսակ 2):

Աղյուսակ 2

Աշխ. լայն.	0°	10	20	30	40	50	60	70	80	90
Իրական ջերմ. Յս. կիսագնդ.	+26,7°	+27,0	+25,0	+20,4	+14,0	+5,4	-0,6	-10,4	-17,2	-19,0
Իրական ջերմ. Յվ. կիսագնդ.	+26,7	+24,7	+22,8	+18,3	+12,0	+5,3	-3,4	-13,6	-30,2	-36,5

Չամենատեղիով աղյուսակների տվյալները՝ հեշտ է նկատել, որ օդի երկրամերձ շերտերի իրական ջերմաստիճանները աշխարհագրական ցածր լայնություններում ավելի ցածր են, իսկ բարձր լայնություններում ավելի բարձր, քան սոլյար ջերմաստիճանները: Բացի այդ, հարավային կիսագնդի բոլոր լայնություններում օդի տարեկան միջին ջերմաստիճանները ցածր են հյուսիսային կիսագնդի նույն լայնությունների օդի ջերմաստիճանից: Դա բացատրվում է հարավային կիսագնդի սառցածածկ Անտարկտիդայի ազդեցությամբ, ինչպես նաև հյուսիսային կիսագնդի համեմատ ցամաքների զբաղեցրած փոքր տարածքով: Չունվարին հյուսիսային կիսագնդի օդի երկրամերձ շերտի միջին ջերմաստիճանը +8° է, հուլիսին՝ +22°, հարավային կիսագնդում հուլիսին +10° է, հունվարին՝ +17°: Տարեկան տատանումները հյուսիսային կիսագնդում կազմում են 14°, իսկ հարավային կիսագնդում ընդամենը՝ 7°: Դա նույնպես բացատրվում է հարավային կիսագնդում ցամաքի զբաղեցրած փոքր տարածքով:

Օդի երկրամերձ շերտի տարեկան միջին ջերմաստիճանը +14° է:

Օդի ջերմաստիճանի բաշխումը երկրի վրա ցույց է տրվում **իզոթերմերով**²² (հավասարաջերմով): Իզոթերմերը կազմելու համար սովորաբար տարբեր վայրերի ջերմաստիճանը բերում են ծովի մակարդակի՝ ընդունելով, որ յուրաքանչյուր 100 մ իջնելիս ջերմաստիճանը բարձրանում է միջինը 0,6°-ով:

Կիրառական են **հունվարյան և հուլիսյան** իզոթերմերի քարտեզները (նկ. 10,11):

Չունվարը հյուսիսային կիսագնդի ամենացուրտ և հարավային կիսագնդի ամենատաք ամիսն է: Այդ ամսվա իզոթերմերի քարտեզից երևում է (նկ. 15), որ հարավային կիսագնդում դրանք ձգվում են գրեթե իրար զուգահեռ, միայն օվկիանոսային սառը և տաք հոսանքների սահմաններում առաջացնում են կտրուկ ծովածքներ: Չարավային կիսագնդի ցամաքների վրա ջերմաստիճանները ամենաբարձր են: Չասարակածից հյուսիս մինչև հյուսիսային բևեռ ամենուրեք ծովն ավելի տաք է, քան ցամաքը, ուստի իզոթերմերը օվկիանոսներում բարձրանում են հյուսիս, իսկ ցամաքներում իջնում հարավ: Այսպես, Ատլանտյան օվկիանոսի վրա 0°-ի իզոթերմը անցնում է հս.լ. մոտավորապես 70°-ով, իսկ Կենտրոնական Ասիայում՝ մոտավորապես 34°-ով: Եվրասիայում այդպիսի շեղումներ՝ դեպի հարավ, ունեն նաև մյուս իզոթերմերը: Այդ սեզոնում Ատլանտյան օվկիանոսի տաքացնող ազդեցության շնորհիվ Եվրոպայում իզոթերմերը ստանում են միջօրեականի ուղղություն: Այդտեղ, ջերմաստիճանը նվազում է ոչ այնքան հյուսիսից հարավ, այլ ավելի շատ արևմուտքից արևելք ուղղությամբ:

Չունվարին ջերմաստիճանները առավել ցածր են Ասիայի հյուսիս արևելքում՝ Սախա-Յակուտիայում (-68°-ից -71°) և Գրենլանդիայում (-55°): Այդ շրջաններում իզոթերմերն առաջացնում են փակ գծեր: Դրանք այլ կերպ անվանում են «ցրտի բևեռներ», որոնցից դեպի բոլոր կողմերը ջերմաստիճանը բարձրանում է: Ի դեպ, ընդգծենք, որ Սախա-Յակուտիայում նման սառնամանիքների պատճառը լեռնագրական ինվերսիան է, որի հետևանքով ձևավորվում է ասիական բարձր ճնշման մարզը (մաքսիմումը), իսկ Գրենլանդիայում՝ բարձրլեռնային սառցադաշտի ալբեդոն:

Չուլիսյան իզոթերմերի քարտեզը (նկ. 16.) ցույց է տալիս, որ հյուսիսային կիսագնդում ցամաքի վրա ավելի տաք է, քան օվկիանոսում, ուստի իզոթերմերը ցամաքում բարձրանում են հյուսիս, և ցայտուն արտահայտված է Չյուսիսային Ամերիկայի արևմտյան և Եվրասիայի արևելյան ափերին: Ցամաքներում իզոթերմերը առաջանում են փակ գծեր, բարձր ջերմաստիճանով (մինչև +55°):

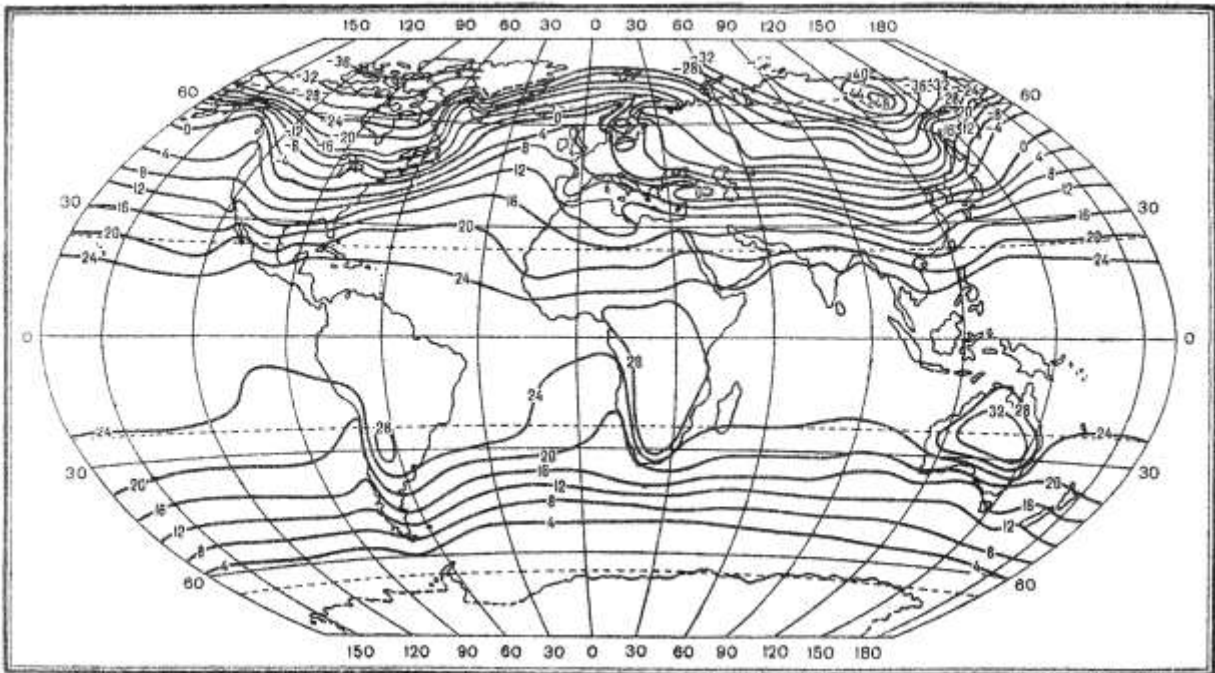
Օժվային սառը հոսանքների շրջանում (Կանարյան, Կալիֆոռնիական, Կուրիլ-Կամչատկյան) իզոթերմերը ծունկ են առաջացնում դեպի հարավ: Չարավային կիսագնդում ջերմային վարքի վրա մեծ ազդեցություն ունեն օվկիանոսային հոսանքները: Տաք հոսանքների շրջանում (Բրազիլական, Ասեդի, Արևելափստրալական, Մադագասկարի, Մոզամբիկի) հուլիսյան իզոթերմերը կորանում են հարավ: Չարավային կիսագնդի բարեխառն գոտում, որտեղ համատարած օվկիանոս է, իզոթերմերն ունեն զուգահեռականի ուղղություն:

Ջերմային հասարակած: Եթե իզոթերմերի քարտեզի վրա նշենք տարբեր միջօրեականների վրա գտնվող վայրերի տարեկան կամ ամսական միջին առավելագույն ջերմաստիճանները և դրանք միացնենք, կստանանք ջերմաստիճանի (ջերմության) առավելագույնի գիծը, որը հաճախ անվանում են **ջերմային հասարակած**¹: Ջերմային հասարակածը չի համընկնում աշխարհագրական

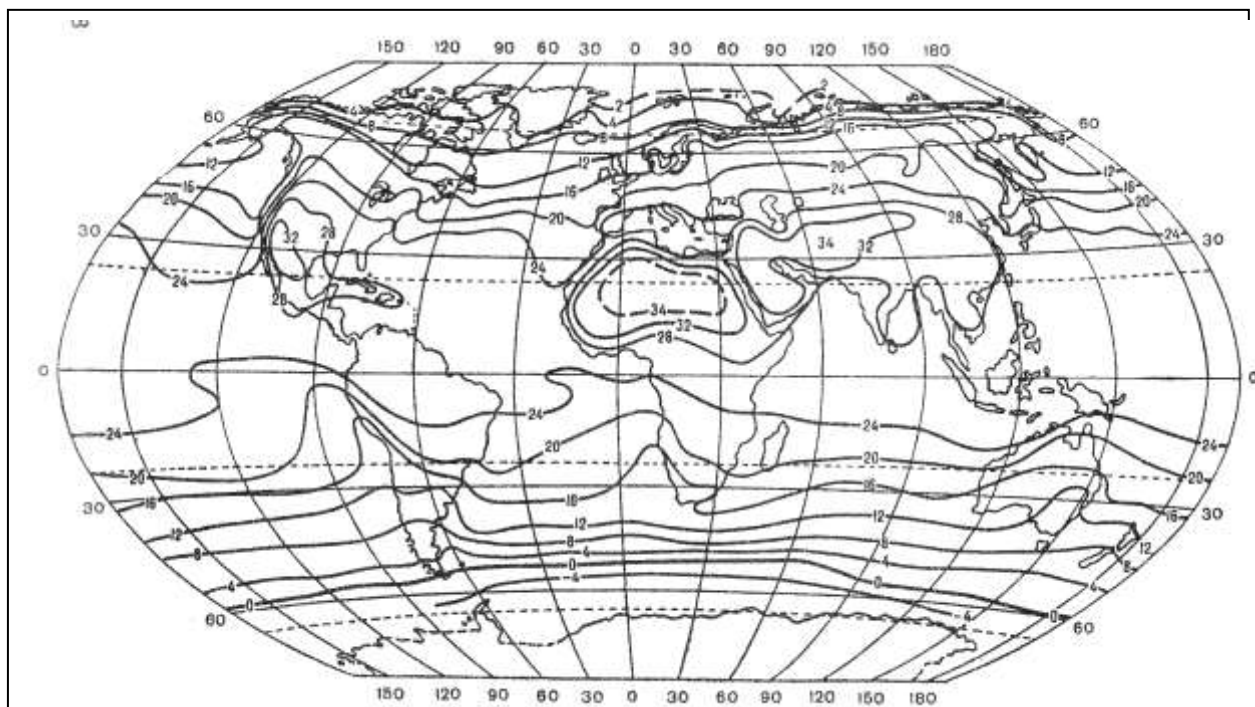
²² Իզոթերմ (հուն. isos-հավասար, և therme-ջերմություն):

¹ Ջերմային հասարակածում օդի միջին ջերմաստիճանը 25-26,5° է:

հասարակածի հետ, այն անցնում է հասարակածից ավելի հյուսիս²²: Տարվա ընթացքում ջերմային հասարակածը տեղաշարժվում է հս.լ. 20⁰-ից (հուլիս) մինչև հասարակած (հունվար): Ջերմային հասարակածի աշխարհագրական հասարակածից հյուսիս գտնվելը բացատրվում է մի քանի գործոններով, նախ և առաջ հյուսիսային կիսագնդի արևադարձային լայնություններում հարավային կիսագնդի նույն լայնությունների համեմատ ցամաքային տարածքների զերակշռությամբ, հարավային կիսագնդում սառցապատ Անտարկտիդա մայրցամաքի առկայությամբ և, ըստ մեզ, հյուսիսային կիսագնդում ամառվա երկար տևողությամբ:



Նկ. 10. Օդի ջերմաստիճանը օվկիանոսի մակարդակին (հունվար)



²² Հարավային կիսագնդում միայն ցամաքների վրա որոշ վայրերում անցնում է հասարակածից հարավ մինչև 10⁰: Սիջին դիրքը անցնում է հս. 10⁰-ով:

Նկ.11. Օդի միջին ջերմաստիճանը օվկիանոսի մակարդակին (հուլիսին)

Ջերմաստիճանի բացարձակ առավելագույնը հյուսիսային կիսագնդում գրանցվել է Աֆրիկայում (Լիբիա $58,1^{\circ}$)²³, որը և ամբողջ երկրագնդի ամենաբարձր ջերմաստիճանն է: Մեքսիկական բարձրավանդակում (Մաիվան հովիտ, Մոհավե անապատ $+56,7^{\circ}$), հարավային կիսագնդում բացարձակ առավելագույնը դիտվել է Ավստրալիայում (Նալլարբոր հարթավայր $+53^{\circ}$): Մեր հանրապետությունում բացարձակ առավելագույն ջերմաստիճանը գրանցվել է Երևանում ($+42^{\circ}$): Երկրագնդի բացարձակ նվազագույն ջերմաստիճանը գրանցվել է Անտարկտիդայում ($-89,2^{\circ}$)²⁴ («Վոստոկ» կայան, 1983թ.), հյուսիսային կիսագնդում՝ Ռուսաստանում (Օյմյակոն՝ -71°), Հյուսիսային Ամերիկայում արձանագրված է $-62,8^{\circ}$, Գրենլանդիայում -65° : ՀՀ տարածքում բացարձակ նվազագույն ջերմաստիճանը գրանցվել է Շիրակի մարզում (Ամասիա, Պաղակն - 46°):

Ջերմային գոտիներ: Մթնոլորտի երկրամերձ շերտի ջերմային պայմանների վերաբերյալ վերը նշվածից պարզ դարձավ, որ աշխարհագրական թաղանթում գոյություն ունեն ջերմաստիճանային խայտաբղետ պայմաններ: Այդ բազմազանության մեջ կողմնորոշվելու համար երկրագունդը բաժանվում է ջերմային գոտիների: Առանձնացնում են 7 ջերմային գոտիներ. մեկ տաք կամ այրեցյալ, երկու բարեխառն, երկու ցուրտ և երկու սառնամանիքային գոտիներ (Նկ. 12):

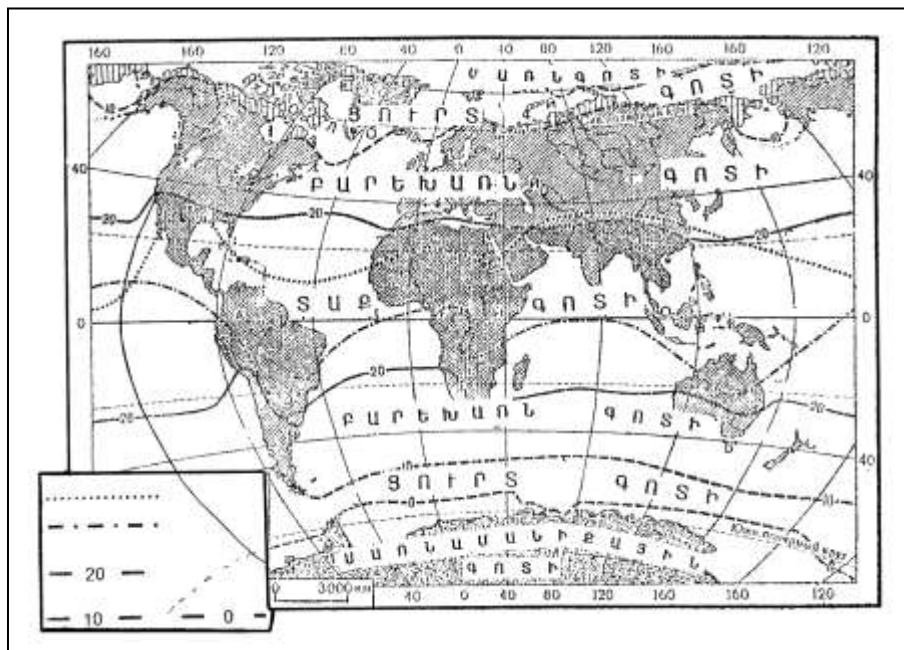
1. **Տաք գոտին** ընդգրկում է հասարակածի երկու կողմերը, որի սահմանները հյուսիսային և հարավային կիսագնդերում տարեկան $+20^{\circ}$ իզոթերմներն են³:

2. **Բարեխառն գոտիները** տարածվում են տարեկան $+20^{\circ}$ իզոթերմների և հուլիսյան (հարավային կիսագնդում հունվարյան) $+10^{\circ}$ իզոթերմների միջև:

3. **Ցուրտ գոտիները** գտնվում են տարվա ամենատաք ամսվա $+10^{\circ}$ և 0° իզոթերմների միջև:

4. **Սառնամանիքային գոտիները** զբաղեցնում են բևեռների շուրջ գտնվող տարածությունները՝ սահմանազատվելով ամենատաք ամսվա 0° իզոթերմերով: Հյուսիսային կիսագնդում այս գոտու մեջ մտնում է Գրենլանդիան և բևեռի շուրջ ընկած տարածքը, իսկ հարավային կիսագնդում՝ հվ.լ. 60° -ից մինչև բևեռ ընկած տարածաշրջանը:

Ջերմային գոտիների սահմաններում ձևավորվում են երկրագնդի կլիմայական գոտիները: Դրանց կանոնադաշտնաք «Եղանակ և կլիմա» թեման քննարկելիս:

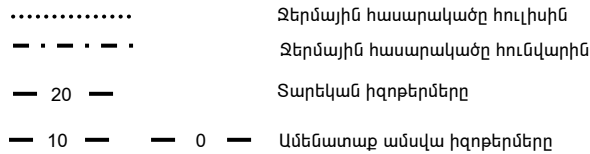


Նկ.12. Երկրագնդի ջերմային գոտիները:

²³ Նոր տվյալներով այն հավասար է $57,8^{\circ}$ (Էլ-Ազիզիյա, Լիբիա):

²⁴ «Վոստոկ» կայանի կողորդիմատները՝ հս. 72° և արլ. 96° , բարձր. 3420 մ:

³ Այս գոտում են գտնվում երկրագնդի ամենատաք շրջանները, Կարմիր ծովի հարավային ափնյա վայրերը՝ Էրիթրիան (տարեկան միջինը 30°) և Եմենը ($32,5^{\circ}$):



ՔԼՈՒԽ ԵՐՐՈՐԴ

ԵՐԿՐԱԳՆԴԻ ՃՆՇՄԱՆ ԴԱՇՏԸ ԵՎ ՕԴԻ ՇՐՋԱՆԱՌՈՒԹՅՈՒՆԸ

Մթնոլորտային ճնշում: Մթնոլորտի կշիռը, թեև միլիոնավոր անգամ փոքր է Երկրի կշռից, բայց զգալի ուժով այն ճնշում է Երկրի մակերևույթի վրա:

Այն ուժը, որով մթնոլորտը ճնշում է օդում գտնվող առարկաների և Երկրի մակերևույթի վրա, կոչվում է մթնոլորտային ճնշում:

Երկրի մակերևույթի տարբեր տեղամասերի վրա մթնոլորտի առաջացրած ճնշումը տարբեր է: Այն կախված է տվյալ տեղամասի վրա գտնվող մթնոլորտի սյան զանգվածից, վերջինս էլ սյան բարձրություններից: Քանի որ Երկրի մակերևույթում կան տարբեր բարձրության տեղամասեր, հետևապես դրանց վրա մթնոլորտի սյան բարձրությունը կլինի տարբեր, ուրեմն ճնշումը ևս տարբեր կլինի: Կողմնորոշվելու համար, թե մթնոլորտային ճնշումը որտեղ է բարձր, որտեղ ցածր, դրա համար տվյալ վայրի ճնշումը համեմատում են **մթնոլորտային նորմալ ճնշման հետ:**

Մթնոլորտի ճնշումը օվկիանոսի մակարդակին (0 մ բարձրություն), 45° աշխարհագրական լայնության վրա, 0° ջերմաստիճանում կոչվում է նորմալ ճնշում: Այն հավասար է 1 քառ. սմ հատույթով և 760 մմ բարձրությամբ սնդիկի սյան առաջացրած ճնշմանը:

Այդ նկատառումով ասում են, որ նորմալ մթնոլորտային ճնշումը հավասար է սնդիկի սյան 760 մմ բարձրությանը: Քանի որ սնդիկի տեսակարար կշիռը 0° ջերմաստիճանում հավասար է 13,6 գ, ապա նրա 760 մմ բարձրությամբ և 1 քառ.սմ հատույթով սյունը կկշռի 1033,3 գ: **Դա նշանակում է Երկրի մակերևույթի 1 քառ. սմ-ի վրա, ծովի մակարդակին մթնոլորտային նորմալ ճնշումը հավասար է 1 կգ 33 գ-ի:**

Մթնոլորտային ճնշումը կարելի է արտահայտել նաև բարեքով: Սնդիկի սյան 760 մմ-ը հավասար է 1 բարի, որը հավասար է 1000 միլիբարի: Այստեղից էլ 1 մմ=1,3 միլիբարի:

Եթե մթնոլորտային ճնշումը տվյալ վայրում 760 մմ-ից ավելի է անվանում են **բարձր**, իսկ եթե պակաս է՝ **ցածր** ճնշում:

Մթնոլորտային ճնշումը, ըստ բարձրության նվազում է: Ինչքան տվյալ վայրը ծովի մակարդակից բարձր է, այնքան նրա վրա գտնվող օդի սյան բարձրությունը, ուրեմն նաև զանգվածը փոքր կլինի, հետևապես ճնշումը ցածր կլինի:

Ըստ բարձրության մթնոլորտային ճնշման փոփոխման վերաբերյալ պատկերացում տալիս է **բարիկական (ճնշման) աստիճանը:** Բարիկական աստիճանը ուղղաձիգ ուղղությամբ մետրերով հաշված այն տարածությունն է, որի չափով բարձրանալիս մթնոլորտային ճնշումը 1 մմ-ով նվազում է, իջնելիս 1 մմ-ով ավելանում: Ճնշման աստիճանը կախված է տեղանքի բարձրությունից և օդի ջերմաստիճանից: Ըստ բարձրության ճնշման աստիճանը մեծանում է, քանի որ օդը նոսրանում է: Տարբեր բարձրությունների ճնշման աստիճանի մեծությունները ցույց են տրված աղյուսակ 3-ում:

Աղյուսակ 3.

Բարձր (կմ)	0 - 1	1 - 2	2 - 3	3 - 4	4 - 5	5 - 6
Ճնշման աստ. (մմ)	10,5	11,9	13,5	15,2	17,3	19,6

Ինչ վերաբերում է օդի ջերմաստիճանի և ճնշման աստիճանի միջև գոյություն ունեցող կապին, այն արտահայտվում է նրանում, որ **ջերմաստիճանի բարձրացումից բարիկական աստիճանը մեծանում է՝ 1°-ին կազմելով 0,4%:** Այդ է պատճառը, որ տաք օդում բարիկական աստիճանը մեծ է, սառը օդում՝ փոքր:

Մթնոլորտային ճնշման վերաբերյալ դիտարկումները վկայում են, որ Երկրի վրա այն բաշխված է խիստ անհավասարաչափ: **Մթնոլորտային ճնշման բաշխվածությունը տարածության մեջ և փոփոխությունները ժամանակի ընթացքում անվանում են ճնշման դաշտ:** Ճնշման դաշտում մթնոլորտային ճնշումը բաշխված է խիստ անհավասարաչափ և ցույց է տրվում **իզոբարերով** (հուն.-«իզոս»- հավասար և «բարոս»-ծանրություն, ճնշում բառից): **Իզոբարերը քարտեզի վրա հավասար ճնշում ունեցող վայրերը միավորող գծերն են:**

Երկրագնդի ճնշման դաշտում առանձնացնում են ցածր և բարձր ճնշման մարզեր, որոնք պատկերվում են փակ իզոբարերի համակարգով: Դրանցից կենտրոնում ցածր ճնշում ունեցող մարզերը կոչվում են **բարիկական միմիստիկներ** (ճնշման նվազագույն մարզեր) կամ **դեպրեսիոն** մարզեր, այլ կերպ՝ **ցիկլոններ**, իսկ բարձր ճնշում ունեցող մարզերը՝ **բարիկական մաքսիմումներ** կամ

անտիցիկլոններ: Երկրագնդի ճնշման դաշտում ճնշման փոփոխությունները հորիզոնական ուղղությամբ ցույց են տրվում բաց իզոբարերով: Բոլոր դեպքերում իզոբարերի դասավորությունը և նրանց խտությունը կախված է միավոր տարածքում ճնշման փոփոխման արագությունից: Ինչքան ճնշումը արագ փոխվի, այնքան իզոբարերը խիտ կլինեն, մոտ կլինեն: Հորիզոնական ուղղությամբ ճնշման փոփոխությունը բնութագրվում է **բարիկալական գրադիենտով:**

Բարիկալական գրադիենտը ցույց տալիս, թե բարձր ճնշման մարզից դեպի ցածր ճնշման մարզը, իզոբարերին տարված ուղղահայացի ուղղությամբ յուրաքանչյուր 100 կմ անցնելիս ճնշումը քանի միլիմետրով է նվազում: Ինչքան բարիկալական գրադիենտը մեծ լինի, այնքան իզոբարերը խիտ կլինեն:

Մոլորակի բարիկալական ճնշման դաշտի վերաբերյալ ամբողջական պատկերացում տալիս են հունվարյան և հուլիսյան իզոբարերի քարտեզները:

Հունվարյան իզոբարերի քարտեզի անալիզից պարզվում է, որ հասարակածի երկայնքով, նրա երկու կողմերում մինչև հս. և հվ. 20-25°-ը ցածր ճնշման համատարած գոտի է (հասարակածային դեպրեսիոն մարզ), որի սահմաններում մայրցամաքների վրա, հատկապես հարավային կիսագնդում առանձնացվում են ցածր ճնշման Հարավամերիկյան, Հարավաֆրիկյան և Ավստրալական մարզերը:

Հասարակածային դեպրեսիոն մարզից դեպի հյուսիս և հարավ արևադարձային և մերձարևադարձային լայնություններում՝ 25-30°, որոշ տեղերում մինչև 35°, բարձր ճնշման գոտիներ են: Դրանց սահմաններում օվկիանոսների վրա պարզորոշ արտահայտված են բարձր ճնշման հինգ մաքսիմումները: Հարավային կիսագնդում՝ **Հարավհնդկական, Հարավատլանտյան և Հարավխաղաղ-օվկիանոսյան**, իսկ հյուսիսային կիսագնդում՝ **Հյուսիսատլանտյան** (անվանում են նաև Ազորյան) և **Հյուսիսխաղաղօվկիանոսյան** (անվանում են նաև Հավայան): Իդեալ վերջին երկուսը տարվա այդ սեզոնում իրենցից ձգվող բարձր ճնշման առանցքներով միանում են Ասիայի և ԱՄՆ տարածքում (Մեծ Ավազան) ձևավորված Ասիական և Հյուսիսամերիկյան բարձր ճնշման մարզերին և արևադարձային ու մերձարևադարձային լայնություններում առաջացնում բարձր ճնշման համատարած գոտի:

Հյուսիսային կիսագնդի բարեխառն և մերձարկտիկական լայնություններում (65°-75°) ցածր ճնշման գոտի է, ուր առանձնացվում են երկու ցածր ճնշման (դեպրեսիոն) մարզեր՝ Իսլանդական (Իսլանդիա կղզու կենտրոնով) և Ալեուքյան՝ Ալեուքյան կղզիների հարևանությամբ: Ցածր ճնշման նշված մարզերը հատկապես ուժեղ են արտահայտված ձմռանը՝ Իրմինգերի և Ալյասկայի ծովային տաք հոսանքների ու հարակից ջրերի և սառը ցամաքների ջերմաստիճանների մեծ տարբերության պատճառով: Հարավային կիսագնդում նշված լայնություններում ամենուրեք ճնշումը ցածր է:

Երկրագնդի բևեռամերձ լայնություններում մթնոլորտային ճնշումը մշտապես բարձր է: Հյուսիսային կիսագնդում այն արտահայտվում է Գրենլանդական, իսկ Ամտարկտիդայում՝ համանուն բարձր ճնշման մարզերով:

Հուլիսին երկրագնդի մթնոլորտային ճնշման դաշտը զգալիորեն փոխվում է: Հասարակածային ցածր ճնշման գոտին Արեգակի զենիթային դիրքի տեղափոխման հետևանքով տեղաշարժվում է դեպի հյուսիսային կիսագնդ: Մայրցամաքների վրա հաստատվում է ցածր ճնշում, որը տարածվում է բավականին հյուսիս՝ մինչև հյուսիսային լայնության 30°-ը՝ Հարավասիական և Հյուսիսամերիկյան կենտրոններով: Հյուսիս են տեղաշարժվում նաև Ազորյան և Հավայան մաքսիմումները, որոնք հարևան ցամաքներում հաստատված ցածր ճնշման և Կանարյան ու Կալիֆոռնիական սառը ծովային հոսանքների ազդեցությամբ ավելի ցայտուն են արտահայտված:

Բարեխառն և մերձարկտիկական լայնություններում պահպանվում են բավականին թուլացած Իսլանդական և Ալեուքյան մինիմումները, որոնք միանալով ցամաքների վրա հաստատված ցածր ճնշման մարզերին՝ առաջացնում են ցածր ճնշման համատարած գոտի:

Իսլանդական և Ալեուքյան մինիմումների ամառային թույլ արտահայտվածությունը պայմանավորված է նաև նրանով, որ Իրմինգերի և Ալյասկայի տաք հոսանքների և հարակից ջրերի ջերմաստիճանների միջև տարբերությունը ամռանը փոքրանում է:

Հարավային կիսագնդում՝ արևադարձային լայնություններում վերը նշված օվկիանոսային բարձր ճնշման երեք մարզերից բացի ցամաքների վրա ձևավորվում են ևս երեքը՝ Հարավամերիկյան, Հարավաֆրիկյան և Ավստրալական, որոնք միանալով իրար, ստեղծում են համատարած բարձր ճնշման գոտի: Հարավային կիսագնդի բարեխառն և մերձամտարկտիկական գոտիներում, ինչպես հունվարին, ճնշումը ցածր է, իսկ Ամտարկտիդայում՝ բարձր:

Հունվարյան և հուլիսյան իզոբարերի քարտեզների անալիզից պարզվում է, որ երկրի բարիկալական դաշտը ունի զոնալ բաշխվածություն: Հասարակածային լայնություններում ամբողջ տարին ճնշումը ցածր է, արևադարձներում և մերձարևադարձներում՝ բարձր, ցայտուն արտահայտված մաքսիմումներով, բարեխառն և մերձարկտիկական (մերձամտարկտիկական) լայնություններում ճնշումը ցածր է (համատարած հարավային կիսագնդում, առանձին դեպրեսիոն մարզերով՝ հյուսիսային կիսագնդում), Արկտիկայում և Ամտարկտիդայում մթնոլորտային ճնշումը մշտապես բարձր է:

Մթնոլորտային բարձր և ցածր ճնշման մշտական և սեզոնային մարզերը, որոնք արտահայտում են ստորադիր մակերևույթի ճնշման դաշտի բազմամյա միջին վիճակը, կոչվում են մթնոլորտի գործողության կենտրոններ: Այդ կենտրոններում ձևավորվում են տարբեր հատկանիշներով օդային զանգվածներ, որոնք շատ կարևոր դեր ունեն երկրագնդի ընդարձակ տարածաշրջանների կլիմաների ձևավորման պրոցեսում: Այսպես, Եվրոպայի տարածքում մթնոլորտային պրոցեսների զարգացումը սերտ կապված է

Ազդրյան դինամիկ ծագման մշտական, Ասիական թերմիկ ծագման սեզոնային բարձր ճնշման կենտրոնների և Իսլանդական համեմատաբար կայուն ու Չարավասիական սեզոնային թերմիկ ծագման ցածր ճնշման կենտրոնների հետ:

Մթնոլորտային ճնշման կենտրոններում ձևավորված օդային զանգվածները, ներթափանցելով այլ շրջաններ, փոխում են իրենց հատկանիշները, հատկապես ջերմաստիճանն ու խոնավությունը, դրանով իսկ փոխելով նաև այն տարածաշրջանի եղանակային և կլիմայական պայմանները, ուր ներթափանցում են:

Շարադրվածից կարելի է եզրակացնել, որ երկրագնդի ճնշման դաշտն ունի խայտաբղետ պատկեր և ժամանակի ու տարածության մեջ անընդհատ փոխվում է: Պարզվում է, որ այն փոխվում է ոչ միայն մթնոլորտի երկրամերձ շերտում, որը սերտորեն կապված է ստորադիր մակերևույթի ջրաջերմային պայմանների փոփոխման հետ, այլ նաև ըստ բարձրության: Բարձր շերտերում մթնոլորտային ճնշումը ցույց է տրվում հատուկ քարտեզների միջոցով, որոնք կոչվում են **բարիկակաև տոպոգրաֆիկ քարտեզներ** (բարիկակաև ռելիեֆի քարտեզներ): Այդպիսի քարտեզներ կազմվում են իզոբարիկ տարբեր մակերևույթների համար և ցույց են տալիս, թե ճնշման տարբեր ցուցմունք ունեցող մակարդակները, օրինակ՝ 300 մմ ցուցմունք ունեցող մակարդակը, աշխարհագրական տարբեր լայնություններում ինչ բաշխության վրա է գտնվում: Այդ քարտեզներից առավել կիրառական են ճնշման բացարձակ տոպոգրաֆիայի քարտեզները, որոնք ցույց են տալիս տարբեր իզոբարիկական մակերևույթների²⁵ դիրքը Չամաշխարհային օվկիանոսի մակարդակից:

Ճնշման տոպոգրաֆիկ քարտեզները կարևոր դեր ունեն մթնոլորտի վերին շերտերում տեղի ունեցող պրոցեսների ուսումնասիրման և, իհարկե, եղանակի կանխատեսման գործում:

Մթնոլորտի երկրամերձ և բարձր շերտերի ճնշման քարտեզների համեմատությունից պարզվում է, որ երկրամերձ շերտում դիտվող ճնշման տարբերություններն ըստ բարձրության աստիճանաբար համահարթվում են: Սակայն արբանյակային ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ մինչև 9-10 կմ բարձրությունները երկրի մակերևույթի ազդեցությունը դեռևս զգացվում է: Երկրագնդի տաք շրջաններում իզոբարիկական մակերևույթները ավելի բարձր դիրք ունեն, քան սառը շրջաններում: Դա բացատրվում է նրանով, որ տաք շրջաններում երկրի մակերևույթի գեոպոտենցիալը՝ օդը վերև մղող ուժն ավելի մեծ է:

ՄԹՆՈԼՈՐՏԱՅԻՆ ԾՆՇՄԱՆ ՓՈՓՈԽՄԱՆ ՊԱՏՃԱՌՆԵՐԸ

Մթնոլորտային ճնշման փոփոխման պատճառը ջերմաստիճանի փոփոխման հետևանքով պայմանավորված օդի տեղաշարժն է մի վայրից մյուսը: Այդ տեղափոխությունները՝ արտահոսքը մի վայրից և ներհոսքը մյուս վայրը, կապված են ստորադիր մակերևույթից՝ օդի անհավասարաչափ տաքացման հետ: Ընդունենք, որ երկրի մակերևույթի որոշ տարածք հարևան տարածքի համեմատ ջերմություն ավելի շատ է ստանում: Հասկանալի է, որ տարբեր չափով կտաքանա դրանց վրա գտնվող օդը: Ուժեղ տաքացող տարածքում կառաջանա օդի մասնիկների վերընթաց շարժում, և նրա վերին շերտում մասնիկների կուտակումից ճնշումը կբարձրանա, իսկ համեմատաբար սառը մակերևույթի վրա գտնվող օդում, նույն բարձրության վրա, ճնշումը կլինի ցածր: Այդպիսի պայմաններում տեղի կունենա օդի արտահոսք տաք օդի վերին շերտերից դեպի հարևան սառը օդի վերին շերտերը: Արտահոսքի պատճառով տաքացած մակերևույթի վրա մթնոլորտային ճնշումը որոշ չափով կնվազի, իսկ սառը մակերևույթի վրա օդի վայրընթաց շարժման պատճառով ճնշումը նույն չափով կբարձրանա: Առաջացած տարբերությունների հետևանքով կառաջանա օդի շարժում սառը տարածքի օդի ստորին շերտերից դեպի տաք տարածքի օդի ստորին շերտերը: Այդպես տեղի կունենա հարևան տարածքների վրա գտնվող օդի տեղափոխություն տաք և սառը վայրերի միջև, որից էլ կփոխվի մթնոլորտային ճնշումը:

Տարբեր տարածաշրջանների միջև օդի տեղափոխությունն առաջանում է նաև ստորադիր մակերևույթի անհավասարաչափ սառչելուց: Այս դեպքում ավելի սառը մակերևույթի վրա գտնվող օդը սեղմվում է, և որոշակի բարձրության վրա նրանում ճնշումը ավելի ցածր կլինի, քան նույն բարձրության վրա գտնվող, բայց ոչ այնքան սառը հարևան մակերևույթի օդում: Ճնշումների տարբերության պատճառով համեմատաբար տաք մակերևույթի վրա գտնվող օդը վերին շերտերով տարածվում է սառը մակերևույթի կողմը՝ առաջացնելով սառը մակերևույթի վրա ճնշման բարձրացում, իսկ տաք մակերևույթի վրա՝ նույն չափով ճնշման նվազում:

Բերված օրինակներից պարզ երևում է, որ ստորադիր մակերևույթից օդի տաքանալուց կամ սառչելուց ճնշման փոփոխություն չէր լինի, եթե օդի տեղափոխություն չլիներ:

Տաքանալուց կամ սառչելուց տեղի է ունենում օդի միայն ծավալի փոփոխություն, և եթե այն չի տեղափոխվում, ապա ստորադիր մակերևույթի վրա մթնոլորտային ճնշումը չի փոխվում: ***Ուրեմն կարող ենք եզրակացնել, որ ճնշման փոփոխման մախնական գլխավոր պատճառը ջերմային պայմանների փոփոխությունն է և, դրա հետ սերտ կապված, օդի շարժումը, դինամիկան: Այդ երկու գործոնների***

²⁵ Իզոբարիկական մակերևույթ-հավասար ճնշում ունեցող մակերևույթ:

(թերմիկ և դիմամիկ) ազդեցությամբ ստորադիր մակերևույթի վրա տեղի է ունենում օդի զանգվածի նվազում կամ ավելացում, որից և՛ մթնոլորտային ճնշման փոփոխությունը:

Բոլոր դեպքերում, երբ ստորադիր մակերևույթից տաքանալով և վեր բարձրանալով օդը տարածվում է տարբեր կողմեր, ապա ստորադիր մակերևույթի վրա ճնշումը նվազում է: Իսկ երբ տվյալ տարածքի վրա օդ է կուտակվում, ճնշումը բարձրանում է: Այս մասին հանգամանորեն կնշվի մթնոլորտի շրջանառության բնութագրման ժամանակ:

ՔԱՄԻ: ԱՐԱՋԱՑՈՒՄԸ, ԲՆՈՒԹԱԳԻՐԸ

Քամու բնութագրիչները: *Երկրի մակերևույթի նկատմամբ օդի հորիզոնական շարժումը, բարձր ճնշման վայրից ցածր ճնշման վայրը կոչվում է քամի:* Այն բնութագրվում է որոշակի արագությամբ, ուժգնությամբ և ուղղությամբ:

Քամու արագությունը չափում են մ/վրկ-ով, երբեմն կմ/ժամով, բալերով (Բոֆորտի սանդղակով 0-12 բալ) և հանգույցներով (հանգույցը հավասար է 0,5մ/վրկ):

Քամու արագությունը կախված է ճնշումների տարբերություններից, ճնշման գրադիենտի մեծությունից: Ինչքան մեծ լինի ճնշման հորիզոնական գրադիենտը, այնքան մեծ կլինի քամու արագությունը: Քամու արագության վրա ազդում են շփումը երկրի մակերևույթի հետ և օդի խտությունը: Քամի որ ըստ բարձրության օդի խտությունը նվազում է և շփումը վերանում, **ուստի քամու արագությունը ըստ բարձրության մեծանում է:**

Քամու արագության ամենամեծ արժեքը օդի երկրամերձ շերտում (ամռանը մինչև 100 մ, ձմռանը մինչև 50 մ բարձրությունները) օրվա ընթացքում դիտվում է ժամը 13-14-ի սահմաններում, նվազագույնը՝ գիշերը: Մթնոլորտի բարձր շերտերում պատկերը հակառակն է: Դա բացատրվում է նրանով, որ ցերեկվա ժամերին տեղի են ունենում օդի ինտենսիվ վերընթաց շարժումներ, որոնք խանգարում են վերին շերտերում օդի հորիզոնական տեղաշարժին:

Տարվա ընթացքում քամու առավելագույնը դիտվել է Անտարկտիդայի ափերին (22մ/վրկ)²⁶: Քամու օրական միջին արագությունը այդտեղ հասնում է 44մ/վրկ, իսկ առանձին պահերի՝ մինչև 90մ/վրկ: Մեր հանրապետության տարածքում քամու մեծ արագություններ դիտվում են հատկապես լեռնանցքներում: Այդ առումով բնորոշ է Սիսիանի լեռնանցքը, որտեղ քամու տարեկան միջին արագությունը 8,8մ/վրկ է:

Քամու ուժը կախված է նրա արագությունից և որոշվում է $P=0,25V^2$ կգ/մ² բանաձևով, որտեղ P -ն ուժն է, V -ն քամու արագությունը, 0,25-ը՝ գործակից: Փաստորեն քամու ուժը առարկաների վրա քամու գործադրած ճնշումն է և ցույց է տալիս, թե 1 քառ. մ մակերեսի վրա քամի կիրգորան ուժով է այն ազդում: Բանաձևից հեշտ է նկատել, որ ուժն ուղիղ համեմատական է արագության քառակուսուն: Դա նշանակում է, եթե քամու արագությունը երկու անգամ մեծանա, ապա ուժը չորս անգամ կավելանա և այլն:

Քամու ուժն արտահայտում են նաև Բոֆորտի սանդղակի²⁷ 0-12 բալ ցուցանիշներով: 0 բալի դեպքում անդորություն է, քամու արագությունը նվազագույնն է՝ 0,02մ/վրկ, իսկ 12 բալ ուժգնության դեպքում արագությունը հասնում է 30-40մ/վրկ, դա մրրիկ է և քամին ունենում է կործանիչ, ավերիչ ազդեցություն, որի հետևանքով պոկվում են շենքերի տանիքները, արմատախիլ են լինում ծառերը, փլվում են նույնիսկ քարե շենքերը:

Հայաստանի Հանրապետության տարածքում ուժեղ քամիներ լինում են լեռնանցքներում և լեռնահովտային շրջանառություն ունեցող շրջաններում:

Օրինակ, Սիսիանի լեռնանցքում 86 օր լինում են ուժեղ քամիներ, որտեղ քամու տարեկան միջին արագությունը 8,8մ/վրկ է: Լեռնահովտային քամիներով բնորոշ Փարաքարում՝ 20 օր:

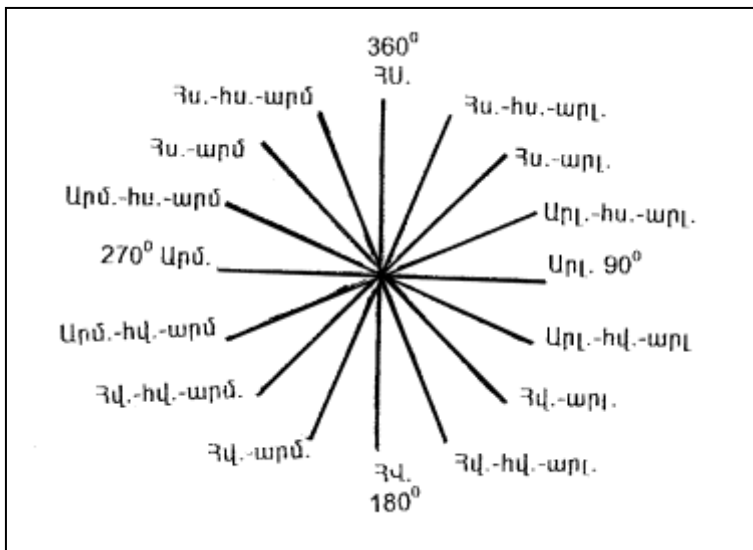
Քամու ուղղությունը որոշվում է հորիզոնի կողմերի նկատմամբ և անվանում են հորիզոնի այն կողմի անունով, որտեղից քամին փչում է: Տարբերում են 16 ռումբի քամիներ, որոնցից գլխավոր են չորսը՝ հյուսիսային, հարավային, արևմտյան, արևելյան: Տեքստային բնութագրերում այդ ռումբերը կրճատ նշվում են՝ հս., հվ., արլ., արմ.: Քամու ուղղությունը կարելի է արտահայտել նաև ազիմուտով (նկ. 13):

Քամու ուղղությունն ամենից առաջ կախված է ճնշման հորիզոնական գրադիենտի ուղղությունից: Դա նշանակում է, որ այն փչում է բարձր ճնշման վայրից դեպի ցածր ճնշման վայրը իզոբարերին ուղղահայաց ուղղությամբ: Սակայն զգալի է նաև երկրագնդի շեղիչ ուժի (Կորիոլիսի ուժի) և շփման ուժի ազդեցությունը, իսկ կորածն շարժման դեպքում՝ (ցիկլոնում և անտիցիկլոնում) դրանց ավելում է նաև կենտրոնախույս ուժը:

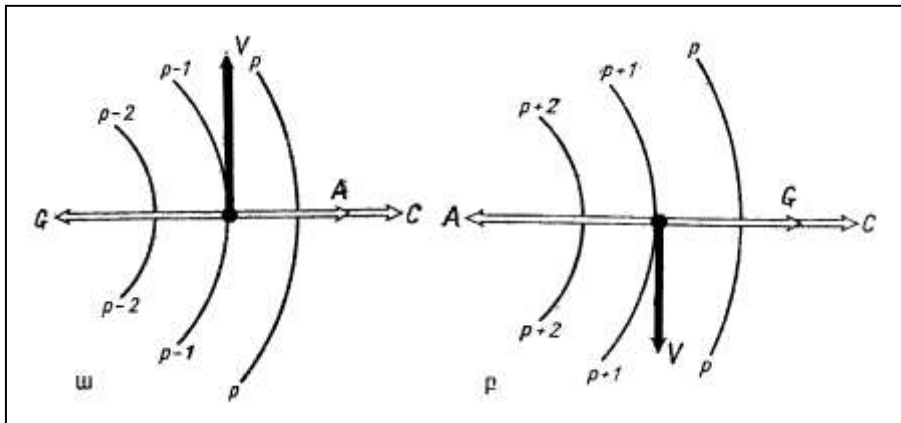
Ահա այդ ուժերի փոխազդեցությամբ կորագծի շարժման ժամանակ տեղի է ունենում օդի շարժում իզոբարերի երկայնքով և շրջանաձև հետագծով, որն անվանվում են **գրադիենտային քամի** (նկ. 14.):

²⁶ Ցուցանիշը միջինների առավելագույնն է:

²⁷ Այդպես է կոչվում ի պատիվ անգլիացի ծովակալ Բոֆորտի, որն առաջարկել և առաջին անգամ (1806թ.) կիրառել է սանդղակ քամու ուժը չափելու համար:

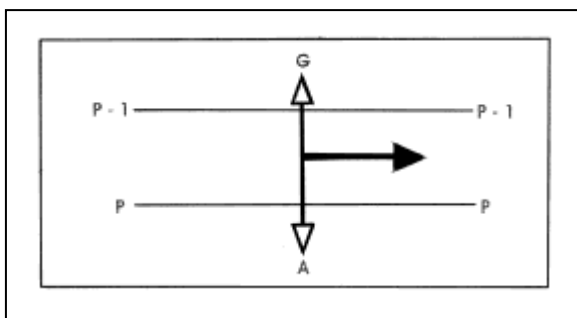


Նկ. 13. Քամու ուղղությունը ռումբերով և ազիմուտներով:



Նկ. 14. Գրադիենտային քամու առաջացման սխեման: ա) ցիկլոնում, բ) անտիցիկլոնում: G-գրադիենտի ուժը, A-Կորիոլիս ուժը, C-կենտրոնախույս ուժը, V-քամու ուղղությունը:

Ոչ կորագիծ շարժման դեպքում, երբ գլխավոր ազդող ուժերը միայն գրադիենտային և Երկրի շեղիչ ուժերն են, առաջանում է օդի շարժում իզոբարերի երկայնքով, որն անվանում են **գեոստրոֆիկ քամի**: Նման քամու առաջացման ժամանակ ճնշման հորիզոնական գրադիենտի ուժը և Երկրի շեղիչ ուժը ուղղված են լինում տրամագծորեն հակառակ կողմեր և իրար հավասար են լինում (Նկ. 15.):



Նկ. 15. Գեոստրոֆիկ քամու առաջացման սխեման: G-գրադիենտի ուժը, A-Կորիոլիսի ուժը, P-P, P₁-P₁-իզոբարերը, V-քամու ուղղությունը

Նկատենք, որ քամին հյուսիսային կիսագնդում Կորիոլիսի ուղղությունից շեղվում է **աջ**, հարավային կիսագնդում՝ **ձախ**:

Ցածր ճնշման մարզերում (ցիկլոնային համակարգերում) ճնշման գրադիենտը ուղղված է դեպի կենտրոն և հավասարակշռում է Կորիոլիսի և կենտրոնախույս ուժերը, որոնց ուղղությունը կենտրոնից ծայրամասեր է: Նման ցիկլոնային համակարգում օդը կատարում է շրջանաձև շարժում, հյուսիսային կիսագնդում ժամ-սլաքի ընթացքին հակառակ, իսկ հարավային կիսագնդում՝ ժամ-սլաքի ընթացքի ուղղությամբ:

Բարձր ճնշման մարզերում (անտիցիկլոնային համակարգերում) ճնշման գրադիենտը և կենտրոնախույս ուժը ուղղված են կենտրոնից դեպի ծայրամասեր, իսկ Կորիոլիսի ուժը՝ դեպի կենտրոն: Այդ ուժերի փոխազդեցությամբ առաջանում է օդի շարժում, իզոբարերի երկայնքով հյուսիսային կիսագնդում ժամ-սլաքի ընթացքի ուղղությամբ, իսկ հարավային կիսագնդում՝ հակառակ ուղղությամբ:

Ցածր ճնշման մարզերում (միհիմնումներում) ծայրամասերից կենտրոն շարժվող օդը ժամ-սլաքի ընթացքի հակառակ ուղղությամբ պտտվելով, թեք առանցքով բարձրանում է վեր:

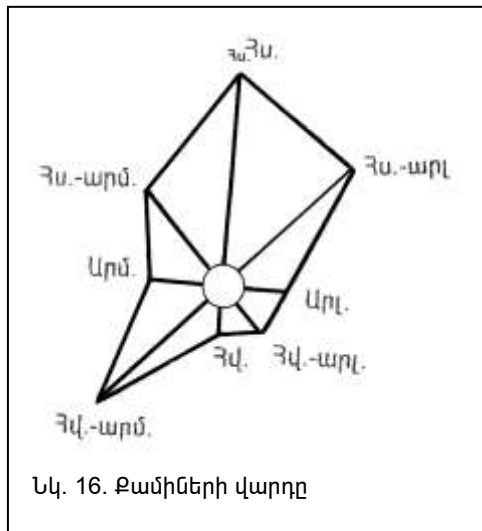
Բարձր ճնշման մարզերում օդի շարժումը վայրընթացի է, թեք առանցքով, կենտրոնից դեպի ծայրամասեր:

Ցիկլոնային մարզերում, նրա կենտրոնում օդի կուտակումը կոչվում է **զուգամերձեցում՝ կոնվերգենցիա**, իսկ անտիցիկլոններում օդի հեռացումը, ցրումը կենտրոնից դուրս կոչվում է **դիվերգենցիա**:

Կոնվերգենցիան և դիվերգենցիան եղանակաստեղծ կարևոր դեր ունեն, և դրանցով են պայմանավորված ցիկլոններին և անտիցիկլոններին բնորոշ եղանակները:

Քամիների վարդը: Ուսումնասիրությունները ցույց են տվել, որ երկրագնդի տարբեր մասերում քամու ուղղությունը և հաճախականությունը²⁸ խիստ տարբեր են: Քամու այդ ցուցանիշների բազմամյա ռեժիմի վերաբերյալ պարզ պատկերացում տալիս են տարբեր վայրերի քամիների վարդերը: Քամիների վարդը դիագրամ է, որի կենտրոնում նշվում է բնակավայրը, որտեղից հորիզոնի հիմնական շուկերի (թվով 8) ուղղությամբ տարվում են զծեր և դրանց վրա (կենտրոնից հաշված) մասշտաբով տեղադրվում են տվյալ ուղղությամբ կրկնվող քամու հաճախականությանը համապատասխան հատվածներ (ընդունենք 1սմ–ում 10 օր): Վերջում ստացված հատվածների ծայրերը միացնում են: Ստացված պատկերը կլինի տվյալ բնակավայրի (կամ վայրի) քամիների վարդը (Նկ.16):

Քամիների վարդի միջոցով որոշում են, թե բնակավայրի որ կողմում պետք է կառուցել օդն աղտոտող ձեռնարկությունը, որպեսզի քամին բնակավայրի վրա չտարածի փոշին, ծուխը, թունավոր



Նկ. 16. Քամիների վարդը

զազերը: Քամիների վարդերի հաշվառումը կարևոր է նաև գյուղատնտեսական մշակաբույսերի և այգիների տեղերի ընտրության, մեղվաճեղքների տեղադրման, քաղաքաշինության և այլ հարցերում ճիշտ կողմնորոշվելու համար:

Քամու բնութագրիչների ուսումնասիրությունները կատարվում են **օդերևութաբանական կայաններում** տեղադրված սարքերի, մասնավորապես հողմաչափերի և հողմացույցների միջոցով: Նման աշխատանքներ տարվում են նաև մեր հանրապետությունում գործող բազմաթիվ օդերևութաբանական կայաններում:

Քամին, օժտված լինելով էներգիայով, բնության մեջ կատարում է որոշակի աշխատանք: Քամահոսքի միջոցով քշվում-տարվում են ապարների մասնիկները, առաջանում են ռելիեֆի որոշ ձևեր, ջրերում՝ ալիքավորում, ծովերում և օվկիանոսներում՝ հոսանքներ, տեղի է ունենում հողմային էրոզիա և այլն:

Քամու ուժը մարդիկ շատ վաղ ժամանակներից օգտագործել են: Կառուցել են հողմաղացներ, նավարկել

առագաստամավերով: Մեր օրերում քամու ուժով աշխատող հողմաշարժիչների միջոցով ստանում են էլեկտրաէներգիա: Հողմային էլեկտրակայանները հոսանք են մատակարարում արշավախմբերին, դրեյֆոդ և բևեռային օդերևութաբանական կայաններին: Հողմակայաններ մեր կարծիքով կարելի է կառուցել նաև մեր հանրապետությունում: Այդ առումով առավել նպաստավոր պայմաններ կան լեռնանցքներում, ուր ուժեղ քամիները հաճախակի են և ունեն կայուն ուղղություն:

ՕՂԱՅԻՆ ԶԱՆԳԱԾՆԵՐ ԵՎ ՄԹՆՈԼՈՐՏԱՅԻՆ ՃԱԿԱՏՆԵՐ

Օդերևութաբանության մեջ ընդունված է **օդային զանգված անվանել ներքնոլորտի օդի ծավալում մասը, որը ձևավորվում է երկրի մակերևույթի ընդարձակ, միասեռ տարածքի վրա, ջերմային հաշվեկշռի որոշակի պայմաններում և ունի ֆիզիկական միատեսակ հատկանիշներ**:

Օդային զանգվածները ձևավորվում են տվյալ տարածքի (ցամաք, օվկիանոս) վրա երկար ժամանակ մնալուց՝ ձեռք բերելով տվյալ տարածքի հատկանիշները (ջերմություն, խոնավություն, ճնշում և այլն): Բայց այնքանով, որ օդային զանգվածը ընդգրկում է օդի մեծ ծավալ (հազարավոր կիլոմետր

²⁸ Հաճախականությունը ցույց է տալիս, թե տվյալ ուղղության քամին տարվա (կամ տարիների) ընթացքում քանի օր է կրկնվել (դիտվել):

երկարություն, մի քանի կիլոմետր բարձրություն) և անընդհատ գտնվում է շարժման մեջ, ուստի ունենում է ներքին նկատելի տարբերություններ:

Ըստ ջերմային հատկանիշների տարբերում են տաք և սառն օդային զանգվածներ: Տաք օդային զանգվածները երկրագնդի տաք շրջաններից տեղափոխվում են սառը շրջանները, իսկ սառը օդային զանգվածները՝ սառը միջավայրից տեղափոխվում են տաք շրջան:

Տաք օդը թափանցելով սառը միջավայր, շփվելով ստորադիր մակերևույթին պաղում է, նրանում ուղղաձիգ գրադիենտը նվազում է, դիտվում են ինվերսիաներ, և օդը դառնում է կայուն, ակտիվ շրջանառություն չի կատարվում: Օդում առաջանում են ադվեկտիվ մառախուղներ, շերտավոր ամպեր՝ մանրամաղ տեղումներով: Իսկ այն դեպքում, երբ սառն օդն է ներթափանցում տաք միջավայր, նրա ջերմաստիճանը բարձրանում է և ուղղաձիգ գրադիենտը մեծանում է, օդը դառնում է անկայուն, և բավարար խոնավության դեպքում առաջանում են կոնվեկտիվ ամպեր՝ հորդառատ տեղումներով:

Ըստ ձևավորման շրջանների տարբերում են օդային զանգվածների աշխարհագրական չորս տիպ՝ հասարակածային, արևադարձային, բարեխառն և արկտիկական (անտարկտիկական):

Այս տիպերից յուրաքանչյուրը մյուսից տարբերվում է ջերմությամբ, խոնավությամբ, ճնշմամբ, թափանցիկությամբ և այլ հատկանիշներով:

Օդային զանգվածի յուրաքանչյուր տիպ բաժանվում է ծովային և ցամաքային ենթատիպերի, որոնք առաջին հերթին տարբերվում են խոնավությամբ²⁹:

1. **Հասարակածային օդային զանգվածներ:** Ձևավորվում են հասարակածային ցածր ճնշման գոտում և բնութագրվում են բարձր ջերմությամբ ու խոնավությամբ: Այդ հատկանիշները պահպանվում են և՛ ջրերում, և՛ ցամաքներում, դրա համար հասարակածային օդում ծովային և ցամաքային ենթատիպեր չեն առանձնացնում:

2. **Արևադարձային օդային զանգվածներ:** Առանձնացնում են ցամաքային և ծովային ենթատիպեր: Արևադարձային ցամաքային օդը ձևավորվում է արևադարձային լայնությունների ցամաքների վրա, բարիկական մաքսիմումներում: Տարածվում է Սահարա, Թար, Կալահարի, Արաբական, Ավստրալական անապատների վրա, իսկ ամռանը ընդգրկում է նաև մերձարևադարձային և մասամբ բարեխառն գոտու հարավային շրջանները՝ Կենտրոնական Ասիան: Բնութագրվում է բարձր ջերմաստիճանով, չորությամբ և փոշոտվածությամբ:

Արևադարձային ծովային օդը ձևավորվում է այդ լայնությունների, աքվատորիաների վրա և ունի բարձր խոնավություն և բարձր ջերմաստիճան: Սակայն օվկիանոսների վրա գտնվող բարիկական մաքսիմումներում ձևավորված օդի հարաբերական խոնավությունը շատ ցածր է:

3. **Բարեխառն օդային զանգվածներ:** Լինում են ցամաքային և ծովային: Ցամաքային օդը ձևավորվում է բարեխառն լայնությունների ընդարձակ ցամաքների վրա: Ձմռանը ջերմաստիճանը խիստ ցածր է և կայուն, առաջացնում է պարզկա, ուժեղ սառնամանիքով եղանակներ: Բնորոշ է ձմռանը հաստատվող Ասիական և Հյուսիսամերիկյան բարիկական մաքսիմումների ընդգրկման տարածքներին:

Բարեխառն ծովային օդը ձևավորվում է օվկիանոսների ու ծովերի վրա և արևմտյան քամիներ ու ցիկլոնների միջոցով տարածվում ցամաք: Դրանք մեղմացնում են ցամաքների փամբերձ շրջանների ձմեռային ցուրտը և ամառային շոգը: Այդ պատճառով էլ, օրինակ, Արևմտյան Եվրոպայի մերձատլանտյան շրջաններում իշխում են մեղմ, իսկ ամռանը՝ ամպամած, զով եղանակներ: Բարեխառն ծովային օդը արևմտյան քամիների և ցիկլոնների միջոցով տեղափոխվելով ցամաք՝ առաջացնում է առատ տեղումներ:

4. **Արկտիկական (անտարկտիկական) օդային զանգվածներ:** Ձևավորվում են Արկտիկայում և Անտարկտիկայում, ունեն ցամաքային և ծովային տարբերակներ: Ցամաքայինը ձևավորվում է Արկտիկայի և Անտարկտիդայի ձյունածածկ և սառցածածկ տարածքների վրա բարձր ճնշման շրջաններում: Ձմռանը նաև Թայմիր թերակղզում, Կոլիմայի ավազանում, Չուկոտկայում և Հյուսիսային Կանադայի տարածքում: Դրանց բնորոշ է ցածր ջերմաստիճանը, քիչ խոնավապարունակությունը և մեծ թափանցիկությունը: Այդ օդի ներթափանցումը բարեխառն լայնություններ ուղեկցվում է ջերմաստիճանի կտրուկ իջեցումով, ցրտեցումներով, ձմռանը առաջացնում են ուժեղ սառնամանիքներ, աշնանը և գարնանը՝ ցրտահարություններ: Բոլոր դեպքերում այդ օդի ազդեցությամբ հաստատվում են երկարատև ցուրտ և պարզկա եղանակներ:

Այսպես, օրինակ, Արկտիկական սառը օդի անարգել հարավ ներթափանցման նետևանքով Հյուսիսային Ամերիկայի անգամ մերձարևադարձային լայնություններում (Մեքսիկական ծոցի ափերին, Ֆլորիդայում) հաճախ տեղի են ունենում ցիտրուսային մշակաբույսերի ցրտահարություններ:

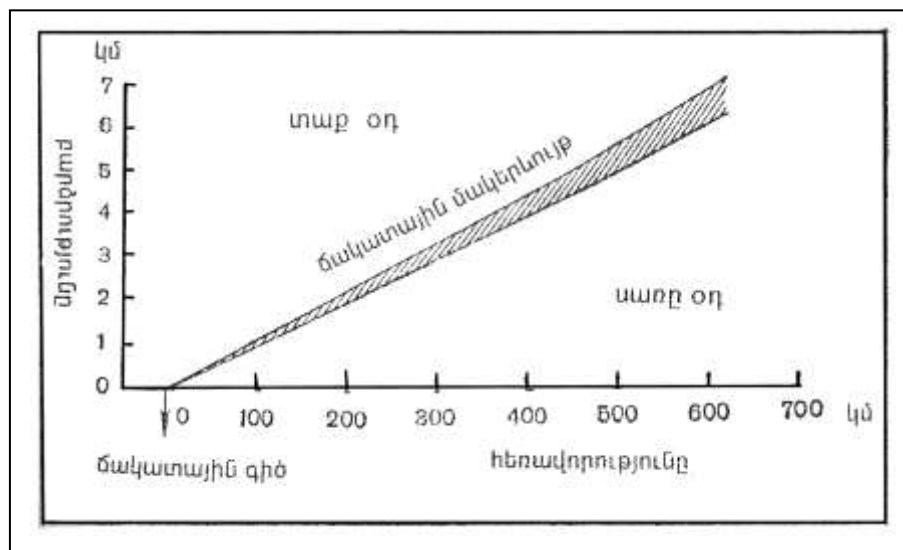
Արկտիկական (անտարկտիկական) ծովային օդային զանգվածը ձևավորվում է Եվրոպական Արկտիկայում և Մերձանտարկտիկական ջրերի վրա, սառցից ազատ տեղամասերում: Ցամաքային տարբերակից տարբերվում է փոքր-ինչ բարձր ջերմաստիճանով և խոնավությամբ: Նման օդի ներթափանցումից ձմռանը մայրցամաքներում դիտվում են կարճատև տաքացումներ:

Մթնոլորտային ճակատներ: Օդային զանգվածների նկարագրված աշխարհագրական տիպերը գտնվում են անընդհատ շարժման մեջ, մոտենում են իրար, որոշ չափով ներթափանցում միմ-

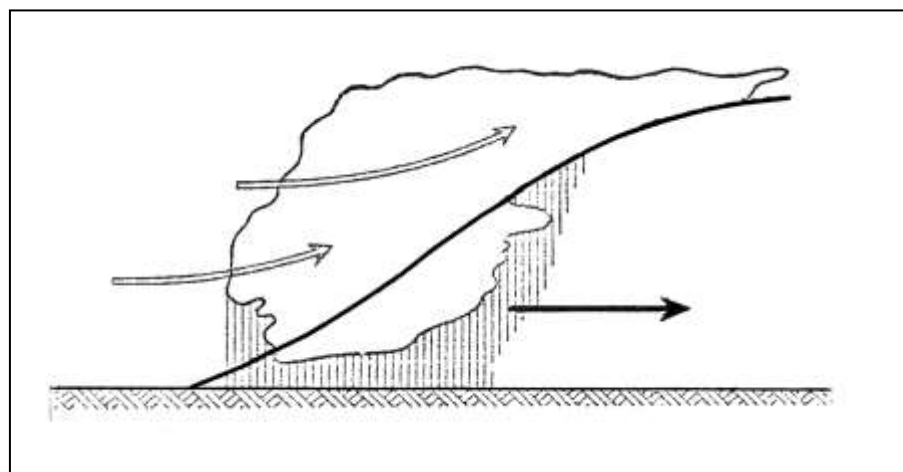
²⁹ Բացառությամբ հասարակածային օդային զանգվածների:

յանց մեջ: Ահա այդ մերձեցման սահմանում դիտվում են մթնոլորտային ակտիվ պրոցեսներ, օդերևութաբանական տարրերի կտրուկ փոփոխություններ: **Տարբեր հատկանիշներ ունեցող օդային զանգվածների միջև եղած այդ սահմանը կոչվում է մթնոլորտային ճակատ կամ ճակատային մակերևույթ:** Քանի որ ճակատային մակերևույթը բաժանում է տարբեր ջերմաստիճան և շարժման տարբեր ուղղություն ունեցող երկու տարբեր տիպի օդային զանգվածներ, հետևապես հորիզոնական հարթության նկատմամբ ունենում է թեքություն: Սովորաբար այն միշտ թեքված է լինում սառը օդի կողմը, իսկ վերջինս սեպավորված՝ տաք օդի տակ (նկ. 17.):

Սառը և ծանր օդը, մտնելով տաք օդի տակ, նրան կտրում է երկրի մակերևույթից և բարձրացնում է վեր՝ առաջացնելով ամպեր: ճակատային մակերևույթը մեծ թեքություն չի ունենում ($1-2^\circ$), 200 կմ երկարության վրա նրա բարձրությունը երկրի մակերևույթից կազմում է 1-2 կմ: Երկրի մակերևույթի հետ հատվելուց ճակատային մակերևույթը առաջացնում է **ճակատային գիծ**, որի երկարությունը կազմում է մի քանի հարյուր մետրից մինչև մի քանի հազար կիլոմետր (նկ.18.):



Նկ.17. Մթնոլորտային ճակատի սխեման:



Նկ.18. Մթնոլորտային տաք ճակատ

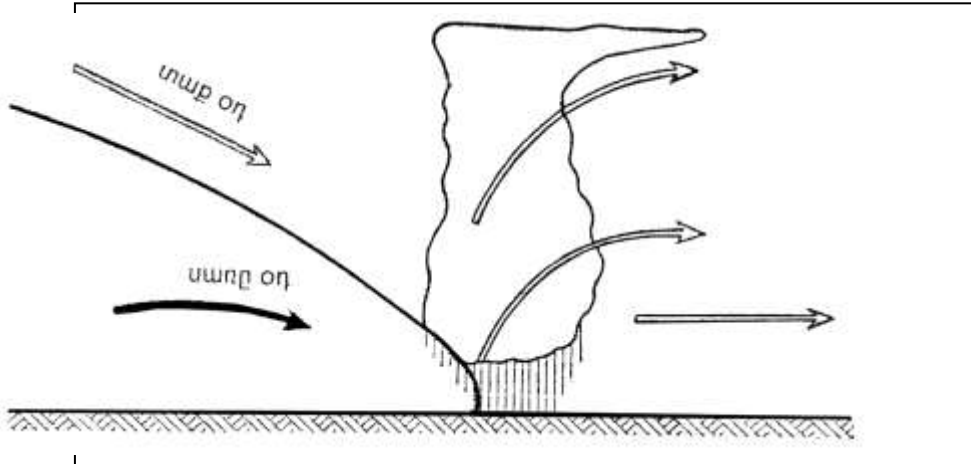
Տարբերում են **կայուն (ստացիոնար)** և **շարժուն (դինամիկ)** մթնոլորտային ճակատներ: Ստացիոնար ճակատի դեպքում տարբեր տիպի օդային զանգվածները տեղաբաշխված են լինում ճակատի երկու կողմերում, իրար զուգահեռ, բայց շարժվում են տարբեր ուղղությամբ և ճակատը չի շարժվում: Իսկ եթե օդային զանգվածները դասավորված են լինում ճակատին ուղղահայաց իրար դեմ հանդիման, ապա ճակատը տեղաշարժվում է այս կամ այն կողմ, նայած օդային զանգվածներից որն է ակտիվ:

Ահա այս հանգամանքը նկատի ունենալով տարբերում են տաք և սառը ճակատներ:

Տաք օդի ակտիվության դեպքում առաջանում է տաք ճակատ (նկ. 18), որը տեղաշարժվում է սառը օդի կողմը: Տաք օդը բարձրանում է սեպավորվող կամ նահանջող սառը օդի վրա, այսպես կոչված **սառի մակերևույթով** և ադիաբատիկ սառեցման ենթարկվելով առաջացնում է ամպեր, տեղումներ: Տաք ճակատի տեղաշարժը ուղեկցվում է ջերմաստիճանի բարձրացմամբ (տաքացմամբ):

Սառը ճակատի ակտիվության դեպքում, սառը օդը շարժվում է ավելի արագ և լցվելով տաք օդի տակ նրան մղում է վեր: Ընդ որում, սառը օդի ստորին շերտերը շփվելով երկրի մակերևույթի հետ ետ են մնում, իսկ վերին շերտերը առաջ են ընկնում, և ճակատը բարձրանում է՝ ընդունելով ուղղահայացին մոտ դիրք (նկ. 19.): Եթե տաք օդի ընդգրկած տարածք են ներթափանցում տարբեր կողմերից տարբեր սառնությամբ սառը օդային զանգվածներ, ապա առաջանում է օկյուզիոն ճակատ (նկ. 20.):

Նման դեպքերում տարբեր կողմերից տաք օդին սեղմող սառը օդային զանգվածները տաք օդը մղում են վեր և միանում են իրար՝ զբաղեցնելով ամբողջ ստորադիր մակերևույթը: Այդպես տարբեր ջերմաստիճան ունեցող սառը օդի ճակատները միանում են՝ և նայած իրար միացող սառը օդային զանգվածներից որն է ավելի տաք, առաջանում է կամ տաք, կամ սառը տիպի օկյուզիոն ճակատ:

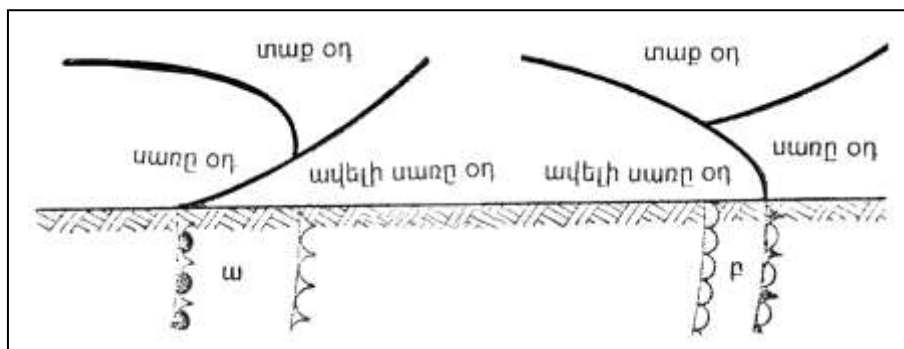


Նկ.19. Մթնոլորտային սառը ճակատ

Պետք է նշել, որ օդային զանգվածների աշխարհագրական տիպերն իրարից սահմանազատող կայուն և համատարած մթնոլորտային ճակատներ չկան, բայց կան ճակատային զոնաներ, որոնցում անընդհատ ծագում, սրվում է քայքայվում են տարբեր ինտենսիվության բազմաթիվ ճակատներ: Այդ զոնաները կոչվում են **կլիմայական (գլխավոր ճակատներ)**: Դրանք են՝ արկտիկական (անտարկտիկական), բևեռային, որի շարունակությունը արևադարձերում կոչվում է պասսատային և արևադարձային ճակատները:

Արկտիկական (անտարկտիկական) և բարեխառն օդային զանգվածների միջև **արկտիկական (անտարկտիկական)** ճակատն է, որն անցնում է մոտավորապես հս. և հվ. 65° լայնությունով: Բարեխառն և արևադարձային օդային զանգվածների միջև գտնվում է **բևեռային** ճակատը, որը կոչվում է նաև **բարեխառն** ճակատ: Ամռանը այդ ճակատը անցնում է մոտավորապես 50° , իսկ ձմռանը՝ 30° լայնություններով: Արևադարձային և հասարակածային օդային զանգվածների միջև տեղաբաշխված է արևադարձային ճակատը:

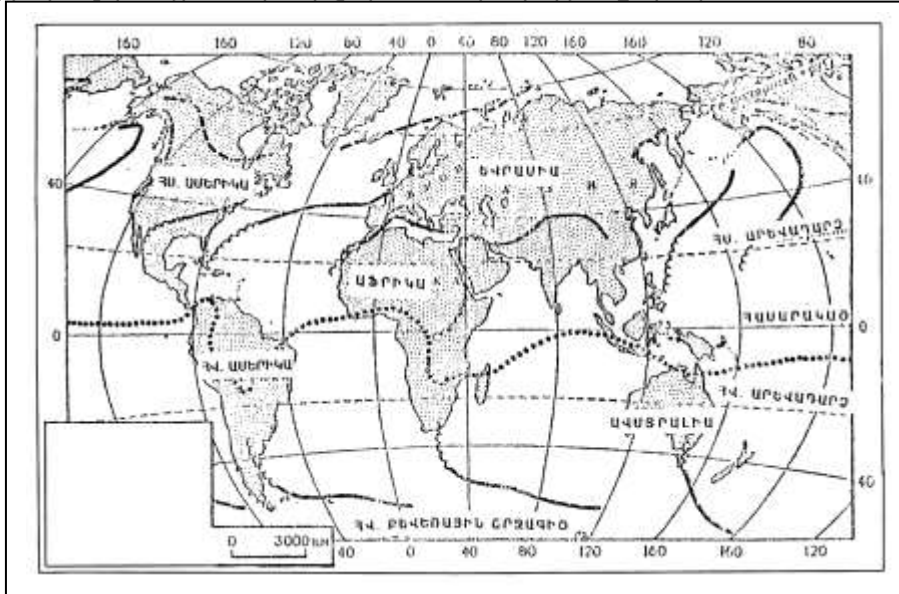
Տարվա ընթացքում մթնոլորտային ճակատների դիրքը զգալիորեն փոխվում է, որն առավել զգալի է հունվարին և հուլիսին և պատկերված են ճակատների դիրքերը ցույց տվող քարտեզներում (նկ. 21, 22):



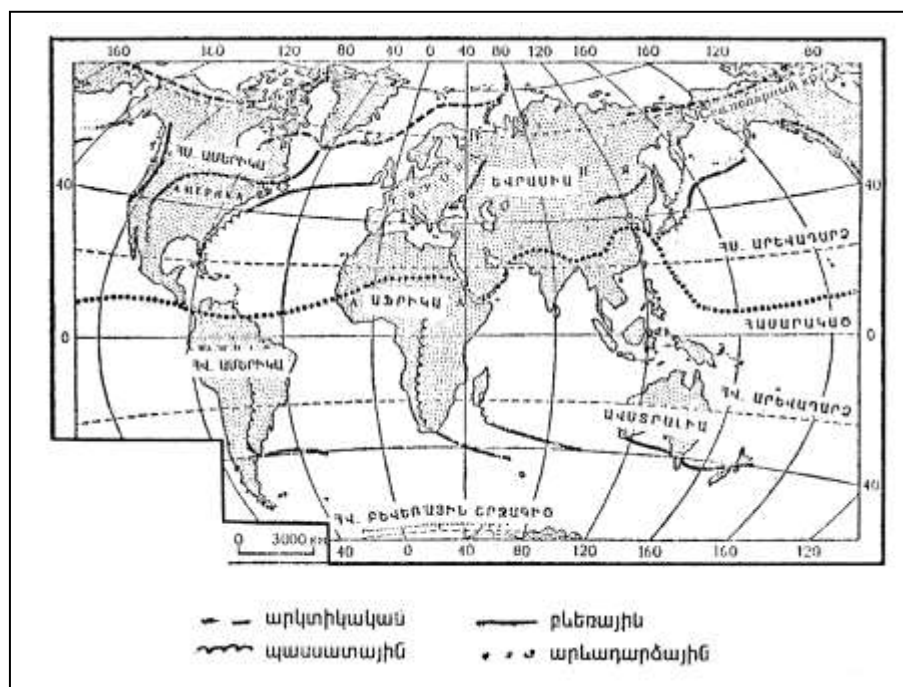
Նկ. 20. Մթնոլորտային օկյուզիոն ճակատներ. ա-տաք տիպի, բ-սառը տիպի:

Հասարակածային լայնություններում, ուր շփվում են, խառնվում հյուսիսային և հարավային կիսագնդերի հասարակածային օդային զանգվածները ճակատ չի առաջանում, քանի որ օդի հատկանիշները նույնն են: Այդտեղ դիտվում է օդի զուգամերձեցում: Մթնոլորտային ճակատներում տարբեր ջերմաստիճան, ճնշում և խոնավություն ունեցող օդային զանգվածների փոխազդեցությամբ առաջանում են ծովածքներ, գալարուն տեղամասեր, որոնք կարևոր դեր ունեն դինամիկ ծագման ցիկլոնների և անտիցիկլոնների ձևավորման պրոցեսում: Մթնոլորտային ճակատներում տարբեր օդային զանգվածների

անընդհատ «պայքարի» հետևանքով առաջանում են ոչ միայն ծովածոցներ, այլ նաև ճակատների՝ մեծ չափերի հասնող տեղաշարժեր: Այդպիսիք առանձնապես բնորոշ են ցիկլոնների անցման ժամանակ, երբ մթնոլորտային ճակատի շարժման արագությունը օրական հասնում է 1000 կմ-ի:



Նկ.21. Կլիմայական ճակատների դիրքը հունվարին:



Նկ.22. Կլիմայական ճակատների դիրքը հուլիսին:

Լինում են նաև ճակատների կտրուկ, արագ, կարճատև տեղաշարժեր, որոնք կոչվում են **ճեղքումներ**: Արկտիկական ճակատի դեպի հարավ ճեղքումների ժամանակ արկտիկական օդային զանգվածները թափանցում են բարեխառն, երբեմն էլ մերձարևադարձային լայնություններ, հասնում մինչև Միջերկրական և Սև ծովերի ափերը՝ առաջացնելով կտրուկ ցրտեր: Նույն ճակատի դեպի հյուսիս տեղաշարժի ժամանակ բարեխառն օդային զանգվածները թափանցում են Արկտիկա՝ առաջացնելով տաքացումներ: Հարավից արևադարձային օդի ներթափանցումները մերձարևադարձային, երբեմն էլ բարեխառն լայնություններ ուղեկցվում են այդ լայնությունների համար անսովոր տաք և չոր եղանակներով:

Անդրադառնալով մթնոլորտային ճակատների հետ առնչվող մի հարցի՝ Պարզվում է, որ ճակատների այն տեղամասերում, ուր ջերմաստիճանային գրադիենտները հասնում են մեծ չափերի, առաջանում են մեծ արագության և ուժի մրրկային քամիներ (ավելի քան 30մ/վրկ) որոնք շատ բնորոշ են ներքնոլորտի վերին և վերնոլորտի ստորին շերտերին: Նման քամիները զբաղեցնում են օդի նեղ

(լայնությունը մի քանի հարյուր մետր) և տափակեցված (հաստությունը մի քանի կիլոմետր) շերտեր և կոչվում են **շիթային հոսանքներ**³⁰: Դրանք առանձնապես յուրահատուկ են բարեխառն և մերձարևադարձային լայնություններին, հիմնականում 7-10 կմ (ձմռանը) և 8-11 կմ (ամռանը) բարձրության շերտերին, որտեղ դրանց առավելագույն արագությունը երբեմն հասնում է 80-100մ/վրկ: Դրանց ուղղությունը արևմտյան է: Ընդգծենք նաև, որ մեծ է շիթային հոսանքների դերը մթնոլորտի շրջանառության մեջ, դրանց ուղղությունը արևմտյան է:

Մթնոլորտի ՇՐՋԱՆԱՌՈՒԹՅՈՒՆԸ ԵՎ ԳԵՐԻՇԽՈՂ ՔԱՄԻՆԵՐԸ

Մթնոլորտի շրջանառությունը կլիմայաստեղծ կարևորագույն պրոցես է, որի միջոցով կատարվում է ջերմության և խոնավության տեղափոխություն երկրագնդի տարբեր տարածաշրջանների միջև՝ պայմանավորելով դրանց եղանակային և կլիմայական պայմանների առանձնահատկությունները:

Օդերևութաբանական ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ մթնոլորտի շրջանառության պրոցեսները ընդգրկում են ամբողջ մթնոլորտը, նրա բոլոր շերտերը: Դրանք առավել լավ ուսումնասիրված են ներքնոլորտում, որոնք և շատ կարևոր դեր ունեն մեր մոլորակի աշխարհագրական թաղանթի ձևավորման, նրա ներքին տարբերությունների առաջացման գործում: Ներքնոլորտում տարբերում են օդի շրջանառության երեք տարատեսակ՝ ընդհանուր, ցիկլոնա-անտիցիկլոնային և տեղային: Քննարկենք դրանք առանձին-առանձին:

1. Մթնոլորտի ընդհանուր շրջանառությունը: Ընդգրկում է հասարակածից բևեռներ ընկած տարածաշրջանները և սերտ կապված է երկրագնդի մթնոլորտային ճնշման դաշտի, իսկ վերջինս էլ՝ մթնոլորտի և Երկրի մակերևույթի ջերմային պայմանների հետ: Այս շրջանառությունը պատկերացնելու համար հիշենք արդեն նկարագրված մթնոլորտի ջերմային դաշտը, մասնավորապես այն, որ հասարակածային շրջանները ստանում են մեծ քանակությամբ ջերմություն, որից օդը տաքանալով ընդարձակվում, թեթևանում և բարձրանում է վեր, իսկ բևեռային շրջաններում միշտ ցուրտ է, ճնշումը բարձր, և բնորոշը օդի վայրընթաց շարժումներն են:

Ահա այդպիսի պայմաններում հասարակածային շրջաններում վեր բարձրացող օդը մթնոլորտի վերին շերտերում առաջացնում է մթնոլորտային ճնշման բարձրացում, իսկ բևեռների վրա՝ մթնոլորտի վերին շերտերում ճնշումը կլիմի ցածր, քանի որ օդ չի մղվում վերև: Իզոբարիկական մակարդակը³¹ հասարակածի վրա վերևում (10-11 կմ բարձրություններում) կլիմի բարձր, իսկ բևեռների վրա՝ ցածր: Ուրեմն, ճնշման հորիզոնական գրադիենտը ուղղված կլիմի հասարակածային շրջաններից (վերևից) բևեռային շրջաններ, և օդը կշարժվի այդ ուղղությամբ: Հասարակածային շրջաններից օդի արտահոսքը Երկրի մակերևույթին կառաջացնի ճնշման նվազում, իսկ բևեռների վրա՝ երկրամերձ շերտում վայրընթաց օդի կուտակումից ճնշման բարձրացում:

Առաջացած ճնշումների տարբերության հետևանքով բևեռային շրջաններից մթնոլորտի երկրամերձ շերտերով տեղի կունենա օդի շարժում բևեռներից հասարակած: Այսպես առաջանում է մթնոլորտի շրջանառության մի պարզ օղակ, որը ցույց է տրված 34-րդ նկարում:

Իրականում մթնոլորտի շրջանառության ընդհանուր պատկերը ավելի բարդ է, քանի որ դրա վրա ազդում են երկրագնդի պտույտը իր առանցքի շուրջը և նրա մակերևույթի անհամասեռ պայմանները:

Այսպես, հասարակածային շրջաններից մթնոլորտի վերին շերտերով դեպի բևեռներ շարժվող օդի հիմնական մասը երկրագնդի շեղիչ ուժի (կորիոլիսի ուժ) ազդեցությամբ, մոտավորապես 8-10 կմ բարձրություններում շեղվում է միջօրեականի ուղղությունից հյուսիսային կիսագնդում՝ աջ, հարավայինում՝ ձախ: Այսպես՝ օդային հոսանքները նախնական ուղղությունից աստիճանաբար շեղվելով՝ 25-35° լայնությունների միջև ընդունում են արևմտյան ուղղություն և վայրընթաց շարժման հետևանքով կուտակվում այդ լայնություններում: Բնականաբար, մթնոլորտային ճնշումը Երկրի մակերևույթին մեծանում է, և ձևավորվում են երկու կիսագնդերի արևադարձային բարձր ճնշման գոտիները³²: Քանի որ հասարակածային շրջաններում ճնշումը ցածր է, ուստի մթնոլորտի ստորին շերտով արևադարձային բարձր ճնշման գոտիներից օդը շարժվում է հասարակած և նորից մասնակցում վերընթաց շարժումների: Այդպես հասարակածի և արևադարձային լայնությունների միջև ձևավորվում է մթնոլորտի ընդհանուր շրջանառության առաջին օղակը (նկ.23.): Այդ օղակն ընդգրկում է հասարակածային ցածր ճնշման գոտում առաջացած օդի վերընթաց հոսանքները, վերին շերտերով դրանց տեղաշարժերը դեպի արևադարձեր, վայրընթաց շարժումը հյուսիսային և հարավային մոտավորապես 25-ից 30° լայնությունների վրա և վերադարձը երկրամերձ շերտերով հասարակած: Հենց այս օղակում էլ առաջանում են երկրագնդի գերիշխող քա-

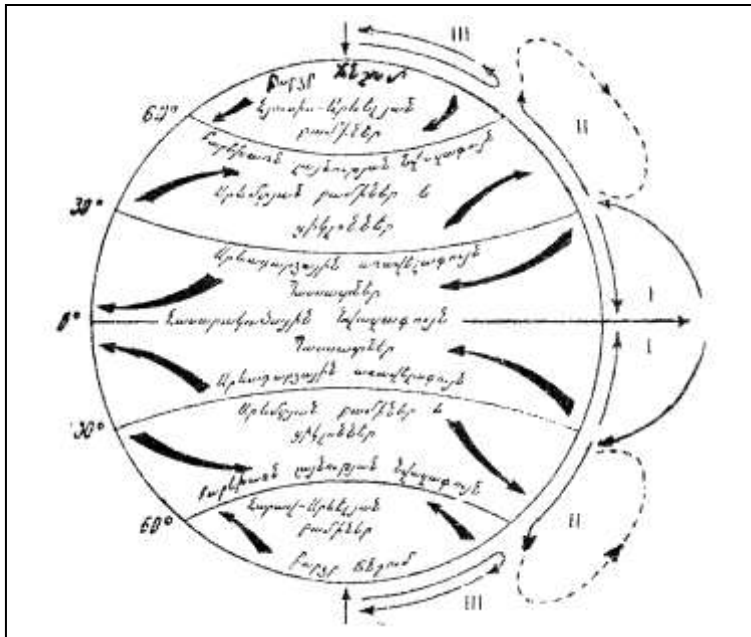
³⁰ Շիթային հոսանքների ուսումնասիրությունը շատ կարևոր է օդազնացության համար: Այդ հոսանքներում հայտնված ինքնաթիռի արագությունը կարող է կտրուկ մեծանալ կամ փոքրանալ որը աղետի պատճառ է դառնում:

³¹ Իզոբարիկական մակարդակ-միևնույն ճնշումը ցույց տվող մակարդակ:

³² Արևադարձային բարձր ճնշման գոտիների ձևավորման մեջ զգալի է նաև բարեխառն ճակատում առաջացող անտիցիկլոնների դերը:

միներից պասսատները³³: Դրանք արևադարձային բարձր ճնշման գոտուց հասարակած փչող քամիներն են, որոնք, ենթարկվելով երկրի շեղիչ ուժի ազդեցությանը, հյուսիսային կիսագնդում ստանում են հյուսիս-արևելյան, իսկ հարավային կիսագնդում՝ հարավարևելյան ուղղություն (նկ.23), պահպանելով այն ամբողջ տարվա ընթացքում: Այդպիսով՝ պասսատները կայուն ուղղություն ունեցող քամիներ են:

Արևադարձային բարձր ճնշման գոտիներից օդը շարժվում է ոչ միայն հասարակած, այլ նաև դեպի բարեխառն լայնությունների ցածր ճնշման գոտիները: Շարժման ընթացքում օդը երկրի շեղիչ ուժի ազդեցությամբ աստիճանաբար շեղվելով, բարեխառն, մոտավորապես 50-60° լայնություններում ստանում են արևմուտքից արևելք ուղղություն և կոչվում են օդի **արևմտյան հոսանքներ**, կամ **արևմտյան քամիներ**: Դրանք բարեխառն լայնությունների գերիշխող քամիներն են և շատ կարևոր դեր ունեն նշված լայնությունների կլիմաների ձևավորման գործում:



Նկ. 23. Ներքնուղորտի ընդհանուր շրջանառության սխեման, տիրապետող քամիները և ճնշման մարզերը:

Դեպի բարեխառն լայնություններ օդի տեղափոխություններ կատարվում են նաև արկտիկական և անտարկտիկական բարձր ճնշման գոտիներից: Բարեխառն լայնություններում տեղի է ունենում օդային զանգվածների վերընթաց շարժում, որոնք մոտավորապես 5-6 կմ բարձրություններում երկրագնդի շեղիչ ուժի ազդեցությամբ շեղվում են դեպի արևադարձեր և բևեռային շրջանները կուտակվելով նշված լայնություններում և ենթարկվելով վայրընթաց շարժման՝ այդ օդային հոսանքները մթնոլորտի երկրամերձ շերտում առաջացնում են բարձր ճնշում և մթնոլորտի ընդհանուր շրջանառության ևս երկու օղակ՝ մեկը՝ արևադարձային և բարեխառն, մյուսը՝ բևեռային և բարեխառն լայնությունների միջև (նկ. 34):

Արևադարձերի և բարեխառն լայնությունների միջև առաջացած օղակում, ինչպես արդեն նշել ենք, փչում են արևմտյան քամիները, իսկ բևեռային և բարեխառն լայնությունների միջև առաջացած օղակում՝ գերիշխում են **հյուսիսարևելյան** (հյուսիսային կիսագնդում) և **հարավարևելյան** (հարավային կիսագնդում) քամիներ:

Մթնոլորտի ընդհանուր շրջանառությունը պայմանավորող ճնշման դաշտը, շրջանառական օղակներով և գերիշխող քամիներով պատկերված է նկ. 34-ում:

ՄՅՆՈՒՆՈՐՏԻ ՄՈՒՍՍՈՆԱՅԻՆ ԵՐՋԱՆԱՌՈՒԹՅՈՒՆԸ

Մուսսոնները³⁴ (ֆրանս. mousson, արաբ. maysun, տարվա սեզոն) մթնոլորտի գերիշխող քամիներից են, լայն իմաստով ընդարձակ տարածք զբաղեցնող օդային հոսանքներ, որոնք կազմում են մթնոլորտի ընդհանուր շրջանառության կարևոր օղակներից մեկը:

Մուսսոնները առաջանում են մայրցամաքների և օվկիանոսների (ծովերի) սահմանային գոտում, ուր դիտվում են մթնոլորտային ճնշման մեծ տարբերություններ: Գնշման տարբերությունները կապված

³³ Պասսատ (իսպ. vineto de passada)- տեղափոխմանը նպաստող քամի: Նկատի են ունեցել այն, որ պասսատները նպաստել են առագաստանավերի շարժմանը:

³⁴ Տարվա ընթացքում երկու անգամ ուղղությունը փոխվող քամիներն են: Ձմռանը փչում են ցամաքից օվկիանոս, ամռանը՝ օվկիանոսից ցամաք:

են ջրի և ցամաքի տաքացման ու սառեցման պայմանների առանձնահատկությունների հետ: Հայտնի է, որ ջրի համեմատ ցամաքը արագ տաքանում է, արագ էլ սառչում, որի հետևանքով էլ տարվա նույն սեզոնին ցամաքի և օվկիանոսի վրա ստեղծվում են մթնոլորտային ճնշման տարբերություններ, որոնք և հանդիսանում են մուսսոնի ծագման գլխավոր պատճառը:

Ձմռանը սառը ցամաքների վրա գտնվող օդի ճնշումը ավելի բարձր է, քան համեմատաբար տաք օվկիանոսի վրա, ուստի մուսսոնը փչում է ցամաքից ծով (ձմռեային մուսսոն): Ամռանը, հակառակը, ճնշումը բարձր է լինում օվկիանոսի վրա, քանի որ ջուրը դանդաղ է տաքանում, և առաջանում է օդի շարժում օվկիանոսից ցամաք, փչում է ամառային մուսսոնը³⁵:

Սերտ կապ գոյություն ունի մթնոլորտի ցիկլոն-անտիցիկլոնային և մուսսոնային շրջանառության միջև: Մուսսոնային շրջանառությունն առավել ցայտուն դրսևորվում է երկրագնդի այն շրջաններում, ուր լավ արտահայտված են ցիկլոնները և անտիցիկլոնները, և, ըստ տարվա սեզոնների, մեկը մյուսի նկատմամբ դառնում է գերիշխող: Քանի որ ցիկլոնա-անտիցիկլոնային դաշտի կտրուկ փոփոխություններ դիտվում են բարեխառն լայնությունների ցամաքների արևելյան շրջաններում, դրա համար էլ մուսսոնները առավել բնորոշ են հենց այդ շրջաններին: Դրա ցայտուն օրինակն է Արևելյան Ասիան: Այստեղ ձմռանը ցամաքում հաստատվում է բարձր ճնշման անտիցիկլոնային դաշտ (Ասիական անտիցիկլոնը), որը ամռանը վերանում է, և տաքացած ցամաքի վրա Հարավասիական միհիմունի շնորհիվ առաջանում է ցիկլոնային շրջանառություն: Ահա այսպիսի պայմաններում ձմռանը Ասիայից օդային զանգվածները կշարժվեն դեպի Խաղաղ օվկիանոս, դեպի Ալեոթյան միհիմունը՝ Խաղաղ օվկիանոսում առաջացնելով ձմռեային մուսսոնը: Ամռանը, երբ հյուսիս է տեղաշարժվում Հյուսիսխաղաղօվկիանոսյան կամ Հավայան մաքսիմումը, իսկ Ասիայի վրա ցածր ճնշում է (Հարավասիական միհիմունը), օվկիանոսից օդը շարժվում է ցամաք, առաջանում է ամառային մուսսոնը: Վերջինիս ազդեցությունը զգացվում է մինչև Բայկալ լիճը:

Ուսումնասիրությունները ցույց են տվել, որ մուսսոնային շրջանառությունը ընդգրկում է ներքնոլորտի ստորին շերտերը (1-2 կմ բարձրությունները): Ձմռանը, երբ մուսսոնը ցամաքից է փչում, համընկնում է օդի արևմտյան տեղաշարժի ուղղությանը, իսկ ամռանը ունենում է հակառակ ուղղություն և մթնոլորտի երկրամերջ շերտերում խանգարում է արևմտյան հոսանքներին: Հարկ է նշել, որ մուսսոնային շրջանառությունը բնորոշ է ոչ միայն բարեխառն, այլ նաև արևադարձային լայնություններին:

Արևադարձային մուսսոնների առաջացման գլխավոր պատճառը տարվա տարբեր սեզոններին հյուսիսային և հարավային կիսագնդերի անհավասարաչափ տաքացումն է և դրա հետ սերտ կապված հասարակածային ցածր ճնշման և մերձարևադարձային բարձր ճնշման գոտիների սեզոնային տեղաշարժերն են: Հարկ է նշել, որ զգալի է նաև բարեխառն լայնությունների ցամաքների վրա ձևավորվող ձմռեային անտիցիկլոնների և ամառային ցիկլոնների ազդեցությունը:

Հուլիսին հասարակածային դեպրեսիոն գոտին և մերձարևադարձային մաքսիմումները զգալիորեն տեղաշարժվում են հասարակածից հյուսիս՝ զբաղեցնելով ծարհյուսիսային դիրքերը: Դրա հետ կապված պասսատների ընդգրկած մարզը նույնպես հյուսիս է տեղաշարժվում, և հարավից հասարակածային գոտում հարող շերտում հյուսիսային կիսագնդում փչում են պասսատներին հակառակ ուղղությամբ քամիներ: Փաստորեն հյուսիսային կիսագնդի մերձհասարակածային լայնություններում ամռանը ներթափանցում են հարավային կիսագնդի պասսատները, որոնք Երկրի պտույտի ազդեցությամբ շեղվելով աջ՝ դառնում են հյուսիսային կիսագնդի պասսատներին հակառակ ուղղված, այսինքն՝ հարավ-արևմտյան քամիներ: Հենց այդ քամիները անվանում են հասարակածային (արևադարձային) մուսսոններ: Դրանք ներթափանցում են մինչև Խ. և Իվ. 30° լայնությունները և առատ տեղումներ առաջացնում օրինակ Եթովպական բարձրավանդակի արևմտյան լանջերին: Եթե արևադարձային մուսսոններն անցնում են օվկիանոսների վրայով, մեծ քանակությամբ տեղումներ են առաջացնում:

Հունվարին պատկերն այլ է: Հասարակածային ցածր ճնշման գոտին և մերձարևադարձային մաքսիմումները տեղաշարժվում են հարավ: Հասարակածային դեպրեսիոն մարզը որոշ տարածաշրջաններում (հիմնականում ծովերի վրա) անցնում է հարավային կիսագնդով: Այս պայմաններում հյուսիսային կիսագնդի պասսատները հասնում են հասարակած և նույնիսկ ներթափանցում հարավային կիսագնդ և փոխարինում հուլիսին հասարակածից փչող հարավարևմտյան քամիներին կամ արևադարձային ամառային մուսսոններին: Այդ քամիները փաստորեն արևադարձային (հասարակածային) ձմռեային մուսսոններն են: Այդպիսով առաջանում է ըստ տարվա սեզոնների քամիների հակառակ ուղղությամբ մի շերտ (մարզ), ուր ձմռանը գերիշխում են հյուսիսարևելյան (արևելյան), իսկ ամռանը հարավարևմտյան (արևմտյան) քամիները: Այդ մարզը անվանում են **հասարակածային կամ արևադարձային մուսսոնների մարզ**, ուր մուսսոնները ձմռեային կիսագնդից ներթափանցում են ամառային կիսագնդով:

Ընդգծենք մի կարևոր հանգամանք ևս: Արևադարձային մուսսոնները ծագում են ոչ թե համատարած ձևով, ամբողջ հասարակածի երկայնքով, այլ հիմնականում երկրագնդի այն շրջաններում, ուր հարևանում են ջրային և ցամաքային ընդարձակ տարածքները: Ըստ տարվա սեզոնների ջրի և ցամաքի

³⁵ Արաբները «մուսսոն» անվանում են միայն ծովից ցամաք փչող ամառային քամին:

վրա առաջանում են մթնոլորտային ճնշման դաշտի զգալի տարբերություններ, որոնցով և պայմանավորված է արևադարձային մուսսոնների առաջացումը:

Այս տեսակետից առավել բնորոշը Հարավային Ասիա-Հնդկական օվկիանոս օղակն է: Չնայած ասիայի տարածքում հաստատվում է անտիցիկլոնային դաշտ(Ասիական մաքսիմումը), իսկ Հնդկական օվկիանոսի վրա, հատկապես նրա հյուսիսային մասում, այդ ժամանակ մթնոլորտային ճնշումը ցածր է: Չնեռային մուսսոնները, այլ կերպ ասած՝ հյուսիսարևելյան պասսատները, ներթափանցում են Հնդկական օվկիանոս և տեղումներ գրեթե չեն առաջացնում: Ամռանը հարավային Ասիայում հաստատվում է ցածր ճնշման դաշտ, ձևավորվում է Հարավասիական միմիմումը և Հնդկական օվկիանոսից՝ Հարավ-հնդկական մաքսիմումից հարավ արևելյան պասսատները (հասարակածից հյուսիս՝ հարավարևմտյան հասարակածային մուսսոնները) ներթափանցում են Հարավային Ասիա՝ բերելով առատ տեղումներ: Հենց այդ մուսսոնների հետ է կապված Հիմալայան լեռների հարավահայաց լանջերի տեղումների առավելագույնը ամբողջ երկրագնդի վրա (Չերափունջի 22000-23000մմ): Շարադրվածը մեզ հիմք է տալիս ասել, որ ամառային մուսսոնը փչում է հասարակածից և առաջացնում է առատ տեղումներ: **Չնեռային մուսսոնը համապատասխան կիսագնդի պասսատն է և քիչ տեղումներ է առաջացնում:**

Մուսսոնային շրջանառությունն առավել ցայտուն և կայուն դրսևորում ունի Աֆրիկասիական սեկտորում, այն է՝ Հինդուստան, Հնդկաչին թերակղզիներում, մերձհասարակածային Աֆրիկայում և Հյուսիսային Ավստրալիայում: Ի տարբերություն ցամաքների, օվկիանոսներում օրինակ, Խաղաղ և Ատլանտյան օվկիանոսների կենտրոնական աքվատորիաներում հասարակածային ցածր ճնշման գոտու և մերձարևադարձային մաքսիմումների սեզոնային տեղաշարժերը շատ անցանց են, դրա համար էլ նման աքվատորիաներում արևադարձային մուսսոնները գրեթե չեն արտահայտված: Նման տարածաշրջաններում պասսատները երկու կիսագնդերում էլ ցայտուն արտահայտված են, իսկ դրանց հակառակ ուղղությամբ փչող քամիներ՝ (մուսսոններ) բացակայում են: Երկրագնդի այն շրջաններում, ուր հանդիպում են պասսատները և նրանց հակառակ՝ հասարակածից փչող քամիները տեղաբաշխված է արևադարձային (պասսատային) ճակատը, որը տարվա սեզոնից կախված մեկ հյուսիս է տեղաշարժվում, մեկ հարավ:

Այսպիսով, մուսսոնային շրջանառությունը, որը բնորոշ է ինչպես բարեխառն, այնպես էլ արևադարձային լայնություններին, կազմում է մթնոլորտի ընդհանուր շրջանառության բաղկացուցիչ մասը, որի ծագման գլխավոր պատճառը Երկրի մակերևույթի անհամասեռությունն է:

ՄՅՆՈՒՆՈՐՏԻ ՑԻԿԼՈՆԱ-ԱՆՏԻՑԻԿԼՈՆԱՅԻՆ ԵՐԶԱՆԱՌՈՒԹՅՈՒՆԸ

Մթնոլորտի շրջանառության և տարբեր տարածաշրջանների եղանակների ձևավորման և փոփոխման մեջ կարևոր դեր ունեն օդի պտտահողմային բնույթի շարժումները՝ ցիկլոններն ու անտիցիկլոնները:

Ցիկլոնը (հուն. Kyklon-պտտվող): Կենտրոնում նվազագույն ճնշմամբ, մինչև 3000 կմ և ավելի տրամագծով պտտահողմ է, մթնոլորտային ցածր ճնշման մարզ (բարիկական միմիմում): Բնութագրվում է քամիների այնպիսի համակարգով, որոնք փչում են ցիկլոնի ծայրամասերից կենտրոն: Ցիկլոնում գործող գրադիենտային, կենտրոնախույս և Կորիոլիսի ուժերի փոխազդեցությամբ դեպի կենտրոն շարժվող օդը շեղվում է գրադիենտի ուղղությունից և ցիկլոնի կենտրոնի նկատմամբ կատարելով ժամսլաքի հակառակ ուղղությամբ պտուտակաձև շարժում (հյուսիսային կիսագնդում) թեք առանցքով բարձրանում է վեր(նկ. 25.):

Օդի վերընթաց շարժման հետ կապված տեղի է ունենում ջրային գոլորշիների խտացում, ամպագոյացում և առաջանում են մթնոլորտային տեղումներ:

Տարվա տաք սեզոնում այդ ամենը ուղեկցվում են կայծակով ու ամպրոպով, իսկ ցուրտ սեզոնում ձյունամրրիկով (ձյունաբքերով):

Անտիցիկլոններ (հուն. anti-հակառակ, Kyklon-պտտվող, ցիկլոնին հակառակ): Կենտրոնում առավելագույն ճնշմամբ, 2000-3000 կմ տրամագծով, պտտահողմ է, մթնոլորտային բարձր ճնշման մարզ (բարիկական մաքսիմում): Քամու ուղղությունը նրանում կենտրոնից ծայրամասերն է, որը Կորիոլիսի ուժի ազդեցությամբ շեղվում է գրադիենտի ուղղությունից և անտիցիկլոնի կենտրոնի նկատմամբ կատարելով հյուսիսային կիսագնդում ժամսլաքի ուղղությամբ պտուտակաձև շարժում, տարածվում դեպի ծայրամասեր (նկ. 26):

Օդի հոսքը դեպի ծայրամասեր, լրացվում է վայրընթաց օդի ներհոսքով, որը ենթարկվելով ադիաբատիկ տաքացման հեռանում է հագեցման վիճակից: Այդ պատճառով էլ ի տարբերություն ցիկլոնի, անտիցիկլոնային մարզում հաստատվում են պարզկա կամ թույլ ամպամած, անհողմ, առանց տեղումների եղանակներ:

Ցիկլոնները և անտիցիկլոնները առաջանում են ինչպես թերմիկ, այնպես էլ դինամիկ ճանապարհով:

Թերմիկ եղանակով ցիկլոնների և անտիցիկլոնների առաջացումը կապված է երկրի մակերևույթի տարբեր տեղամասերի անհավասարաչափ տաքացման կամ սառեցման հետ: Այն տեղամասերը, որոնք հարևան շրջանների համեմատ ավելի մեծ չափով են տաքանում, այդտեղից տաքացած օդը, թեթևանում, բարձրանում է վեր ու ցրվում տարբեր կողմեր և երկրի մակերևույթին ճնշումը նվազում է: Հարևան սառը տեղամասերից օդը ներթափանցում է այդ ցածր ճնշման մարզը, պտուտակաձև շարժվելով բարձրանում է վեր և առաջանում է **ցիկլոն**:

Երկրի մակերևույթի այն տեղամասերը, որոնք լավ չեն տաքանում, այլ ջերմություն են կորցնում, դրանց վրա գտնվող օդը պաղում է, կատարում է պտուտակաձև վայրընթաց շարժում, կուտակվում, ճնշումը բարձրանում է, առաջանում է **անտիցիկլոն**: Այդ ճանապարհով են առաջանում ծմռանը Ասիական և Հյուսիսամերիկյան (Կանադական) անտիցիկլոնները: Վ.Վ. Շուլեյկինի վկայությամբ սառը օդի կուտակման հետևանքով հունվարին Սիբիրի յուրաքանչյուր հեկտարի վրա օդի սյան կշիռը 1800տ-ով ավելի է քան ամռանը:

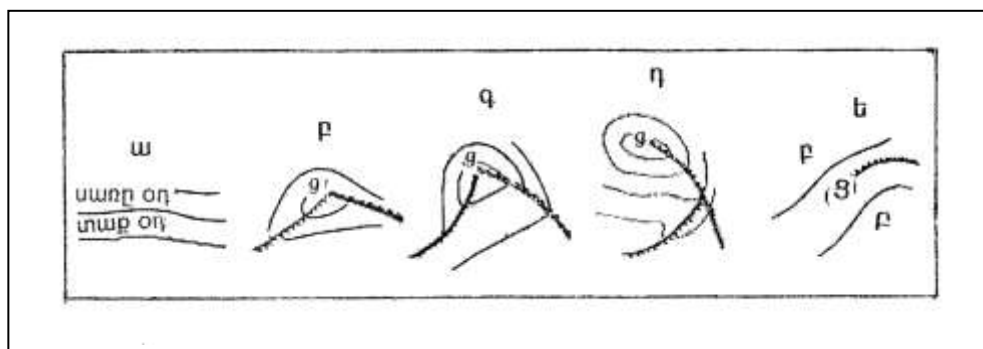
Երկրագնդի ճնշման դաշտում ընդարձակ տարածք են զբաղեցնում դինամիկ ցիկլոններն ու անտիցիկլոնները: Նման պտտահողմերը առանձնապես բնորոշ են բարեխառն լայնություններում:

Մեր մոլորակի մթնոլորտում օդի դիվերգենցիոն և կոնվերգենցիոն ակտիվ պրոցեսներ տեղի են ունենում հիմնականում մթնոլորտային ճակատներում: Հայտնի է, որ մթնոլորտային ճակատները իրարից բաժանում են ֆիզիկական հատկանիշներով, և առաջին հերթին ջերմությամբ և խոնավությամբ տարբեր, օդային զանգվածներ: Այս առումով յուրահատուկ է արկտիկական (անտարկտիկական) մթնոլորտային ճակատը, որը բարեխառն լայնությունների համեմատաբար տաք ու խոնավ օդային զանգվածները բաժանում է ցուրտ ու չոր արկտիկական (անտարկտիկական) օդային զանգվածներից:

Ճակատի մի կողմում՝ հյուսիսում (հյուսիսային կիսագնդում) արկտիկական սառը օդն է, որը շարժվում է հյուսիս-արևելքից դեպի հարավ-արևմուտք, իսկ մյուս կողմում՝ հարավում բարեխառն օդը արևմուտքից և հարավ-արևմուտքից շարժվում է արևելք և հյուսիս-արևելք: Քանի որ այդ օդային զանգվածները շարժվում են իրար հակառակ ուղղությամբ, ուստի ճակատի երկայնքով առաջանում են ալիքներ (գալարներ), որոնցով տարբեր օդային զանգվածներ ձգտում են ներթափանցել իրար մեջ՝ ծռելով ճակատը տարբեր կողմեր:

Ճակատում առաջացած այդ ալիքներում էլ ըստ Վ. Բյորկնեսի և Ս.Պ. Խրոմովի կողմից մշակված ալիքային տեսության, ձևավորվում են ցիկլոններն ու անտիցիկլոնները:

Ալիքի (գալարի) ներսում տաք օդն է, որը երեք կողմից շրջապատված է սառը օդով: Ճակատի այն տեղամասում, որով տաք օդը շարժվում է սառը օդի կողմը (գալարի առջևի մասը) առաջանում է տաք ճակատ՝ իսկ գալարի թիկունքում, որտեղ սառը օդը շարժվում է տաք օդի կողմը, սեղմում է տաք օդին՝ առաջանում է սառը ճակատ (նկ. 24.): Վերջինս կոչվում է առաջին կարգի ճակատ, իսկ այնտեղ, ուր տաք ճակատն է մոտենում սառը օդին՝ ձևավորվում է երկրորդ կարգի սառը ճակատը: Այդպիսով, տաք օդը հայտնվում է սառը ճակատների միջև, և հատկապես թիկունքից եկող սառը ճակատի կողմից սեղմվելով, մղվում է վեր՝ առաջացնելով ցիկլոն, իսկ սառը ճակատները միանալով իրար առաջացնում են անտիցիկլոն (նկ.24.): Այդ պրոցեսների ընթացքում էլ ձևավորվում են վերը նշված սառը և տաք տիպի օկլուզիոն ճակատները:



Նկ.24. Ճակատային (դինամիկ) ցիկլոնի առաջացման սխեման:
ա), բ) ձևավորման նախնական փուլերը, գ) երիտասարդ ցիկլոն, դ),ե)-օկլուզացված ցիկլոն: Բ - բարձր ճնշում, Ց-ցածր ճնշում

Սառը օդի վրայով դանդաղորեն վեր բարձրացող ցիկլոնից առաջանում են մթնոլորտային տաք ճակատին բնորոշ ամպերի համակարգ, որն ուղեկցվում է համատարափ մթնոլորտային տեղումներով: Ցիկլոնի չափերից և շարժման արագությունից կախված մթնոլորտային տեղումները կարող են շարունակվել օրեր, անգամ՝ շաբաթներ՝ ընդգրկելով հազարավոր քառակուսի կիլոմետր տարածք:

Ցիկլոնի անցնելուց հետո, տարածքում գերիշխող է դառնում անտիցիկլոնը, տեղումները դադարում են, հաստատվում է պարզկա, ամռանը տաք ու չոր, իսկ ծնունդ ցուրտ ու չոր եղանակներ: Անտիցիկլոնային մարզում նման եղանակները կապված են օդի վայրընթաց շարժման հետ: Իջնելիս օդը ենթարկվում է ադիաբատիկ տաքացման, որի հետևանքով դրա հարաբերական խոնավությունը խիստ նվազում է, հասնում նվազագույնին և հաստատվում են պարզկա, առանց տեղումների եղանակներ:

Անտիցիկլոնի հետ կապված ամառային առավելագույն և ծնունդ նվազագույն ջերմաստիճանները բացատրվում են հետևյալով: Ամռանը պարզկա երկնականարի պայմաններում արեգակնային ուղիղ ճառագայթումը հասնում է առավելագույնին, քանի որ կորուստը շատ քիչ է լինում և հաստատվում են տաք, նույնիսկ շոգ եղանակներ: Ձմռան ցուրտ, երբեմն սառնամանիքային եղանակները կապված են Երկրի մակերևույթից կատարվող ջերմության կորստի (էֆեկտիվ ճառագայթման) ուժեղացման հետ, քանի որ անամպ երկնականարի պայմաններում խիստ պակասում է անդրադարձվող կամ հանդիպակած ճառագայթումը:

Ճակատներում առաջացած դինամիկ ցիկլոններն ու անտիցիկլոնները ունենում են մեծ չափեր: Դրանց տրամագիծը հասնում է 1500-3000 կմ, իսկ բարձրությունը 3-4, առավելագույնը 15-20 կմ: Շարժման միջին արագությունը ժամում 20-40 կմ է, երբեմն ավելի մեծ՝ և օրական անցնում են 700-1000-ից մինչև 2000 կմ:

Բարեխառն լայնություններում ցիկլոնները և նրանց միջև առաջացող անտիցիկլոնները օդի արևմտյան տեղաշարժի ազդեցությամբ տեղաշարժվում են արևմուտքից-արևելք, միաժամանակ կրելով Կորիոլիսի ուժի ազդեցությունը, ցիկլոնները շեղվում են դեպի բևեռներ, իսկ անտիցիկլոնները՝ հասարակած:

Ցիկլոնների և անտիցիկլոնների շեղման պատճառը Երկրի շեղիչ ուժի ազդեցությունն է: Հայտնի է, որ աշխարհագրական լայնության մեծացմանը զուգընթաց Կորիոլիսի ուժը նույնպես մեծանում է: Բայց քանի որ ցիկլոնում այն ուղղված է կենտրոնից դուրս, գրադիենտի ուժին հակառակ, ուստի ցիկլոնները տեղաշարժվելով դեպի արևելք, աստիճանաբար շեղվում են դեպի բևեռները: Սակայն հյուսիսային և հարավային կիսագնդերի 60-65° լայնություններում դրանց շարժումը բևեռային շրջանների բարձր ճնշման ազդեցությամբ կասեցվում է և ցիկլոնները կուտակվելով առաջացնում են նշված լայնությունների ցածր ճնշման հայտնի գոտիները:

Անտիցիկլոններում Կորիոլիսի շեղիչ ուժը ուղղված է դեպի կենտրոն և հակառակ է գրադիենտի ուժին, իսկ դրանց համազորը ուղղված է դեպի հասարակած: Այնքանով, որ դեպի հասարակած Կորիոլիսի շեղիչ ուժը թուլանում է, դրա համար էլ անտիցիկլոնները հասարակած չեն հասնում, այլ կուտակվում են հս. և հվ. 25-30° լայնությունների միջև և ըստ Ա.Պ. Խրոմովի և Խ.Պ. Պոդոյանի, առաջացնում այդ լայնությունների բարձր ճնշման գոտիները³⁶:

Բարեխառն լայնությունների բարձրադիր սառը ցիկլոնների և մերձարևադարձային շրջաններում բարձրադիր անտիցիկլոնների կուտակման մարզերի միջև ձևավորվում է էներգետիկ հզոր պաշարներով օժտված մթնոլորտային ճակատային զոնա, ուր դիտվում են ջերմության և ճնշման կտրուկ փոփոխություններ: Հենց այդ ճակատում են ծագում շիթային հոսանքները, գոյանում են բազմաթիվ ցիկլոններ և անտիցիկլոններ, որոնք շատ կարևոր դեր ունեն մթնոլորտի ընդհանուր շրջանառության և երկրագնդի տարբեր տարածաշրջանների կլիմայական առանձնահատկությունների ձևավորման պրոցեսում:

ԱՐԵՎԱՊԱՐԶԱՅԻՆ ՑԻԿԼՈՆՆԵՐ

Արևադարձային ցիկլոնները ձևավորվում են օվկիանոսների և ծովերի 27°-ից բարձր ջերմություն ունեցող տաք ջրերի վրա, հս. և հվ. 5°-ից 20° աշխարհագրական լայնությունների միջև: Ուսումնասիրությունները ցույց են տվել, որ նման ցիկլոնները ձևավորվում են հիմնականում արևադարձային և պասսատային ճակատներում (պասսատների զուգամերձեցման գոտում) մասամբ դրանցից դուրս, երկրագնդի ցածր ճնշման մարզերում: Ընդ որում այդ մարզերից ցիկլոններ են դառնում այն մարզերը, որոնցում քամու արագությունը գերազանցում է 17մ/վրկ ցուցանիշը:

Արևադարձային այն ցիկլոնները, որոնցում քամու արագությունը հասնում է 17-32 մ/վրկ-ի, կոչվում են փոթորիկներ (ուռագամներ), իսկ եթե արագությունը 32մ/վրկ-ից ավելին է, կոչվում են արևադարձային մրրիկներ:

Եղանակի ծառայության մեջ արևադարձային ցիկլոնները անվանվում են կանացի հատուկ անուններով՝ Նենսի, Ժանետ, Ֆլորա, Ջոան և այլն:

Արևադարձային ցիկլոնի զարգացումը բացատրվում է տաք ու խոնավ օդի արագ բարձրացմամբ, որն ուղեկցվում է նրանում պարունակվող ջրային գոլորշիների խտացմամբ և թաքնված ջերմության անջատմամբ: Ցիկլոնի կենտրոնում տաքացումից ճնշումը խիստ նվազում է, առաջանում է

³⁶ Մեր կարծիքով բարեխառն լայնությունների ցածր ճնշման գոտիների առաջացմանը մեծապես նպաստում է օդի վերընթաց շարժումը և դիվերգենցիան, իսկ արևադարձային բարձր ճնշման գոտիների ձևավորման մեջ մեծ է օդի վայրընթաց շարժման դերը:

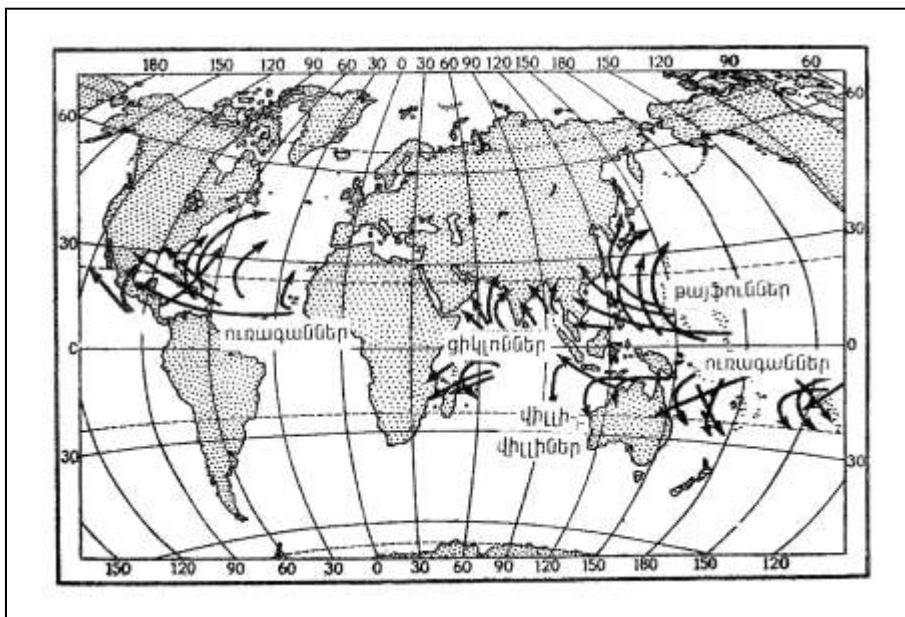
ծայրամասերից դեպի ցիկլոնի կենտրոն փչող հզոր արագության քամի՝ պատճառելով մեծ ավերածություններ:

Արևադարձային ցիկլոնի բնորոշ կողմը նրանում այսպես կոչված «աչքի» առկայությունն է. պտտահողմի կենտրոնում հաստատվում է անդորր, անհողմ իրավիճակով, պարզկա երկնականարով, իսկ շրջապատում թափվում են հորդառատ տեղումներ: Ցիկլոնի աչքի տրամագիծը երկրամերձ շերտում կազմում է 25-30 կմ, որը դեպի վեր լայնանում է և 10-12 կմ բարձրություններում հասնում հարյուրավոր կիլոմետրերի: Ցիկլոնի աչքի առաջացումը բացատրվում է նրանում գործող կենտրոնաձիգ (գրադիենտի), կենտրոնախույս և Երկրի շեղիչ (Կորիոլիսի ուժ) ուժերի փոխազդեցությամբ: Աչքի տեղամասում առաջանում է ուժերի հավասարեցում՝ մի կողմից գրադիենտի ուժի (որն ուղղված է ցիկլոնի կենտրոն), մյուս կողմից կենտրոնախույս և Կորիոլիսի ուժերի միջև: Այդպես առաջանում է յուրահատուկ ճակատ, «սահմանային պատ»՝ կենտրոնից դուրս հեռացող օդի և ծայրամասերից կենտրոն շարժվող օդի միջև: Չկարողանալով ներթափանցել կենտրոն պատերով՝ օդը մեծ արագությամբ բարձրանում է վեր՝ իր հետ տանելով ջրային գոլորշիներ:

Գոլորշիների խտացումից պատերի վերևում, այն է՝ ցիկլոնի աչքի եզրամասերում, գոյանում են կույտաանձրևաբեր հզոր ամպեր, որոնցից թափվում են ամպրոպներով ուղեկցվող հորդառատ տեղումներ: Քանի որ աչքի կենտրոնից երկրի մակերևույթով օդը հեռանում է դեպի ծայրամասեր՝ առաջացնելով յուրահատուկ «դատարկություն», ուստի վերևից դեպի կենտրոն տեղի է ունենում օդի վայրընթաց շարժում, որից և երկնականարը այդ մասում դառնում է պարզկա (ինչպես անտիցիկլոնում):

Արևադարձային ցիկլոնները երկրագնդի վրա առաջանում են որոշակի տարածաշրջաններում: Հաճախակի են Խաղաղ օվկիանոսում, հատկապես Դեղին ծովում, Ֆիլիպինյան կղզիներում և դրանց արևելքից հարող աքվատորիաներում, և կոչվում են **թայֆուններ և քեզվազներ**: Նման ցիկլոնները բնորոշ են նաև Մեքսիկայի արևմտյան ծովափերին, Նոր Գվինեայից մինչև Սամոա ձգվող տարածաշրջանին:

Ատլանտյան օվկիանոսում արևադարձային ցիկլոնները հատկանշական են Մեքսիկական ծոցում, Ամստրյան կղզիների շրջանում և կոչվում են **ուռագաններ (մրրիկներ)**: Արևադարձային ցիկլոններով հայտնի են նաև Հնդկական օվկիանոսի Արաբական ծովի, Բենգալական ծոցի, Մադագասկարի և Մասկարենյաի կղզիների միջև ընկած աքվատորիաները, ուր դրանք կոչվում են **ցիկլոններ**, իսկ Ավստրալիայի և Կոկոսյան կղզիների միջև առաջացող ցիկլոնները կոչվում են **Վիլի-Վիլիներ** (Նկ. 25.):



Նկ. 25. Արևադարձային ցիկլոնների առաջացման շրջանները և շարժման հիմնական ուղղությունները:

Առաջացած վայրերից այս պտտահողմերը պասսատների ազդեցությամբ տեղաշարժվում են արևմուտք և հանդիպելով մերձարևադարձային անտիցիկլոններին՝ շրջանցում են դրանց հյուսիսային կիսագնդում հյուսիս արևմուտքից, հարավային կիսագնդում՝ հարավ արևմուտքից:

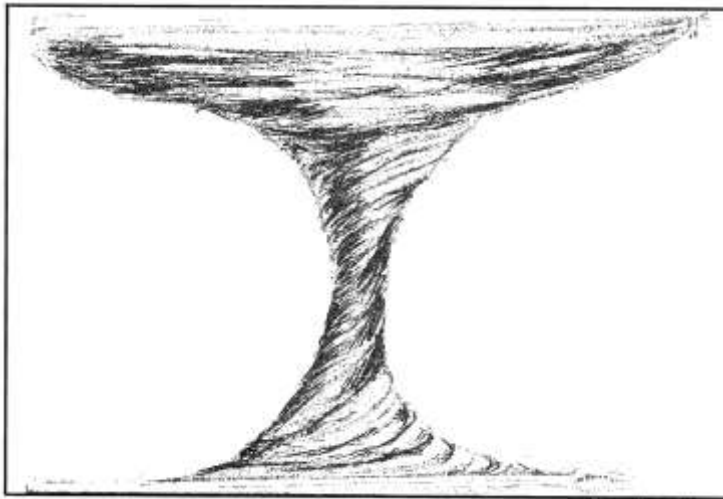
Եթե արևադարձային ցիկլոնները հասնում են բարեխառն լայնություններ, ապա արևմտյան քամիների ազդեցությամբ դրանց ուղղությունը փոխվում է դեպի արևելք, աստիճանաբար կորցնում են իրենց հատկանիշները և մարում: Երբեմն դրանք խառնվում են բարեխառն լայնությունների ցիկլոններին: Արևադարձային ցիկլոններն արագ մարում են, հատկապես ցամաքների շփվելիս, քանի որ ցամաքներից ներքվող չոր օդից էներգիա չեն ստանում, իրենց մեջ պարունակած էներգիան էլ ծախսում են Երկրի մակերևույթին շփվելիս:

Արևադարձային ցիկլոնները բնության ահեղ երևույթներից են և իրենց ճանապարհին առաջացնում են հսկայական ավերածություններ, քանդում են շինություններ, առաջացնում ավելոծություններ, ջրհեղեղներ, սելավներ և այլն: Առանձնապես վտանգավոր են ծովափերին դրանց առաջացրած բարձր ալիքները (մինչև 32 մ բարձրություն), որոնք սրբուն-տանում են իրենց ճանապարհին ամեն ինչ, ավերում են բնակավայրերը, մավահանգստային կայանները, կամուրջներն ու ամրությունները, պատճառում մարդկային զոհեր: Նկատի ունենալով այս ամենը, այն երկրներում, ուր դրանք հաճախակի են, ստեղծված են հատուկ ծառայություններ, որոնք անընդհատ հետևում են արևադարձային ցիկլոնների ձևավորմանը, շարժման ուղղությամբ և արագությամբ ու այդ մասին հաղորդում համապատասխան կազմակերպություններին:

ՄՅՆՈՒՈՐՏԱՅԻՆ ՓՈՔՐ ՊՏՏԱՅԻՆՈՒՄԵՐ

Վերը նկարագրված բարեխառն և արևադարձային լայնությունների խոշոր ցիկլոններից բացի մթնոլորտում հաճախ առաջանում են նաև փոքր պտտահողմեր: Դրանցից առավել հայտնի և լավ ուսումնասիրված են **սմերչները և տրոմբները**: Դրանք առաջանում են ինչպես ջրերի, այնպես էլ ցամաքների վրա: ***Ջրերի վրա առաջացող նման փոքր պտտահողմերը կոչվում են սմերչներ, իսկ ցամաքի վրա՝ տրոմբներ*** (Հյուսիսային Ամերիկայում կոչվում է **տոռնադո (մրրկահողմ)**):

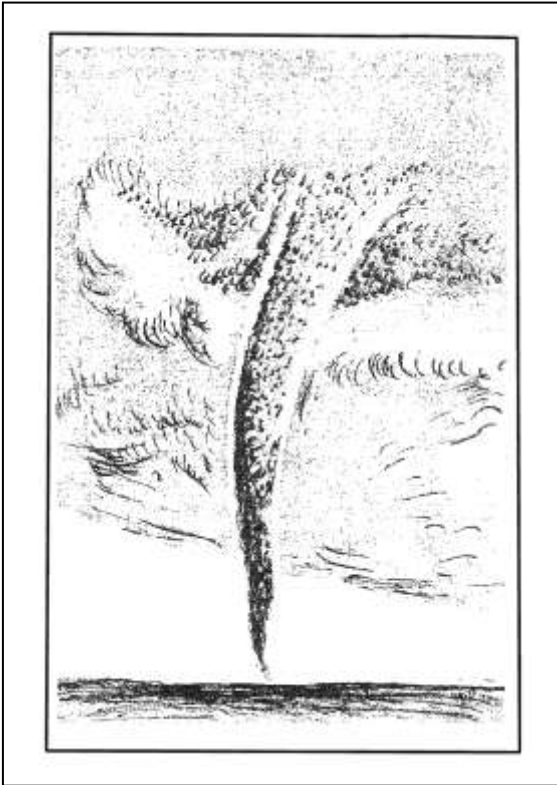
Նման պտտահողմերն ունենում են վերընթաց մեղմաթեք (գրեթե ուղղահայաց) առանցք, որի շուրջը պտտվում է 50-200 մ/վրկ արագությամբ, միաժամանակ տեղաշարժվում է հորիզոնական ուղղությամբ՝ 10-20 մ/վրկ արագությամբ:



Նկ. 38. Մթնոլորտային փոքր պտտահողմի սխեման:

Սմերչները և տրոմբները առաջանում են Երկրի տաքացած մակերևույթի վրա (ջուր, ցամաք) օդի անկայունության պայմաններում, երբ մեծ արագությամբ տաք տարածք են ներթափանցում սառը օդային զանգվածներ (սառը օդ): Նման դեպքերում տեղի է ունենում տաք օդի կտրուկ և արագ վեր բարձրացում և Երկրի մակերևույթից որոշ բարձրության վրա այդ օդի ազդեցությամբ մթնոլորտային ճնշման կտրուկ անկում: Առաջացած այդ ցածր ճնշման մարզը վերևից ներքաշվում (ներծծվում) են ամպերը, իսկ ներքևից՝ ջուր, փոշի, զանազան առարկաներ, կենդանիներ, մարդիկ և այլն: Մթնոլորտում առաջանում է երկու ձագար՝ նեղ մասերով իրար միացած (Նկ.26.): Պտտահողմի կենտրոնում ճնշումը խիստ ցածր է լինում, որի հետևանքով նրանում առաջանում են մինչև 200 մ/վրկ հսկայական արագությամբ քամիներ: Նման պտտահողմերը օժտված են ավերիչ հզոր ուժով: Քանդում են շինություններ, արմատախիլ են անում ծառեր, պոկում են շենքերի տանիքները: Անակնկալ պտտահողմը կարող է «ներծծել» ոչ մեծ ջրավազանի ջուրը իր «բնակչությամբ» և պտտեցնելով տեղափոխել որոշ տարածություն ու թափել՝ առաջացնելով ձկների, գորտերի, ջրիմուռների զարմանահրաշ «տեղումներ»: Նկարագրված են դեպքեր, երբ տոռնադոն օդ է բարձրացրել մարդկանց և ոչխարի հոտը, տեղափոխել տասնյակ մետր և «իջեցրել» Երկրի վրա: Այս պտտահողմերի հետ են կապված ոսկու և հացահատիկի հեքիաթային անձրևները: Պտտահողմի անցման ժամանակ մթնոլորտային ճնշման տարբերությունը շինությունների ներսում և փողոցում այնքան մեծ է լինում և դրանից պատուհանների ապակիները դուրս են թշում, հայտնի են դեպքեր, որ շինությունները «պայթել» են:

Փոքր պտտահողմերով հայտնի է Հյուսիսային Ամերիկան, հատկապես ԱՄՆ-ի տարածքը: Այդտեղ 1915-1950թթ. դիտվել է 5204 տոռնադո, որոնց հասցրած վնասը կազմել է 480 մլն դոլար և զոհվել է 7916 մարդ:



Մթնոլորտային փոքր պտտահողմեր լինում են նաև մեր հանրապետության տարածքում: Տողերիս հեղինակը նման փոքր պտտահողմի ականատես եղավ 1987 թ. հուլիսի 14-ին Արագածի մերձկատարային սարավանդում, Հայաստանի գիտությունների ակադեմիայի բուսաբանական ինստիտուտի բարձրլեռնային փորձակայանում աշխատելիս: Կեսօրին կայանում առաջացած պտտահողմը օդ բարձրացրեց ջերմոցի չամրացված ծածկը (1մx2 մ չափսի) պտտեցնելով տարավ Քարի լճի կողմը և զարկեց լճի շրջակայքի ժայռաբեկորներին ու փշրեց դժվարությամբ ձեռք բերած ջերմոցի ծածկի ապակիները: Այս փոքր պտտահողմի առաջացման պատճառը ջերմոցի տարածքի և կից տեղամասերի միջև ջերմաստիճանների տարբերության հետ կապված ճնշումների տարբերությունն էր: Շրջակա տեղամասերի սառը օդը մեծ արագությամբ ներթափանցեց ջերմոցի տարածք և առաջացրեց ցիկլոնային էֆեկտ: Ջերմոցի տաք օդը պտտվելով մղվեց վեր՝ իր հետ տանելով ջերմոցի ծածկը: Սովորաբար պտտահողմերը առաջանում են ամպրոպային ամպերում և ձրգվում ներքև մինչև երկրի մակերևույթ: Դրանցից տրոմբները (ուռագանները) ամպերից կախված մուգ սյուների, երբեմն էլ կնճիթի են նման (նկ.27.): Առաջացած սմերչների տևողությունը տատանվում է րոպեների, իսկ տրոմբների՝ տասնյակ րոպեների սահմաններում՝ այդ ընթացքում տեղափոխելով մի քանի կիլոմետրից մինչև տասնյակ կիլոմետրեր:

Նկ. 27. Տրոմբներից առաջացած սյուներ, կնճիթներ:

ՄԹՆՈԼՈՐՏԻ ՏԵՂԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԱԶՈՒԹՅՈՒՆԸ

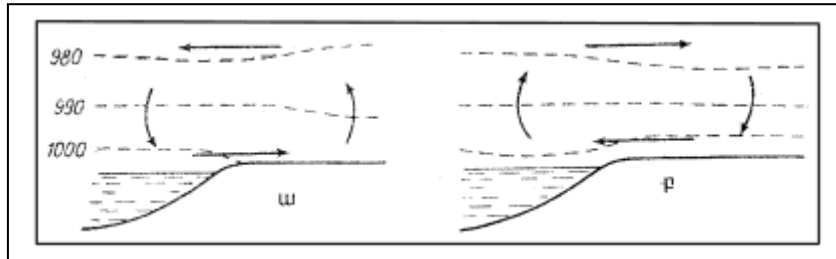
Մթնոլորտի ընդհանուր շրջանառության ֆոնի վրա դիտվող տեղային շրջանառության գլխավոր պատճառը տարածքի ռելիեֆային պայմաններն են և ստորադիր մակերևույթի անհամասեռությունը:

Մթնոլորտի տեղական շրջանառությունը կազմում են բրիզները, լեռնա հովտային քամիները, ֆյոնը, բորան և լանջային քամիները:

Բրիզներ: Այսպես են կոչվում օրվա ընթացքում երկու անգամ ուղղությունը փոխվող քամիները, որոնք ծագում են հիմնականում ծովերի, լճերի և լայնահուն գետերի ափերին, ջրերի և ցամաքի վրա առաջացող ճնշումների տարբերության հետևանքով: Ցամաքը ցերեկը տաքանում է ավելի արագ և ուժեղ, քան նրա հարևան ջրավազանը: Ցամաքի վրա գտնվող օդը տաքանալով թեթևանում է, բարձրանում վեր և տարածվում տարբեր կողմեր: Ցամաքի վրա ճնշումը նվազում է, իսկ դանդաղ տաքացող ջրերի վրա նույն պահին այն բարձր է: Այսպիսի պայմաններում ջրերի վրա գտնվող սառն օդը շարժվում է ցամաք՝ առաջացնելով **ցերեկային կամ ծովային բրիզ**: Ընդգծենք, որ տաքացած ցամաքի վրա գտնվող մթնոլորտի վերին շերտերով, ուր վերընթաց հոսանքների հետևանքով ճնշումը բարձր է, օդը տարածվում է ջրավազանների կողմը և իջնում դրանց վրա, լրացնելով ցամաք տեղաշարժված օդի տեղը: Գիշերը, երբ ցամաքը ջերմություն չստանալով արագ պաղում է, իսկ ջուրը դանդաղ պաղելով տաք է մնում, քամին փչում է սառը և բարձր ճնշում ունեցող ցամաքներից դեպի ջրավազաններ: Առաջանում է **գիշերային կամ ափնյա բրիզ**: Ջրավազաններից տաք օդը բարձրանում է վեր և մթնոլորտի վերին շերտերով տարածվում ցամաք և ենթարկվում վայրընթաց շարժման՝ լրացնելով ցամաքից ջուր տարածված օդի տեղը: Այսպիսով ձևավորվում է մթնոլորտի բրիզային շրջանառությունը ջուր-ցամաք համակարգում (նկ. 28):

Հարկ է նշել, որ ցերեկը ցամաքի և ջրի ջերմաստիճանների, հետևաբար ճնշումների տարբերությունն ավելի մեծ է, քան գիշերը: Ահա այդ պատճառով էլ ցերեկային (ծովային) բրիզը ավելի հստակ է արտահայտված և ավելի մեծ արագություն ունի (7 մ/վրկ և ավելի), քան գիշերային բրիզը: Ծովային բրիզները ընդգրկում են մթնոլորտի մինչև 1000 մ բարձրությունները և ծովափնյա մինչև 100 կմ լայնությամբ շերտը:

Մթնոլորտի բրիզային շրջանառության տարածաշրջաններում օդի վերընթաց հոսքերի ժամանակ՝ ցերեկը՝ ցամաքների, գիշերը՝ ջրերի վրա առաջանում է զգալի ամպամածություն, իսկ վայրընթաց հոսքերի դեպքում եղանակը պարզվում է:

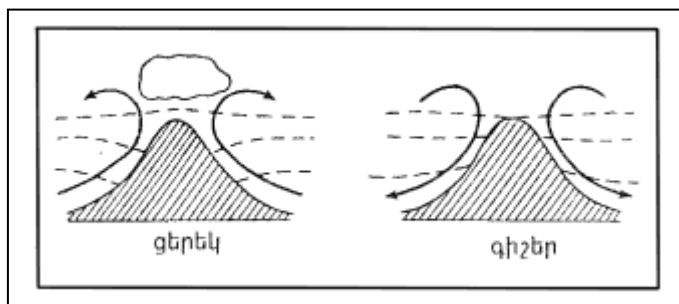


Նկ. 28. Բրիզների առաջացման սխեման:
Օդի շարժման ուղղությունը ցերեկը (ա), գիշերը (բ): Սլաքներով ցույց է տրված օդի շարժման ուղղաձիգ և հորիզոնական ուղղությունները:

Որպես օրինաչափություն բրիզները պարզ արտահայտվում են այն տարածաշրջաններում, ուր ջերմաստիճանի օրական տատանումները մեծ են: Դրա համար էլ արևադարձային լայնություններում բրիզները առաջանում են ամբողջ տարին, իսկ բարեխառն և բարձր լայնություններում՝ միայն ամռանը, հատկապես պարզկա եղանակներին:

Բրիզները բնորոշ են նաև Սևանա լճի ավազանին, հատկապես նրա հարավային ափերին: Այդտեղ լճից ցամաք փչաղ բրիզը տարվա տաք սեզոնում գրեթե ամեն օր սկսվում է ժամը 8-ից և առավելագույնին է հասնում ժամը 16-17-ի սահմաններում: Հենց այդ ժամերին էլ լճում դիտվում են ալիքավորման առավելագույն ցուցանիշները:

Լեռնահովտային քամիներ: Բրիզների նման օրվա ընթացքում երկու անգամ ուղղությունը փոխող քամիներ են, որոնք ծագում են հովիտների և նրանց կից լեռնալանջերի միջև: Մինչև կեսօր, երբ հովտի վրա գտնվող օդը դեռ չի տաքացել և ավելի սառն է, քան լեռներում ծյան գծից ներքև գտնվող տաքացած լեռնալանջերին գտնվող օդը, հովտից լեռնալանջերով օդը բարձրանում է վեր՝ առաջացնելով **հովտային քամի**: Երեկոյան ժամերին և մասամբ գիշերը քամին փչում է լեռներից դեպի հովիտներ, որը կոչվում է **լեռնային քամի**: Այդ ժամերին ճնշումների տարբերությունը մեծ է լինում և քամին մեծ արագությամբ լեռնալանջերից սուրում է ներքև: Եթե լեռնային քամին ունենում է մեծ արագություն, ապա հովտային քամին, որ փչում է առավել տաք ժամերին, ճնշումների ոչ մեծ տարբերության հետևանքով մեծ արագություն չի ունենում և շատ թույլ է զգացվում (Նկ. 29.):

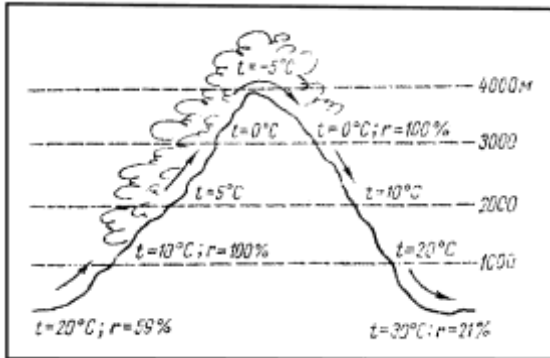


Նկ.29. Լեռնահովտային քամու առաջացման սխեման:

Լեռնահովտային քամիները բնորոշ են նաև Հայաստանի Հանրապետության տարածքին, հատկապես Արարատյան գոգավորությանը: Այդտեղ լեռնահովտային քամիները թեև փչում են ամբողջ տարին, սակայն ուժեղանում են տարվա տաք սեզոնում՝ հունիսից մինչև սեպտեմբեր ներառյալ: Մինչև կեսօր Արարատյան դաշտից օդը կից լեռնալանջերով՝ հիմնականում Գեղամա լեռնավահանի և Արագած լեռնազանգվածի, բարձրանում է վեր՝ պաղում է, խտանում, իսկ երեկոյան լեռներից մեծ արագությամբ սուրում լանջերն ի վար և մեղմում գոգավորության ցածրադիր մասերի, այդ թվում՝ Երևան քաղաքի տապը:

Լանջային քամիներ: Առաջանում են լեռնալանջերին մոտիկ և կից հովիտների վերևում, նույն բարձրության վրա, լանջից հեռու, այսինքն ազատ մթնոլորտում գտնվող օդի միջև՝ ջերմաստիճանների տարբերության և դրա հետ սերտ կապված մթնոլորտային ճնշումների տարբերության հետևանքով: Ցերեկը, հատկապես պարզկա օրերին, լանջի վրա գտնվող օդը ավելի արագ և ուժեղ է

տաքանում, քան նույն բարձրության վրա ազատ մթնոլորտում գտնվող օդը: Բնականաբար լանջի վրա մթնոլորտային ճնշումը ցածր կլինի, և հովտից քամին կփչի դեպի լանջ: Լանջն ի վեր բարձրացող տաքացած օդը վերևից կտեղաշարժվի դեպի հովիտ: Գիշերը պատկերը հակառակն է: Լանջով քամին կփչի ներքև, դեպի հովիտ, որրն ավելի տաք է: Այդտեղ օդը տաքանալով բարձրանում է վեր և իջնում լանջի վրա (փչում է դեպի լանջը): Ուրեմն, ցերեկը քամին փչում է դեպի լանջ, լանջն ի վեր, գիշերը՝ լանջն ի վար: Դա փաստորեն լանջի հետ կապված քամի է, դրա համար էլ անվանում են **լանջային**, և այն չպետք է շփոթել կամ նույնացնել լեռնահովտային քամիների հետ:



Նկ.30. Ֆյոնի առաջացման սխեման

էֆեկտով, այն է յուրաքանչյուր 100 մ-ին 1 աստիճանով և դառնում է ավելի տաք ու չոր, քան այն վայրի օդը, ուր ներթափանցել է (Նկ. 30.):

Ֆյոնային քամիները հիմնականում դիտվում են գարնանը ու ձմռանը և որպես կանոն ուղեկցվում են օդի խոնավության խիստ անկումով և ջերմաստիճանի բարձրացմամբ:

Ձմռանը խոնավության մեծ պակասորդ ունեցող տաք ֆյոնը իջնելով ծյունածածկ լանջն ի վար, առաջացնում է ծյան արագ հալք և գոլորշացում, որի պատճառով էլ այդ քամին հաճախ անվանում են **ծյուն «խժռող»** քամի: Գարնանը փչող ֆյոնը բացասաբար է անդրադառնում բուսածածկույթի վրա, հացազգիների հատիկների լցվելու շրջանում տերևները և հասկերը չորանում են, հատիկները սնքվում են և բերքահավաքի ժամանակ թափվում: Ֆյոնը բնորոշ է լեռնային շատ երկրների համար, մասնավորապես դրանք հաճախակի են Կովկասում, Պամիրում, Տյան-Շանում, Ալպերում, Անդյան լեռներում և այլուր:

Երկրագնդի տարբեր շրջաններում ֆյոնը տարբեր անվանում ունի: Ժայռոտ լեռներում կոչվում է **չինուկ**, Զիլիական Անդերում՝ **պուելչե**, Արգենտինյան Անդերում կոչվում է **զոնդա**, Սումատրա կղզում՝ **բոխորակ**, Աֆղանստանից Թուրանի դաշտավայրը իջնող ֆյոնը կոչվում է **աֆղանեց**, իսկ Միջերկրական ծովի հարավում անվանում են **սիրոկկո** և այլն:

Ֆյոնը բնորոշ է նաև մեր հանրապետության Աղստևի հովտի, Սևանա լճի ավազանի (հատկապես Գավառի շրջակայքի) և Զանգեզուրի տարածաշրջաններին: Այն առավել ցայտուն է արտահայտված Սևանա լիճ-Աղստևի հովտ օղակում, որի ազդեցությամբ Դիլիջանում և Իջևանում ձմռանը օդի հարաբերական խոնավությունը ավելի ցածր է, քան ամռանը: Արձանագրված են դեպքեր, երբ մի քանի ժամվա ընթացքում ֆյոնի հետևանքով օդի ջերմաստիճանը բարձրացել է 15-20°-ով: Եվ, եթե դա տեղի է ունենում վաղ գարնանը, ապա լեռներում սկսվում է ծյան բուռն հալք, որի հետևանքով՝ գետերի աղետաբեր վարարումներ:

Բորա: Ի տարբերություն ֆյոնի, որն առաջանում է խոր մասնատվածություն (1000 մ-ից ոչ պակաս) ունեցող ռելիեֆի պայմաններում, բորան առաջանում է մակերևույթի հարաբերական բարձրությունների ոչ մեծ տատանումների պայմաններում: Բորան մեծ արագություն ունեցող շատ սառը քամի է և ծագում է այն դեպքում, երբ ոչ մեծ բարձրության (մինչև 1000 մ) լեռնաշղթայի տարբեր կողմերում ստեղծվում են մթնոլորտային ճնշման մեծ տարբերություններ:

Բորան սովորաբար առաջանում է ջրավազաններին հարող տարածքներում, երբ ցամաքի վրա կուտակված սառը, հետևապես բարձր ճնշում ունեցող օդը ցածր լեռնաշղթայով բաժանված է լինում ջրավազանների վրայի տաք օդից: Ահա այդ սառը օդը բարձր ճնշման վայրից (ցամաքից) ներթափանցում է ծովափ և քանի որ հողմատակ լանջը կարճ է չի հասցնում տաքանալ, ուստի ջրավազանների ափերին առաջացնում է սառեցնող, ցրտեցնող էֆեկտ:

Առանձնապես լավ ուսումնասիրված են Նովոռոսիյսկի շրջանի բորան և դրա հետևանքները: Այդ բորան առաջանում է հետևյալ կերպ: Ռուսական հարթավայրի վրա ձմռանը կուտակվում է սառը Արկտիկական օդը և հասնում մինչև գլխավոր Կովկասի ստորոտները: Երբ ճնշումը հասնում է առավելագույնին, այդ սառը օդը լեռնանցքներով և լեռնաշղթայի արևմտյան ցածրադիր մասերից շրջանցելով,

սուրումն է դեպի Սև ծով, ուր գտնվում է Նովոռոսիյսկը: Քամու արագությունը հասնում է 40 մ/վրկ, առանձին պահերին՝ 60 մ/վրկ: Ծովափին ջերմաստիճանը նվազում է մինչև -20, -25°, ջրի ցայտերը արագ սառչում են և ծածկում ավին գտնվող զանազան առարկաներ և նույնիսկ նավերը: Այնքանով, որ բորայի ազդեցությունը դրսևորվում է ջրավազանի 3-5 կմ լայնության առափնյա (ափամերձ) շերտում, ուստի նրա վտանգի դեպքում նավերը հեռանում են բաց ծով:

Այս քամին բնորոշ է նաև Բայկալ լճի և Ադրիատիկ ծովի Դալմաթյան ավերին, Ռոնա գետի հովտին (Պրովանս), Տեխասի նահանգին, Անտարկտիդայի ավերին և այլուր: Իդեալ բորան նույնպես տարբեր տեղերում տարբեր անվանումներ ունի: Այսպես, Բայկալում կոչվում է **սարմա**, Ադրիատիկի դալմաթյան ավերին՝ **դալմաթյան բորա**, Ռոնայի հովտում՝ **միստրալ**, Տեխասում կոչվում է **նորգոր** և այլն:

Չարկ է նշել, որ բորան երբեմն մեծ վնաս է հասցնում տնտեսություններին: Դրանից հատկապես տուժում են մերձարևադարձային տնտեսությունները, ուր զարգացած են մասնավորապես խաղողագործությունը և ցիտրուսային կուլտուրաների մշակումը:

Հոսքային քամիներ: Բնորոշ են երկրագնդի սառցածածկ շրջաններին: Նման վայրերում սառցածածկույթի վրա կուտակված սառը օդը սեփական ծանրության ազդեցությամբ թեք մակերեսներով սահում է ներքև: Այդպիսիք են հենց սառցադաշտային քամիները, որոնք փչում են տարվա բոլոր սեզոններին և օրվա բոլոր ժամերին: Շատ հատկանշական են Անտարկտիդա սառցածածկ մայրցամաքին:

Ամփոփելով ներքնությունում տեղի ունեցող մթնոլորտի շրջանառության բնութագրությունը կարող ենք եզրակացնել հետևյալը.

1. Երկրագնդի վրա մթնոլորտի շրջանառության դաշտն ունի զոնալ բաշխվածություն:
2. Մթնոլորտի շրջանառության օղակները ըստ կիսագնդերի համաչափ են: Հյուսիսային ու հարավային կիսագնդերում հասարակածի, արևադարձերի, բարեխառն և բարձր լայնությունների միջև մթնոլորտի շրջանառական օղակները կրկնվում են:
3. Ամբողջությամբ վերցրած մթնոլորտի շրջանառությունը ունի բարդ պատկեր: Նրանում միաժամանակ դիտվում են օդի և՛ հորիզոնական, և՛ ուղղաձիգ, և՛ պտտահողմային բնույթի շար-ումներ:
4. Մթնոլորտի շրջանառության զոնալ դաշտը որոշ տարածաշրջաններում, ռելիեֆի և ստորադիր մակերևույթի անհամասեռության պատճառով խախտվում է՝ ձեռք բերելով ռեգիոնալ առանձնահատկություններ:
5. Մթնոլորտի շրջանառության շնորհիվ աշխարհագրական թաղանթում տեղի է ունենում ջերմության և խոնավության տեղափոխություն տարբեր շրջանների, մասնավորապես աշխարհագրական բարձր և ցածր լայնությունների միջև՝ զգալիորեն համահարթեցնելով տարբեր վայրերի միջև ջերմային և խոնավացման պայմանների տարբերությունները:
6. Մթնոլորտի շրջանառության հետ սերտ կապված են աշխարհագրական թաղանթի տարբեր տարածքների խոնավության պայմանները, որին նվիրված է ձեռնարկի հաջորդ գլուխը:

ԳԼՈՒԽ ԶՈՐՐՈՐԴ

ՄԹՆՈԼՈՐՏԻ ԽՈՆԱՎՈՒԹՅԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ (ՁՈՒՐԸ ՄԹՆՈԼՈՐՏՈՒՄ)

Մեր մոլորակի մթնոլորտում միշտ էլ կան ջրային գոլորշիներ: Նույնիսկ ամենաչոր անապատներում օդը բացարձակ չոր չէ: Մոտավոր հաշվարկներով Երկրի մթնոլորտում կա մոտավորապես 14 հազ. խոր. կմ ջուր: Այն մթնոլորտ է անցնում Երկրի մակերևույթից գոլորշացման ճանապարհով: Գոլորշացման հիմնական աղբյուրը Համաշխարհային օվկիանոսն է, սակայն գոլորշացում տեղի է ունենում նաև բույսերից (տրանսպիրացիա), ձյան և սառցադաշտային ծածկույթներից ու գետնից: Մթնոլորտում ջրային գոլորշիները խտանում են, տեղումների ձևով նորից թափվում Երկրի վրա: Այդպես տեղի է ունենում ջրի անընդհատ շրջապտույտ, որը կարևոր դեր ունի աշխարհագրական թաղանթում տեղի ունեցող բազմաբնույթ պրոցեսների ծագման ու զարգացման գործում:

Գոլորշացում և գոլորշունակություն: Գոլորշացում ասելով հասկանում ենք ֆիզիկական այն երևույթը, երբ ջուրը հեղուկ վիճակից անցնում է գազային (գոլորշու) վիճակի: Տարբերում են գոլորշացման ֆիզիկական և տրանսպիրացիոն տեսակները: Գոլորշացման ֆիզիկական պրոցեսի էությունն այն է, որ երբ Արեգակի ջերմությամբ տաքացող ջրի մասնիկները ձեռք բերելով մեծ արագություն հաղթահարում են հարակցական ուժերը, պոկվում են ջրային ավազանների մակերեսից և գոլորշու ձևով անցնում մթնոլորտ: Ինչքան բարձր լինի գոլորշացող մակերևույթի ջերմաստիճանը այնքան մեծ կլինի ջրի մասնիկների շարժման արագությունը և շատ գոլորշիներ կանցնեն մթնոլորտ:

Գոլորշացումը կախված է խոնավության պակասորդից և քամու արագությունից: Այն արտահայտվում է Դալտոնի բանաձևով՝ $W_{գոլ.} = E - e(f)u$, որտեղ W միավոր ժամանակամիջոցում (1 վրկ) միավոր

մակերեսից (քառ. սմ) գոլորշացած ջրի քանակն է գրամներով³⁷, E-e- խոնավության պակասորդն է, f(u) կոչվում է «քամային էֆեկտ» և ունի 0,5-0,1 արժեք:

Գոլորշացման պրոցեսում ծախսվում է որոշակի ջերմություն: Հաշվված է, որ 1գ ջրի գոլորշացման համար պահանջվում է մոտավորապես 600 կալ. ջերմություն, իսկ 1 գ սառցի համար՝ մոտավորապես 700 կալորիա:

Աշխարհագրական բոլոր լայնություններում գոլորշացումը զգալիորեն ավելի մեծ է օվկիանոսներին, քան ցամաքներին: Առավելագույն գոլորշացումը օվկիանոսներում տարեկան հասնում է 3000 մմ: Արևադարձային լայնություններում՝ օվկիանոսներում գոլորշացման տարեկան ցուցանիշները ամենամեծն են և տարվա ընթացքում քիչ են փոխվում: Ցամաքի մակերևույթից գոլորշացման առավելագույնը հասնում է 1000 մմ-ի: Գոլորշացման տարբերությունները ըստ աշխարհագրական լայնությունների կախված են ջերմային և խոնավացման պայմաններից: Որպես օրինակափություն հասարակածից բևեռներ ջերմաստիճանի նվազման հետ կապված գոլորշացումը փոքրանում է:

Ջրագուրկ տարածքներում, օրինակ անապատներում, մույնիսկ բարձր ջերմաստիճանում գոլորշացում չի կարող լինել: Նման դեպքերում տվյալ տարածքի գոլորշունակությունը շատ մեծ է, իսկ գոլորշացումը ջուր չլինելու պատճառով՝ աննշան: ***Ուրեմն, գոլորշունակությունը ջուր գոլորշացնելու առավելագույն հնարավորությունն է:***

Ջրային մակերևույթների վրա գոլորշացման ու գոլորշունակության մեծությունները իրար հավասար են, իսկ ցամաքներում գոլորշացումը կարող է զգալիորեն փոքր լինել գոլորշունակությունից: Ակներև է, որ անապատային շրջաններում (հատկապես արևադարձային) ուր ստացվում է մեծ քանակությամբ ջերմություն, գոլորշունակությունը շատ մեծ է, տարեկան կարող է գոլորշանալ 2500-ից 3000 մմ և ավելի ջուր (Սահարայում՝ մինչև 4500 մմ): Հետևապես կարող ենք ասել, որ գոլորշունակությունը կախված է ստացած ջերմությունից, ***ինչքան տարածքը շատ ջերմություն ստանա, այնքան նրա գոլորշունակությունը բարձր կլինի:***

Մոտավոր հաշվումներով յուրաքանչյուր տարի երկրագնդի մակերևույթից գոլորշանում է 577 հազ.խոր. կմ ջուր, որի մեծ մասը (505 հազ.խոր. կմ)՝ օվկիանոսից: Գոլորշացման այդ ջուրը մասնակցում է ջրի մեծ և փոքր շրջապտույտներին, որի որոշ մասը մնում է մթնոլորտում՝ ստեղծելով մթնոլորտի խոնավության որոշակի պայմաններ:

Օդի խոնավության բնութագրիչները: Օդում պարունակվող ջրային գոլորշիների քանակը բնութագրվում է մի շարք ցուցանիշներով, որոնցից հիմնականներն են՝ բացարձակ խոնավությունը, ջրային գոլորշիների առաձգականությունը, տեսակարար խոնավությունը, հազեցման առաձգականությունը, հարաբերական խոնավությունը, խոնավության պակասորդը և ցողի կետը: Անդրադառնա՞նք դրանց առանձին-առանձին:

1. **Բացարձակ խոնավություն:** 1 խոր. մ օդում պարունակվող ջրային գոլորշիների քանակն է՝ արտահայտված գրամներով: Ընդունված է նշանակել e տառով:

2. **Ջրային գոլորշիների առաձգականություն:** Օդում գտնվող ջրային գոլորշիների առաջացրած ճնշումն է, արտահայտված կամ սնդիկի սյան միլիմետրերով(մմ), կամ էլ միլիբարերով (մբ):

3. **Տեսակարար խոնավություն:** Որոշակի ծավալով ջրային գոլորշիների զանգվածի հարաբերությունն է նույն ծավալով հազեցած օդի զանգվածին: Արտահայտվում է գ/կգ և ցույց է տալիս, թե 1 կգ հազեցած օդում քանի գրամ ջրային գոլորշի կա:

4. **Հազեցման առաձգականություն:** Տվյալ ջերմաստիճանում օդում պարունակվող ջրային գոլորշիների սահմանային մեծությունն է, որն անհրաժեշտ է օդն հազեցնելու համար: Արտահայտվում է կամ գրամներով, կամ դրանց առաջացրած ճնշմամբ (Էմմ, Էմբ): Սահմանային ջրապարունակությունը սերտ կապված է օդի ջերմաստիճանի հետ: Ինչքան բարձր լինի օդի ջերմաստիճանը, այնքան օդում ջրային գոլորշիները շատ կլինեն (աղյուսակ 4):

Աղյուսակ 4.

Ջերմաստ.	-30	-20	-10	0	10	20	30
E(մմ)	0,37	0,95	2,14	4,58	9,21	17,54	31,82
գ/մ ³	0,44	1,08	2,35	4,86	9,41	17,32	30,38

Սառը օդում ջրային գոլորշիները քիչ են: Պատճառն այն է, որ նման օդում գոլորշիները արագ խտանում են և տեղումների ձևով թափվում:

5. **Օդի հարաբերական խոնավություն:** Օդի բացարձակ խոնավության հարաբերությունն է տվյալ ջերմաստիճանում օդը հազեցնելու համար անհրաժեշտ խոնավության քանակին կամ հազեցման առաձգականությանը: Նշանակվում է r-տառով և արտահայտվում տոկոսներով: Հաշվում են

³⁷ Գոլորշացման մեծությունը (W) կարելի է արտահայտել գոլորշացող ջրի շերտի հաստությամբ՝ 1գ քառ սմ=1մմ:

$r = \frac{e}{E} \cdot 100\%$ որտեղ՝ r -ը հարաբերական խոնավությունն է, e -ն՝ բացարձակ խոնավությունը, E -ն

սահմանային խոնավությունը կամ հագեցման համար անհրաժեշտ խոնավությունը (գրամներով);

Ի տարբերություն բացարձակ խոնավությանը, որը օդի հագեցման աստիճանի մասին որոշակի պատկերացում չի տալիս, հարաբերական խոնավությունը բնութագրում է հագեցման աստիճանը: Հագեցման դեպքում $E=e$, $r=100\%$:

6. Խոնավության պակասորդ: Օդի հագեցման առաձգականության (սահմանային խոնավության) և բացարձակ խոնավության տարբերությունն է: Նշանակվում է d տառով և հաշվում են $d=E-e$ բանաձևով:

7. Ցողի կետ: Այն ջերմաստիճանն է, որի դեպքում ջրային գոլորշիները հագեցնում են օդը: Նշանակվում է T^0 -ով:

Օդի խոնավությունը բնութագրող այս ցուցանիշները աշխարհագրական թաղանթի տարբեր մասերում տարբեր են: Դրանք տարբեր են նաև օրվա ու տարվա ընթացքում և ունեն ուրույն ընթացք:

Օդի խոնավության օրական և տարեկան ընթացքը

Գոլորշացող մակերևույթի և օդի ջերմաստիճանի փոփոխության, գոլորշացման և խտացման պրոցեսների հարաբերակցության և ջրային գոլորշիների տեղափոխության հետ կապված, մթնոլորտի խոնավությունը տարածության և ժամանակի մեջ անընդհատ փոխվում է: Բնութագրենք օրվա և տարվա ընթացքում բացարձակ և հարաբերական խոնավության փոփոխությունները:

Օդի բացարձակ խոնավության օրական ընթացքը: Տարբերում են օդի բացարձակ խոնավության օրական ընթացքի պարզ և բարդ (կրկնակի) տիպեր: Պարզ ընթացքը համընկնում է ջերմաստիճանի օրական ընթացքին: Այն ունի մեկ առավելագույն (ցերեկը), մեկ նվազագույն (գիշերը) արժեք և բնորոշ է բավարար խոնավություն ունեցող շրջաններին: Ցայտուն արտահայտված է օվկիանոսներում, իսկ ձմռանը և աշմանը՝ ցամաքներում: Բացարձակ խոնավության կրկնակի ընթացքը ունի երկու առավելագույն և երկու նվազագույն արժեքներ: Առաջին նվազագույնը դիտվում է արևածագից առաջ և բացատրվում է գիշերային թույլ գոլորշացմամբ (նույնիսկ բացակայությամբ): Արևածագից սկսած գոլորշացումն ուժեղանում է և ժամը 9-10 սահմաններում քանի դեռ կոնվեկցիան չի սկսվել, դիտվում է առաջին առավելագույնը: Օրվա երկրորդ կեսին ժամը 16-ի սահմաններում, երբ ընթանում է բուռն կոնվեկցիա և խոնավության տեղափոխությունը դեպի բարձր շերտեր ավելի արագ է տեղի ունենում, քան գոլորշացումը դիտվում է երկրորդ նվազագույնը: Երեկոյան ժամը 20-21-ին երբ կոնվեկցիան գրեթե դադարում է, բայց տաքացած մակերևույթներից գոլորշացումը շարունակվում է, դիտվում է երկրորդ առավելագույնը:

Բացարձակ խոնավության տարեկան ընթացքը համընկնում է ջերմաստիճանի տարեկան ընթացքին՝ ամռանը առավելագույնն է, ձմռանը նվազագույնը:

Օդի հարաբերական խոնավության օրական և տարեկան ընթացքը գրեթե ամենուրեք ջերմաստիճանի ընթացքին հակառակ է: Դա բացատրվում է նրանով, որի օդի առավելագույն ջրապարունակությունը ջերմաստիճանի բարձրացումից ավելի արագ է աճում, քան բացարձակ խոնավությունը: Հարաբերական խոնավության առավելագույնը օրվա ընթացքում դիտվում է արևածագից առաջ, նվազագույնը ժամը 15-16-ին:

Տարվա ընթացքում հարաբերական խոնավության առավելագույնը ձմռանն է, նվազագույնը՝ ամռանը: Բացառություն են կազմում մուսսոնային այն շրջանները, որտեղ ամռանը ծովերից փչում են խոնավ քամիներ, իսկ ձմռանը՝ ցամաքից չոր քամիներ:

Օդի խոնավության բաշխվածությունը աշխարհագրական թաղանթում: Որպես օրինաչափություն օդում պարունակվող բացարձակ խոնավության քանակը հասարակածից բևեռներ նվազում է՝ 18-20 մբ-ից հասնելով 1-2 մբ-ի: Բացարձակ խոնավության առավելագույնը գրանցվել է Կարմիր ծովի վրա և Մեկոնգի դելտայում (30 գ խոր. մ): Տարեկան միջին առավելագույն ցուցանիշը Բենգալական ծոցի վրա հասնում է 67 գ խոր. մ, իսկ նվազագույնը՝ 0,1 գ խոր. մ եղել է Անտարկտիդայում:

Հարաբերական խոնավությունը ըստ աշխարհագրական լայնությունների քիչ է փոխվում: Այսպես, 0-10° լայնություններում 85% է, 30-40°-ի վրա՝ 70%, իսկ 60-70° լայնություններում՝ 80%: Հարաբերական խոնավությունը նկատելիորեն ցածր է երկու կիսագնդերի 30-40° լայնություններում:

Հարաբերական խոնավության տարեկան միջին առավելագույնը Ամազոնի գետաբերանում է (90%), նվազագույնը դիտվել է Նեղոսի հովտում, Խարթում բնակավայրում (28%):

Գոլորշիների խտացումը և սուբլիմացիան

Ջրային գոլորշիներով հագեցած օդի ջերմաստիճանը երբ նվազում է և հասնում ցրդի կետի, տեղի է ունենում գոլորշիների խտացում՝ (կոնդենսացում) և ջուրը գոլորշիակերպ վիճակից անցնում է հեղուկ վիճակի: Երբ օդի ջերմաստիճանը դառնում է բացասական, ջրային գոլորշիները գազային վիճակից միանգամից անցնում են պինդ վիճակի: Այդ պրոցեսը կոչվում է **սուբլիմացիա**:

Երբ Երկրի մակերևույթի ջերմաստիճանը նվազում է և օդն էլ սկսում է պաղել, այդ ժամանակ գոլորշիներով հագեցած օդից սառը մակերևույթի վրա նստում է ցող, եղյամ, հեղուկ և կոշտ նստվածք, ճենճառ և գոյանում է մերկասառույց:

Ցող: Ջրի մանրագույն կաթիլներ են, գոյանում են գիշերը, երբ Երկրի մակերևույթին գտնվող առարկաները ջերմություն ճառագայթելու հետևանքով պաղում են և օդում եղած գոլորշիները դրանց շփվելով խտանում են, առաջացնում ցող: Թվում է թե անձրև է տեղացել: Բարեխառն լայնություններում այդ ձևով տարեկան կարող է առաջանալ 10-50 մմ ջրի շերտ:

Եղյամ: Սառցե բյուրեղիկների բարակ քող է, որն առաջանում է նույն պայմաններում ինչ ցողը, սակայն այս դեպքում ստորադիր մակերևույթի առարկաների ջերմաստիճանը 0°-ից ցածր է լինում:

Հեղուկ և պինդ նստվածք: Ջրի կամ սառցի բարակ թաղանթ է, որը գոյանում է պատերի, սյուների, ժայռերի և այլ առարկաների ուղղահայաց մակերեսների վրա, երբ ցուրտ եղանակին հաջորդում են տաք եղանակները: Ընդ որում, եթե առարկաների մակերեսի ջերմաստիճանը բացասական է, այդ դեպքում առաջանում է պինդ նստվածք, իսկ եթե դրական է՝ հեղուկ նստվածք:

Ճենճառ: Օդից թափվող ձյունանման փուխր նստվածք է: Առաջանում է սովորաբար ձմռանը մառախլապատ օրերին օդի 0°-ից ցածր ջերմաստիճանի պայմաններում, գոլորշիների սուբլիմացիայի հետևանքով: Կուտակվում է ծառերի ճյուղերի, հաղորդալարերի, ցանկապատերի և այլ առարկաների վրա: Առարկաները շարժելիս հեշտությամբ թափվում է:

Մերկասառույց: Երկրի մակերևույթի և զանազան առարկաների վրա առաջացած սառցածածկույթ է: Գոյանում է, երբ անձրևի մանր և սառը կաթիլները թափվում են 0°-ից ցածր ջերմաստիճան ունեցող սառած գետիների վրա: Մերկասառույց կարող է առաջանալ նաև սառած մակերևույթներից գոլորշիներով հագեցած մառախուղի շփումից:

Որպես կանոն, մերկասառույցը առաջանում է աշնանը և գարնանը օդի 0°-ից -5° ջերմաստիճանի պայմաններում:

Մառախուղ և ամպեր: Ի տարբերություն ջրային գոլորշիների վերը նկարագրված խտացման և սուբլիմացման ձևերի, որոնք գոյանում են օդի գետնամերձ շերտում և Երկրի մակերևույթին, մառախուղն ու ամպերը առաջանում են ազատ մթնոլորտում:

Մառախուղ: *Մթնոլորտի գետնամերձ շերտում ջրային մանրագույն կաթիլների և սուբլիմացիոն բյուրեղների կուտակումը անվանում են մառախուղ:* Մառախուղին նման է ծխիկը: Տարբերությունը դրանց միջև այն է, որ տեսանելիությունը մառախուղի դեպքում 1 կմ-ից փոքր է, իսկ ծխիկի ժամանակ՝ 1 կմ-ից ավելի:

Ըստ ծագման տարբերում են մառախուղի հետևյալ տիպերը՝ ադվեկտիվ, խառնման, գոլորշացման, ճառագայթային (սառեցման), լանջային և քաղաքային:

1. **Ադվեկտիվ մառախուղներ:** Առաջանում են տաք օդի սառը միջավայր ներթափանցումից: Այդպիսի մառախուղները ընդգրկում են մեծ տարածք և զգալի բարձրություն: Նման մառախուղ առաջանում է ձմռանը, երբ աշխարհագրական ցածր լայնություններից տաք օդը թափանցում է բարձր լայնություններ կամ սառը ցամաքներ ծովափնյա տաք օդի ներթափանցումից: Դրանք հաճախակի են Արևմտյան Եվրոպայում:

2. **Նառնման մառախուղներ:** Բնորոշ են աշխարհագրական թաղանթի այն շրջաններին, որտեղ խառնվում են ջրաջերմային տարբեր հատկանիշներ ունեցող օդային զանգվածներ: Օրինակ, այդպիսի մառախուղներ հաճախակի են Նյուֆաունդլենդ կղզու տարածաշրջանին, ուր խառնվում են Գոլֆստրիմ տաք և Լաբրադորյան սառը ծովային հոսանքների ջրերի վրա ձևավորված տաք և սառը օդային զանգվածները: Այդպիսիք են նաև Ատակամա և Նամիբ անապատների ափնյա՝ **գարուա** կոչվող թանձր մառախուղները, որոնք առաջանում են ծովային սառը հոսանքներով ողողվող արևադարձային անապատների ափերին: Գարուաի մանրագույն կաթիլները թափանցում են ավազահողերի մեջ և բուսականությանը ապահովում ջրով:

3. **Գոլորշացման մառախուղներ:** Դիտվում են ջրավազանների վրա, տարվա ցուրտ սեզոնում, երբ օդի համեմատ տաք ջրավազաններից բարձրացող գոլորշին ընկնում է սառը օդի մեջ:

4. **Ճառագայթային մառախուղներ:** Այսպիսի մառախուղների առաջացման պատճառը պարզկա, անհողմ եղանակներին Երկրի մակերևույթից ճառագայթարձակման հետևանքով ջերմության կորուստն է և մակերևույթի սառեցումը, որին շփվելիս գոլորշիները խտանում են, առաջացնում մառախուղ: Նման մառախուղները աշնանը և ձմռանը պահպանվում են մի քանի օր, հասնելով մինչև 2000 մ բարձրության:

5. **Լանջային մառախուղներ:** Առաջանում են լեռնալանջերով վեր բարձրացող օդի ադիաբադիկ սառեցման հետևանքով:

6. **Քաղաքային մառախուղներ:** Կարող են առաջանալ վերը նշված պատճառներով, բայց միշտ ուժեղացվում են քաղաքային բնակավայրերի օդում մեծ քանակությամբ խտացման միջուկների

առկայության պայմաններում: Քաղաքներում բացի սովորական մառախուղներից, որոնք հիմնականում կազմվում են ջրի մասնիկներից, կոչվում են **ֆոգեր**, առաջանում են մառախուղների, թանձր մառախուղների՝ կազմված ջրի մասնիկներից, ծխի, մրի, փոշու և զանազան գազերի խառնուրդներից: Դրանք կոչվում են **սմոգեր** և շատ բնորոշ են արդյունաբերական զարգացած շրջաններին: Օրինակ, Արևմտյան Եվրոպայի խոշոր քաղաքների համար: Սմոգը հեղձուծիչ մառախուղ է, որի մեջ բավականին շատ են ավտոմեքենաներից արտանդված կիսաայրված գազերը: Մառախուղները որպես օդերևութաբանական երևույթ և եղանակի ու կլիմայի տարր, աշխարհագրական թաղանթում ունեն զոնալ բաշխվածություն: Բևեռային շրջաններում շատ հաճախ կրկնվում և պահպանվում են երկար ժամանակ, իսկ արևադարձային լայնություններում, բացառությամբ ծովային սառը հոսանքներով ողողվող ցամաքների արևմտյան ափերի, հազվադեպ են: Մառախուղները, որպես հաճախակի կրկնվող երևույթ, տրանսպորտի՝ հատկապես օդազնագության և մարդու տնտեսության մյուս բնագավառների համար անցանկալի երևույթ են: Մառախուղների նկարագրված տիպերը հատկապես լանջային մառախուղները բնորոշ են մառախուղների հանրապետության տարածքին: Մշակված են մառախուղների կանխատեսման մեթոդներ:

Ամպեր: *Երկրի մակերևույթից բարձր՝ ազատ մթնոլորտում ջրային մանր կաթիլների և սառցե բյուրեղիկների կուտակումները կոչվում են ամպեր:* Ամպերը մառախուղից տարբերվում են ֆիզիկական կառուցվածքով, բարձրությամբ և ձևով:

Ամպերի առաջացումը պայմանավորված է հիմնականում վեր բարձրացող խոնավ օդի ադիաբատիկ սառեցման հետ: Բարձրանալով և աստիճանաբար սառչելով օդը հասնում է մի սահմանի, որտեղ նրա ջերմաստիճանը հավասարվում է ցողի կետին: Այդ սահմանը կոչվում է **խտացման մակարդակ**, որից բարձր նայած ջերմաստիճանային պայմաններին և օդազուլերի առկայությանը ջրային գոլորշիները խտանում են, առաջացնում ամպեր՝ կազմված ջրային գոլորշիներից և սառցե բյուրեղիկներից: այսպիսով, ամպերի ստորին սահմանի բարձրությունը համընկնում է խտացման մակարդակի հետ, իսկ վերին սահմանը որոշվում է կոնվեկցիայի մակարդակով, այն է օդի վերընթաց հոսանքների տարածման վերին սահմանով:

Մեծ բարձրություններում, ուր բարձրացող օդի ջերմաստիճանը 0° -ից ցածր է լինում, ամպի մեջ առաջանում են սառցե բյուրեղիկներ: Դա սովորաբար դիտվում է -10° -ից -15° -ի սահմաններում:

Գոլորշիների խտացման ձևերի հետ կապված տարբերում են **ջրային, սառցային և խառը** ամպեր: Տարվա տաք սեզոնում ջրային ամպերը գոյանում են հիմնականում ներքնոլորտի ստորին շերտերում, խառը ամպերը՝ միջին, իսկ սառցային ամպերը՝ վերին շերտերում:

Օդի վերընթաց շարժման բնույթի, բարձրության, տարվա սեզոնի, գոլորշացման չափերի և այլ գործոններից կախված ձևավորվում են բազմատեսակ ամպեր: Այդ բազմազանության մեջ կողմնորոշվելու համար ամպերը դասակարգում են:

Ամպերի ժամանակակից միջազգային դասակարգման հիմքում դրված է դրանց **բարձրությունը և արտաքին տեսքը**: Առանձնացնում են ամպերի 4 ընտանիք (հարկ), իսկ դրանց մեջ՝ տարբեր թվով սեռեր: Ըստ բարձրության առանձնացնում են ամպերի հետևյալ ընտանիքները.

- I. Վերին հարկի ամպեր, տարածվում են 6000 մ-ից բարձր:
 - II. Միջին հարկի ամպեր, 2000-ից մինչև 6000 մ:
 - III. Ստորին հարկի ամպեր՝ մինչև 2000 մ բարձրությունը:
 - IV. Ուղղաձիգ զարգացման ամպեր, որոնց հիմքերը կարող են գտնվել ստորին հարկի մակարդակի, իսկ վերին մասերը (գագաթները) հասնում են մինչև բարձր հարկի բարձրությունները:
- Արտաքին տեսքից ելնելով նշված հարկերում (ընտանիքներում) առանձնացնում են ամպերի 10 սեռ:

Ամպերի սեռերի բաշխվածությունը ըստ ընտանիքների այսպիսին է.

- I. Ընտանիք (վերին հարկ)
 1. **Փետրավոր ամպեր** Cirrus (C): Սառցե բյուրեղներից կազմված առանձին թելերի, փնջերի և փետուրների նման նուրբ ամպեր են առանց «սովերի», սովորաբար սպիտակ են, հաճախ փայլող:
 2. **Փետրա-կույտավոր ամպեր** Cirrocumulus (Cc): Սառցե բյուրեղներից կազմված թափանցիկ, իրար զուգահեռ ձգվող, գնդաձև կամ շերտավոր գոյացություններ են:
 3. **Փետրա-շերտավոր ամպեր** Cirrostratus (Cs). սառցե բյուրեղներից կազմված բարակ, սպիտակ, թափանցիկ, փրփրանման ամպեր են:
- II. Ընտանիք (միջին հարկ)
 4. **Բարձր-կույտավոր ամպեր** Altocumulus (Ac): Ջրի մանրագույն կաթիլներից կազմված շերտերի, կույտերի, հզոր քուլաների նման գոյացություններ են:
 5. **Բարձր-շերտավոր ամպեր** Altostratus (As) մանրագույն, հարթ կամ թույլ ալիքակերպ շղարշատիպ ամպեր են, խառը տիպի կառուցվածքով:
- III ընտանիք (ցածր հարկ)
 6. **Շերտակույտավոր ամպեր** Stratocumulus (Sc): Առանձին «բեկորներից» և «կոհակներից» կազմված մոխրագույն շերտեր և թելեր հիշեցնող ջրային ամպեր են:
 7. **Շերտավոր ամպեր** Stratus (St): Ջրային կաթիլներից կազմված մոխրագույն ամպերի շղարշ է:

8. **Շերտա-անձրևաբերչ ամպեր** Nimbo cumulus (Ns): «Ստորոտները» պատահառտված, խառը բնույթի, տձև, մոխրագույն շերտեր են: Դրանք հաճախ խառնվում են անձրևաբեր ամպերի հետ:

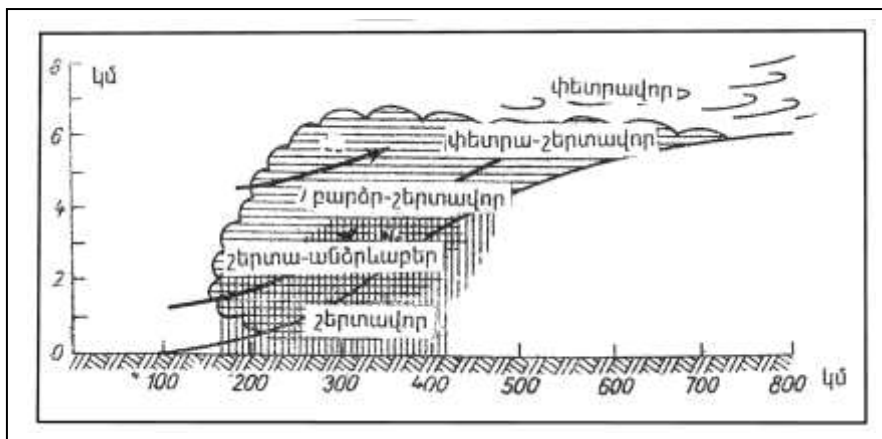
IV ընտանիք (ուղղաձիգ զարգացման ամպեր)

9. **Կույտավոր ամպեր** Cumulus (Cu): Ջրային կաթիլներից կազմված քուլաների և կծիկների տեսքով թանձր ամպերի կույտեր են:

10. **Կույտա-անձրևաբեր ամպեր** Cumulonimbus (Cb): Թանձր, հզոր չափերի քուլաների տեսքով ամպեր են, որոնց ստորին մասը կազմված է կաթիլներից, վերինը՝ սառցային բյուրեղներից: Դրանց գագաթները հասնում են մեծ բարձրության:

Ամպերն իրարից տարբերվում են նաև առաջացման պայմաններով: Այս առումով առանձնացնում են ճակատային, կոնվեկցիոն, լեռնագրական և ինվերսիոն ամպեր:

Ճակատային ամպերը առաջանում են տաք և սառը օդային զանգվածների հանդիպումից (հպումից), երբ տաք օդի տակ սեպավորվող սառը օդի վրայով տաք օդը բարձրանում է վեր: Եթե տաք օդի բարձրացումը կատարվում է մեղմաբեք ճակատով, ապա առաջանում է հարյուրավոր կիլոմետր ձգվող համատարած ամպաշերտ: Ճակատի երկայքնով գոյանում են պատահառտված-անձրևաբեր (Fn) (ամենից ցածր հարկում), դրանից վեր տարածվում են շերտա-անձրևաբեր (Ns), ապա բարձր-շերտավոր (As), փետրա-շերտավոր (Cs) և ամենից բարձրում՝ փետրավոր (Ci) ամպեր (նկ.31.)

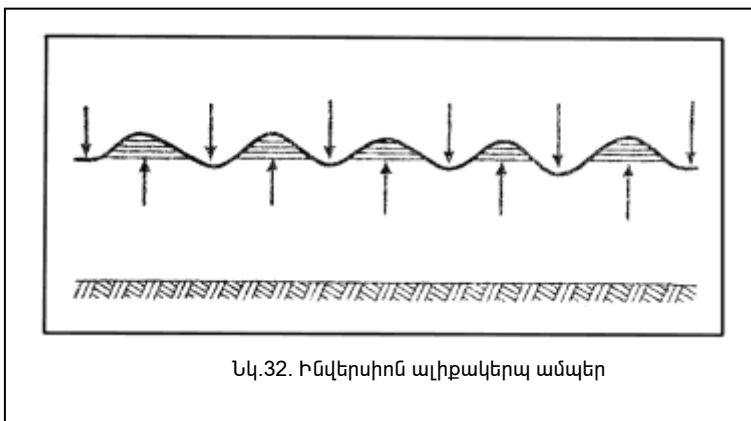


Նկ. 31. Մթնոլորտային տաք ճակատի ամպերը:

Կոնվեկցիոն ամպեր: Առաջանում են այն դեպքում, երբ երկրի մակերևույթից տաքանալով խոնավ օդը բարձրանում է վեր, գոլորշիները պաղում են ու խտանում:

Լեռնագրական ամպեր: Առաջանում են այն դեպքում, երբ գոլորշիներով հագեցած օդը լեռնալանջներով բարձրանում է վեր, և ենթարկվում ադիաբատիկ սառեցման:

Ինվերսիոն-ալիքակերպ ամպեր: Գոյանում են օդի ինվերսիոն շերտի ստորին սահմանում, որը բաժանում է օդի տարբեր խտության շերտերը և առաջացնում են հարյուրավոր մետր երկարության և 20-50 մ բարձրության ալիքներ: Այդ ալիքների կատարներին բարձրացող և սառչող օդի գոլորշիները խտանալով առաջացնում են ամպեր, իսկ կատարների միջև, ուր օդը իջնում է՝ ամպեր չեն առաջանում: Այդպես առաջանում են զուգահեռ ձգվող ամպերի շերտեր, որոնք կոչվում են ալիքակերպ ամպեր (նկ.32):



Նկ.32. Ինվերսիոն ալիքակերպ ամպեր

Ամպամածություն³⁸: Այնքանով, որ ամպերի առաջացումը կապված է խոնավ օդի վերընթաց հոսանքների հետ, ուստի մթնոլորտի շրջանառության հետ կապված աշխարհագրական թաղանթում նկատվում է ամպամածության որոշակի օրինաչափություն:

Հասարակածային շրջաններում, ուր գոյություն ունի օդի վերընթաց շարժում, ամպամածությունը մեծ է, արևադարձային լայնություններում՝ փոքր, բարեխառն գոտում կապված արևմտյան քամիների միջոցով ծովա-

³⁸ Ամպամածությունը-երկնակամարի ամպերով ծածկվածության աստիճանն է: Որոշում են տոկոսներով կամ բալերով: Լրիվ ամպամածությունը ընդունում են 100%, կամ 10 բալ:

յին խոնավ օդի ներթափանցման հետ՝ ամպամածությունը նույնպես մեծ է: Մեծ ամպամածություն դիտվում է հատկապես ցիկլոններում ու մթնոլորտային ճակատներում:

Ամբողջ Երկրի համար տարեկան միջին ամպամածությունը կազմում է 5,4 բալլ, ցամաքների վրա՝ 4,8, իսկ օվկիանոսներում՝ 5,8 բալլ: Երկրագնդի առավել ամպամած շրջաններն են Ատլանտյան և Խաղաղ օվկիանոսների հյուսիսային շրջանները, ուր խառնվում են ծովային տաք ու սառը հոսանքների միջոցով տեղափոխվող օդային զանգվածները: Այդ մասերում ամպամածությունը հասնում է 8 բալլի և ավելի: Երկրագնդի առավել անամպ շրջանները անապատներն են, ուր ամպամածությունը կազմում է ընդամենը 1-2 բալլ:

Մեծ է ամպամածության (ամպերի) դերը աշխարհագրական թաղանթում: Ամպերից առաջանում են տեղումներ, ամպերը կլանում են արեգակնային ճառագայթման մի մասը և դրանով իսկ ազդում Երկրի մակերևույթի լուսային և ջերմային ռեժիմի վրա: Ամպերը խոչընդոտում են Երկրի երկարալիք ճառագայթմանը, նպաստելով մթնոլորտի ջերմոցային էֆեկտի ուժեղացմանը: Այս բոլորի հետ միասին ամպերը ունեն նաև բացասական ազդեցություն՝ դժվարացնում են օդազնացությունը, տիզերքից կատարվող նկարահանումները և այլն:

ՄԹՆՈԼՈՐՏԱՅԻՆ ՏԵՂՈՒՄՆԵՐ

Մթնոլորտից Երկրի վրա հեղուկ կամ պինդ վիճակով թափվող ջուրը անվանում են մթնոլորտային տեղումներ: Դրանք առաջանում են ամպերում և թափվում: Բայց բոլոր ամպերը չեն, որոնցից տեղումներ են առաջանում: Որպեսզի տեղումներ առաջանան, անհրաժեշտ է, որ ամպի մեջ առջացած ջրի կաթիլները կամ սառցե բյուրեղիկները խոշորանա և հաղթահարեն օդի դիմադրությունը: Խոշորացումը կատարվում է կաթիլների կամ բյուրեղիկների իրար միանալու ճանապարհով: Տեղումնագոյացումը առանձնապես արագ է ընթանում խառը ամպի մեջ, ուր գոյություն ունի օդի վերընթաց ինտենսիվ շարժում: Նման ամպի մեջ մանր կաթիլները խտանում են սառցե բյուրեղիկների շուրջը՝ խոշորանում ու թափվում: Եթե օդի վերընթաց շարժումները թույլ են, այդ դեպքում կարող են թափվել և մանր կաթիլները՝ առաջացնելով մանրամաղ անձրև: Անձրևի կաթիլները ունենում են 0,05-ից մինչև 7 մմ տրամագիծ (միջինը 1,5 մմ): Սակայն օդի վերընթաց հոսանքների դեպքում Երկրի մակերևույթ են հասնում միայն 2 մմ-ից ավելի տրամագիծ ունեցող կաթիլները: Նշենք նաև, որ անձրևի կաթիլների ջերմաստիճանը միշտ ավելի ցածր է օդի ջերմաստիճանից: Պարզված է, որ մթնոլորտային տեղումները թափվում են այն ամպերից, որոնց ուղղաձիգ հզորությունը անցնում է 3 կմ-ից, իսկ ջրապարունակությունը՝ ոչ պակաս 1 գ խոր. մ-ից: Առատ տեղումներ առաջացնող ամպի մեջ ջրապարունակությունը կազմում է մոտ 4 գ խոր. մ:

Մթնոլորտային տեղումների հիմնական տեսակներն են անձրևը, ձյունը, կարկուտը և մանրակարկուտը:

Անձրևը տեղումներից ամենատարածված, և հայտնի տեսակն է: Առաջանում է տարվա տաք սեզոնում: Ամպի մեջ նախ առաջանում են ջրի մանր կաթիլները, ընդ որում ինչքան օդազուլերը (խտացման միջուկներ) շատ լինեն, այնքան կաթիլագոյացումը արագ է ընթանում, այնուհետև կաթիլներն իրար միանալով խոշորանում են ու թափվում:

Ձյունը մթնոլորտային պինդ տեղումներից է, առաջանում է օդի 0°-ից ցածր ջերմաստիճանի պայմաններում, ջրային գոլորշիների սուբլիմացիայից և առաջացած սառցաբյուրեղիկների հետագա խոշորացումից: Ձոր ձյունը թափվում է վեցանկյունի կանոնավոր փաթիլների տեսով: Աշխարհագրական բարձր լայնություններում և բարեխառն գոտու ցամաքներում այն ծմռանը կուտակվելով առաջացնում է ձյան ծածկույթ, որը կարևոր դեր ունի աշխարհագրական թաղանթում: Որպես վատ ջերմահաղորդիչ ձյան ծածկույթը պաշտպանում է հողը սառչելուց, հետևապես և աշնանացան մշակաբույսերը՝ ցրտահարվելուց:

Կարկուտը թափվում է հզոր կույտանձրևաբեր ամպերից տարվա տաք սեզոնում: Գոյանում է օդի վերընթաց հզոր հոսանքների ազդեցությամբ, 4-6 կմ բարձրություններում, օդի -10°-ից -15° ջերմաստիճանի պայմաններում: Նախ առաջանում են մանր գնդիկներ, որոնք արագորեն ծածկվում են սառը կաթիլների քողով և խոշորանում: Բազմիցս ենթարկվելով վերընթաց ու վայրընթաց տեղաշարժերի, կարկտահատիկը պատվում է նորանոր կաթիլներով և հասնելով մեծ չափերի, հաղթահարվում է օդի վերընթաց հոսքերի դիմադրությունը թափվում ցած: Կարկտահատիկը ունի միջուկ, որը պատված է մի քանի թափանցիկ ու ողորկ և անթափանցիկ ու անհարթ թաղանթներով: Թաղանթների թիվը ցույց է տալիս, թե կարկտահատիկը քանի անգամ է բարձրացել և իջել մթնոլորտում («պարել»): Դա լավ երևում է կարկտահատիկի լայնական կտրվածքի վրա: Ամենից հաճախ թափվում են 6-20 մմ տրամագիծ ունեցող կարկտահատիկներ, բայց երբեմն լինում են խոշոր կարկտահատիկներ, որոնց քաշը կարող է հասնել՝ 200-300 գ: Այդպիսի կարկուտը ոչնչացնում է մշակաբույսերը, ջարդում ծառերը, կոտորում դաշտերում արածող մանր եղջրավոր անասուններին: Այդ վտանգավոր երևույթը կոչվում է **կարկտահարություն**, որից պաշտպանվելու համար այժմ կիրառվում են տարբեր մեթոդներ: Իդեալ կարկտահարությամբ հայտնի են բարեխառն և մերձարևադարձային, իսկ առավել ինտենսիվությամբ

արևադարձային՝ լայնությունները: Բևեռային շրջաններում, ուր օդի ինտենսիվ վերընթաց շարժումներ չեն լինում, կարկուտ չի տեղում:

Ըստ ինտենսիվության և տևողության տարբերում են հորդառատ, տեղատարափ և մանրամաղ տեղումներ:

1. **Հորդառատ** տեղումներ, թափվում են կույտաանձրևաբեր ամպերից, սկսվում և վերջանում են հանկարծակի, արագ և շատ ինտենսիվ են:

2. **Տեղատարափ** տեղումներ թափվում են ճակատային՝ շերտա-անձրևաբեր, բարձր-շերտավոր ամպերից, կարճատև են, միջին ինտենսիվությամբ և ընդգրկում են մեծ տարածք:

3. **Մանրամաղ** տեղումներ, թափվում են շերտավոր և շերտա-կույտավոր ամպերից, երկարատև են, թույլ ինտենսիվությամբ, բայց ընդգրկում են մեծ տարածք:

Տեղումների օրական և տարեկան ընթացքը:

Տեղումների օրական ընթացքը համընկնում է ամպամածության օրական ընթացքին: Առանձնացնում են տեղումների օրական ընթացքի երկու տիպ՝ ցամաքային և ծովային (ափնյա):

Ցամաքային տիպն ունի երկու առավելագույն՝ դիտվում է առավոտյան և հետկեսօրյա ժամերին, և երկու նվազագույն՝ գիշերը և կեսօրից առաջ: Ծովային տիպն ունի մեկ առավելագույն, որը լինում է գիշերը և մեկ նվազագույն՝ ցերեկը:

Տեղումների տարեկան ընթացքը աշխարհագրական տարբեր լայնություններում, տարբեր զոնաներում և նույն զոնայի տարբեր մասերում տարբեր է:

Հասարակածային լայնություններում թեև տեղումներ լինում են տարվա բոլոր ամիսներին, սակայն առանձնացվում են տեղումների երկու առավելագույն (համընկնում են Արեգակի զենիթային դիրքերին) և երկու նվազագույն (արևակայության ժամանակ) ցուցանիշներ:

Մերձհասարակածային լայնություններում դիտվում է տեղումների մեկ առավելագույն սեզոն (ամռանը), երբ ներթափանցում է հասարակածային օդը և մեկ նվազագույն՝ ձմռանը, արևադարձային օդի ներթափանցման ժամանակ: Այս լայնություններում դա առանձնապես լավ է արտահայտված Սուդանում, Հինդուստան և Հնդկաչին թերակղզիներում, Հյուսիսային Ավստրալիայում:

Արևադարձներում հատկապես ներքին շրջաններում օրինակ, Ասուանում 5 տարվա ընթացքում թափվել է ընդամենը մի քանի կաթիլ, իսկ Ատակամայում որոշ տարիներին՝ ոչ մի կաթիլ: Սակայն արևադարձային լայնությունների ցամաքների արևելյան ծովահայաց շրջաններում, ծովային տաք հոսանքների և նրանց վրայով ցամաք հասնող պասսատների շնորհիվ մեծ քանակությամբ տեղումներ են ստացվում:

Մերձարևադարձներում տեղումնալից է ձմեռը՝ բարեխառն գոտու օդի ներթափանցումից, չոր է ամռանը՝ արևադարձային օդի ներթափանցումից:

Այս գոտու ցամաքների արևելյան շրջաններում՝ ամառային մուսսոնների հետ կապված, տեղումների առավելագույնը ամռանն է:

Բարեխառն գոտիներում տեղումների տարեկան ռեժիմը օվկիանոսներում, մայրցամաքների ներքին շրջաններում և ափնյա շրջաններում տարբեր է:

Օվկիանոսների վրա առավելագույնը ձմռանն է, մայրցամաքների վրա և ափերին հիմնականում՝ ամռանն է:

Բևեռային շրջաններում տեղումների հիմնական մասը նույնպես թափվում է ամռանը, կապված գոլորշացման ակտիվացման հետ:

Իզոգիետների³⁹ քարտեզ: Աշխարհագրական թաղանթում մթնոլորտային տեղումների բաշխման վերաբերյալ պարզ պատկերացում տալիս է իզոգիետների քարտեզը:

Այդ քարտեզներից երևում է, որ տեղումների առավելագույն քանակություն ստանում են հասարակածային լայնությունները՝ միջինը 2000–3000 մմ, Խաղաղ օվկիանոսի կղզիներում մինչև 4000–5000 մմ, իսկ լեռների հողմահայաց(ծովահայաց) լանջերին տեղումների տարեկան քանակը հասնում է 10000 մմ: Տեղումների մման առատությունը այս գոտում բացատրվում է ամբողջ տարին տեղի ունեցող խոնավ օդի ինտենսիվ կոնվեկցիայով:

Հասարակածից հյուսիս և հարավ տեղումների քանակը նվազում է, 25–35°-ի լայնություններում արևադարձային գոտում, ուր գերիշխողը օդի վայրընթաց շարժումն է տեղումների քանակը հասնում է նվազագույնի, տարեկան միջինը 500 մմ-ից ոչ ավելի և ինչպես վերևում նշեցինք, որ այս գոտու ներքին շրջաններում և արևմտյան ծովափերին երբեմն տարիներով անձրև չի լինում, սակայն նույն գոտում ցամաքների արևելյան ծովափնյա շրջաններում ծովային տաք հոսանքների և դրանց վրայով անցնող պասսատների շնորհիվ թափվում են առատ տեղումներ՝ 1500-2000 մմ:

Բարեխառն լայնություններում տեղումների քանակը նորից ավելանում է, տարեկան միջինը մինչև 800 մմ, ներքին շրջաններում՝ 300–400, ավելի չոր շրջաններում նույնիսկ 150–200 մմ: առավել առատ տեղումներ այս գոտում թափվում են օվկիանոսների ափերին (մինչև 1000 մմ):

Բարձր լայնություններում օդի ցածր ջերմաստիճանի և դրա հետ կապված, օդի քիչ խոնավա-պարունակության պայմաններում տեղումների տարեկան քանակը խիստ պակասում է:

³⁹ Իզոգիետներ-քարտեզի վրա հավասար տեղումներ ստացող վայրերը միացնող գծեր:

Երկրագնդի վրա տեղումների տարեկան միջինի առավելագույնը դիտվում է Հնդկաստանում, Հիմալայան լեռների հարավահայաց լանջերին՝ Չերափունջի բնակավայրում և կազմում է մոտավորապես 12000–13000 մմ, առավելագույնը 23000 մմ, նույնիսկ նվազագույնը այդտեղ 7000 մմ-ից ավելին է: Տեղումների տարեկան քանակի նվազագույնը դիտվում է Նեղոսի հովտում՝ Ասուանում: Այստեղ տարվա ընթացքում թափվել է ընդամենը 10 մմ տեղում: Մեր հանրապետության տարածքում առավելագույն տեղումներ գրանցվել է «Արագած» բարձր-լեռնային օդերևութաբանական կայանում կազմել է 1065 մմ, նվազագույնը՝ Երասխավանում՝ 215 մմ:

Տեղումների տարեկան ընդհանուր քանակը Երկրի մակերևութին առաջացնում է մոտավորապես 1000 մմ բարձրության համատարած շերտ, որը և ակտիվորեն մասնակցում է աշխարհագրական թաղանթում տեղի ունեցող բազմաբնույթ պրոցեսներին:

Տարեկան Երկրի վրա թափվում է մոտավորապես 577 հազ. խոր.կմ տեղումներ: Դրա մոտավորապես 50%-ը թափվում է հասարակածի երկու կողմերում՝ հս. և հվ. 20⁰ լայնությունների միջև: Բևեռային շրջաններին բաժին է ընկնում թափվող տեղումների ընդամենը 4%-ը: Աշխարհագրական տարբեր լայնություններում թափվող տեղումների քանակը ցույց է տրված նկ. 45-ում:

Մթնոլորտային խոնավացում: Վերը շարադրվածից հասկանալի եղավ, որ Երկրի մակերևութում անընդհատ տեղի են ունենում երկու հակադիր պրոցեսներ՝ գոլորշացում և տեղումների առաջացում: Որպեսզի պարզենք, թե ինչպիսին է տարածքի խոնավացումը, պետք է իմանալ ոչ միայն գոլորշացման, այլ նաև գոլորշունակության և այդտեղ թափվող տեղումների քանակը:

Միայն գոլորշացման, գոլորշունակության կամ թափվող տեղումների քանակով հնարավոր չէ որոշել տվյալ տարածքի խոնավացման աստիճանը: Տարածքի խոնավացման աստիճանը պարզելու համար գիտության մեջ մտցված է **մթնոլորտի խոնավացման գործակից**⁴⁰ հասկացությունը, որի որոշմամբ հստակ պարզ է դառնում խոնավացման վիճակը:

Խոնավացման գործակիցը՝ (K) տվյալ ժամանակահատվածում թափվող տեղումների քանակի (r) հարաբերությունն է գոլորշունակությանը՝ Q, $K = \frac{r}{Q}$: Սովորաբար այն արտահայտում են տոկոսներով,

բայց կարելի է արտահայտել նաև կոտորակով:

Եթե տեղումների քանակը փոքր է գոլորշունակությունից, այսինքն K-ն փոքր է 1-ից, տարածքի խոնավացումը անբավարար է, եթե K-ն մեծ է 1-ից՝ խոնավացումը ավելցուկային է, իսկ K-ի 1-ի դեպքում խոնավացումը նորմալ է:

Դիտարկումները ցույց են տվել, որ աշխարհագրական թաղանթի այս տարրը նույնպես ունի զոնայական բաշխվածություն, հետևաբար լանշաֆտային տարբեր զոնաներ ունեն խոնավացման գործակցի տարբեր մեծություններ: Այսպես, տունդրայի և տայգայի զոնաներում K-ն մեծ է 1-ից: Հասարակածային մշտադալար անտառների և լայնատերև անտառների զոնաներում K-ն մոտ է 1-ի, անտառատափաստաններում և սավանայում՝ 1-ից քիչ պակաս է, տափաստաններում՝ 0,5–0,6 է, կիսաանապատներում՝ 0,3–0,12, իսկ անապատներում՝ 0,12–0,10: Ինչպես տեղումների քանակը, այնպես էլ գոլորշունակությունը և խոնավացման գործակիցները աշխարհագրական տարբեր լայնություններում տարբեր են: Աշխարհագրական թաղանթում մթնոլորտային տեղումների, գոլորշունակության և խոնավացման գործակցի լայնակի զոնալ բաշխվածությունը ցույց է տրված 45-րդ սխեմայում:

Խոնավացման գործակիցը փոխվում է նաև ըստ վերընթաց լանդշաֆտային գոտիների: Այսպես, մեր հանրապետության տարածքի ցածրադիր մասերում՝ կիսաանապատներում և չոր տափաստաններում, որոնք երկրագործական հիմնական շրջաններն են, խոնավացման գործակիցը 0,25–0,30 է, միջին բարձրություններում այն հասնում է 0,3–0,9-ի, միայն բարձր լեռնային լանդշաֆտներում է, որ գործակցի միջին արժեքը 1-ից մեծ է:

Տարածքի խոնավացման աստիճանից ելնելով առանձնացնում են **հումիդ (լատ. humidus–խոնավ, քաղ)**, և **արիդ (լատ. aridus–չոր)** շրջաններ, որտեղ խոնավացումը փոքր է 1-ից, այսինքն անբավարար է: Խոնավացման գործակիցների վերաբերյալ տվյալները որոշակի պատկերացում են տալիս երկրագնդի ցանկացած կլիմայական գոտու և նրա մարզերի խոնավացման պայմանների մասին և պրակտիկ կյանքում՝ մասնավորապես երկրագործության բնագավառում լայն կիրառություն են գտել: Խոնավացման գործակցի հաշվառման հիման վրա որոշում են այս կամ այն մշակաբույսի աճման և զարգացման համար անհրաժեշտ ջրի քանակը և ակնկալվող բերքի քանակը:

Տարածքի խոնավացման պայմանների վերաբերյալ որոշակի պատկերացում է տալիս նաև Մ.Ի. Բուդիկոյի և Ա.Ա. Գրիգորևի (1956) կողմից մշակված **չորության ճառագայթային գործակիցը**: Դրա ֆիզիկական էությունը մոտ է խոնավացման գործակցին և չորության ճառագայթային գործակցի արժեքները ըստ լանդշաֆտային զոնաների և վերընթաց գոտիների փոխվում են՝ համընկնելով դրանց տարածման սահմաններին:

Չորության ճառագայթային գործակիցը տարեկան ճառագայթային հաշվեկշռի հարաբերությունն է ջերմության այն քանակին, որն անհրաժեշտ է տարվա ընթացքում այս կամ այն տարածքում թափվող

⁴⁰ Այս ցուցանիշը առաջին անգամ գործածության մեջ մտցրել են Գ.Ն Վիսոցկին և Ն.Ն. Իվանովը 1948թ. և կոչվում է այդ հեղինակների անունով:

տեղումների գոլորշացման համար: Այն հաշվում են $K = \frac{R}{Lr}$ բանաձևով, որտեղ՝ K-ն չորության ճառագայթային գործակիցն է, R-ը ճառագայթային հաշվեկշիռը, այլ կերպ՝ մնացորդային ջերմությունը, L-ը գոլորշացման թաքնված ջերմությունը, r-ը տեղումների քանակը:

Չորության ճառագայթային գործակիցը ցույց է տալիս, թե մնացորդային ջերմությունից որքան է ծախսվում գոլորշացման վրա: Եթե ջերմություն ավելի քիչ է ստացվում, քան պահանջվում է թափված տեղումները գոլորշացնելու համար, ուրեմն խոնավացումը կլինի բարձր, տարածքը կլինի հումիդ (խոնավ) և հակառակը, եթե շատ ջերմություն է ստացվում, իսկ տեղումները քիչ են, ուրեմն ջերմության մի մասը մնում է չի ծախսվում գոլորշացման վրա, հետևաբար տարածքը կլինի տաք ու չոր:

Հաստատված է, որ չորության ճառագայթային գործակիցը նույնպես զոնալ բաշխվածություն ունի: Երկրագնդի խոնավ շրջաններում (տունդրա, տայգա) այն 1-ից փոքր է, հասարակածային և բարեխառն գոտու լայնատերև անտառներում մոտ է 1-ի, իսկ չոր շրջաններում (կիսանապատներ, չոր տափաստաններ, տափաստաններ) 1-ից մեծ է (2-3), իսկ անապատներում՝ 3-4 ⁴¹: Դա նշանակում է անապատներում ջերմություն 3-4 անգամ ավելի շատ է ստացվում, քան պահանջվում է տարվա ընթացքում այդտեղ թափված աննշան քանակությամբ տեղումները գոլորշացնելու համար:

⁴¹ R/Lr-ը Սահարայի ներքին շրջաններում հասնում է 20-ի:

ԵՐԿՐՈՐԴ ՄԱՍ

ԵՂԱՆԱԿ
ԵՎ
ԿԼԻՄԱ

«Եղանակ և կլիմա» հասկացությունները օդերևութաբանության առավել գործածվող և հիմնական հասկացություններից են: Դրանք իրար հետ սերտ կապված են և բնորոշում են մթնոլորտի վիճակը: Եղանակը մթնոլորտի ստորին (երկրամերձ) շերտի վիճակն է տվյալ վայրում, տվյալ պահին, իսկ կլիման բնորոշում է մթնոլորտի վիճակը ավելի ընդարձակ տարածքների համար, ավելի երկարատև ժամանակահատվածում (տարվա սեզոն, տարի, տարիներ): Կլիմայի վերաբերյալ պատկերացումները ստացվում են եղանակի բազմամյա դիտարկումների հիման վրա, որը միաժամանակ հնարավորություն է տալիս պարզել եղանակի փոփոխման օրինաչափությունները, այն է եղանակի վարքը (ռեժիմը):

Այնպես որ, եղանակը և կլիման փոխկապված են, և կլիման ճանաչվում, ընկալվում է եղանակի բազմամյա կրկնություններից:

Ե Ղ Ա Ն Ա Կ

Ընդունված է **եղանակ անվանել ներքնոլորտի ստորին շերտերի վիճակը տվյալ վայրում, տվյալ պահին**: Այն պայմանավորված է մթնոլորտի, տիեզերքի և Երկրի մակերևույթի միջև տեղի ունեցող ֆիզիկական երևույթների փոխազդեցությամբ և բնութագրվում է օդի օդերևութաբանական տարրերի ամբողջական կոմպլեքսով: Ընդ որում, օդերևութաբանական տարրերի կոմպլեքսի յուրաքանչյուր տարր սերտ կապված է մյուսների հետ, և եթե դրանցից մեկը փոխվի, կփոխվեն նաև եղանակաստեղծ մյուս տարրերը, հետևապես նաև եղանակը:

Երկրագնդի տարբեր վայրերի եղանակները բնութագրվում են օդերևութաբանական տարրերի ու երևույթների ամբողջական համալիրով: Այն ընդգրկում է արեգակնային ճառագայթումը, արևափայլքի տևողությունը, օդի ջերմաստիճանը, խոնավությունը, ճնշումը, քամիները, ամպամածությունը, մթնոլորտային տարբեր տեղումները, երևույթները՝ ամպրոպ, բլեռափայլ, ծիածան և այլն: Ահա այս նկատառումով եղանակները բնութագրելիս հաշվի են առնում ոչ թե օդերևութաբանական այս կամ այն տարրը կամ երևույթը, այլ ամբողջ կոմպլեքսը, թեև օդերևութաբանական առանձին տարրեր կարող են առավել կարևոր դեր ունենալ եղանակի տվյալ համալիրում:

Եղանակների ձևավորման գործում առանձնապես կարևոր է ջերմության դերն ու նշանակությունը: Այս առումով առանձնացվում են օրվա եղանակների կոմպլեքսային մի շարք տիպեր, որոնք միավորվում են երեք մեծ խմբի մեջ՝ սառնամանիքային, 0°-ից անցնող և ամսառնամանիքային⁴²:

1. **Սառնամանիքային եղանակներ**: Բնորոշ են նրանով, որ ամբողջ տարվա ընթացքում ջերմաստիճանը 0°-ից ցածր է, նույնիսկ առավելագույն ցուցանիշները բացասական են: Այս խմբի եղանակները ձևավորվում են երկրագնդի բացասական ճառագայթային հաշվեկշիռ ունեցող տարածաշրջաններում, հատկապես մթնոլորտային թերմիկ ծագման բարձր ճնշման դաշտում՝ անտիցիկլոնների պայմաններում:

2. **0°-ից անցնող եղանակներ**: Բնորոշ են այն, որ եթե օրական միջին ջերմաստիճանը դրական է, ապա նվազագույնը բացասական է, իսկ եթե օրական միջին ջերմաստիճանը բացասական է, առավելագույնը դրական է:

Այդպիսի եղանակներ սովորաբար դիտվում են տարվա անցումային սեզոններին:

3. **Ամսառնամանիք եղանակներ**: Օդի ջերմաստիճանը միշտ դրական է, 0°-ից բարձր, ընդ որում ոչ միայն օրական միջինն է բարձր, այլև նվազագույնը: Նման եղանակները բնորոշ են երկրագնդի ճառագայթային դրական հաշվեկշիռ ունեցող տարածաշրջաններին:

Եղանակները դասակարգում են նաև ըստ ծագման (գենեզիսի): Այս դեպքում հարկ է լինում պարզել, թե եղանակի ձևավորման մեջ մթնոլորտային ինչպիսի պրոցեսներ են գերիշխում: Այս իմաստով առանձնացնում են **ճակատային, ներգանգվածային** (նույն օդային զանգվածից առաջացող), **ցիկլոնային և անտիցիկլոնային** եղանակներ:

Ճակատային եղանակներ: Ձևավորվում են մթնոլորտային ճակատներում տաք օդի վերընթաց շարժումից, որն ուղեկցվում է ամպագոյացմամբ, տեղումներով և քամիներով: Ընդ որում, ճակատի բնույթից կախված տարբերում են տաք և սառը ճակատի եղանակներ: Տաք ճակատին բնորոշ են շերտավոր ամպերը, համատարափ տեղումները և թույլ քամին, իսկ սառը ճակատային՝ կույտաանձրևաբեր ամպերը, հորդառատ կարճատև տեղումները և պոռթկումներով քամիները:

Ներգանգվածային եղանակներ: Առաջանում են նույն օդային զանգվածում, ստորադիր մակերևույթից օդի տաքացման կամ սառեցման պայմաններում: Տաքացումից օդը թեթևանում ջերմաստիճանը բարձրանում է, դիտվում է կոնվեկցիա, առաջանում են կույտավոր ամպեր, կարճատև տեղումներ: Սառեցման դեպքում՝ օդի ջերմաստիճանը նվազում է, կոնվեկցիան դադարում է, սառը օդը կուտակվելով՝ ջերմաստիճանի շրջադասության (ինվերսիայի) պատճառ է դառնում:

Ցիկլոնային եղանակներ: Այսպիսի եղանակները առանձնապես բնորոշ են բարեխառն գոտու համար, ուր մթնոլորտի ցիկլոնա-անտիցիկլոնային շրջանառությունը շատ ցայտուն է

⁴² Դասակարգումը կատարելիս հաշվի են առել մարդու օրգանիզմի և տնտեսական գործունեության վրա եղանակի ազդեցությանը:

արտահայտված: Նման եղանակների ժամանակ մթնոլորտային ճնշումը նվազում է, ձևավորվում են տաք ճակատի ամպեր նախ առաջանում են արագ շարժվող փետրավոր ամպեր, ապա դրանց աստիճանաբար փոխարինում են փետրա-շերտավոր, ապա շերտաանձրևաբեր և կուտաանձրևաբեր ամպերը: Ցիկլոնի սկզբնամասում առաջանում են համատարափ, իսկ թիկունքային մասում՝ հորդառատ տեղումներ: Ցիկլոնի անցման ժամանակ փչում են ուղղությունը հաճախակի փոխող զգալի ուժի քամիներ:

Գարնանը և աշնանը ցիկլոնային, ինչպես և ճակատային եղանակներ հաստատվում են նաև մեր հանրապետության տարածքում, որոնց հետ էլ կապված են նշված սեզոնների (հատկապես գարնանա-յին) առատ տեղումներ:

Անտիցիկլոնային եղանակներ: Ի տարբերություն ցիկլոնի՝ անտիցիկլոնում օդի շարժումը վայրընթաց է, ջերմաստիճանային ինվերսիաներով յուրահատուկ: Այդ պատճառով էլ անտիցիկլոնը առաջանում է պարզ կա ու չոր, ամռանը՝ շոգ, ձմռանը՝ սառնամանիքային եղանակները: Նման եղանակների ժամանակ քամու արագությունը հասնում է նվազագույնի (հատկապես անտիցիկլոնի կենտրոնում):

Անտիցիկլոնային եղանակները ձմռանը և ամռանը բնորոշ են նաև մեր հանրապետությանը, մասնավորապես՝ տարվա ցուրտ կեսին երբ Հայաստանի Հանրապետության տարածքը գտնվում է Ասիական և Կարսի անտիցիկլոնների ազդեցության ոլորտում և ամռանը, երբ արևադարձային բարձր ճնշման գոտուց չոր ու տաք օդային զանգվածները ներթափանցում են հանրապետության տարածք:

Եղանակների նկարագրված խմբերը աշխարհագրական թաղանթի տարբեր տարածաշրջաններում ունեն յուրովի դրսևորումներ և օրվա ու տարվա ընթացքում փոփոխվում են: Բարեխառն լայնություններում, ուր դիտվում է տարվա սեզոնների կտրուկ հերթափոխություն և ցիկլոնա-անտիցիկլոնային շրջանառություն եղանակի փոփոխությունները շատ կտրուկ են, ակնհայտ, իսկ, օրինակ, հասարակածային լայնություններում եթե եղանակի տարեկան փոփոխությունները աննշան են, ապա օրականը՝ շատ ցայտուն: Այդտեղ ցերեկը տեղի է ունենում խոնավ օդի վեր բարձրացում (կոնվեկցիա), ամպագոյացում, առատ տեղումներ, իսկ գիշերները՝ պարզ կա են, անհողմ ու տոթ:

Ամփոփելով ընդգծենք, որ աշխարհագրական տարբեր լայնություններում եղանակային պայմանների տարբերությունները և դրանց փոփոխման ինտենսիվությունը սերտ կապված են տվյալ տարածքի ջերմային իրավիճակի (ճառագայթային հաշվեկշռի) և մթնոլորտի շրջանառության հետ:

Եղանակի դիտարկումներ: Եղանակի կանխատեսում:

Ինչպես արդեն նշել ենք, եղանակը շատ կարևոր դեր ունի մարդու կյանքում, նրա տնտեսական գործունեության բոլոր բնագավառներում: Ուստի եղանակի ուսումնասիրությունը, նրա տարրերի և երևույթների վերաբերյալ տվյալների իմացությունը ունեն ոչ միայն ճանաչողական, այլ նաև կիրառական մեծ նշանակություն: Եղանակը ուսումնասիրելու համար մարդիկ կատարում են եղանակի դիտարկումներ, այն է տասնյակ տարիների ընթացքում ամեն օր, օրական մի քանի անգամ (սովորաբար 8 անգամ) օդերևութաբանակն կայաններում չափում են օդի ջերմաստիճանը, ճնշումը, խոնավությունը, քամու ուղղությունը, ամպամածությունը և այլն և դրանց հիման վրա պարզում տվյալ տարածքին բնորոշ եղանակները:

Եղանակի բազմամյա դիտարկումների հիման վրա մարդիկ կարողանում են նաև կանխատեսել եղանակը: Եղանակի կանխատեսման հարցերով զբաղվում է օդերևութաբանության բաղկացուցիչ մաս կազմող սինոպտիկ օդերևութաբանությունը⁴³:

Պրակտիկ փորձը ցույց է տվել, որ եղանակը հմարավոր է կանխատեսել միայն օդերևութաբանակն կայանների լայն ցանցի միջոցով, կանոնավոր կերպով կատարվող միաժամանակյա դիտարկումների հիման վրա: Եղանակի կանխատեսմամբ զբաղվում են հատուկ հիմնարկներ, որոնք **կոչվում են եղանակի ծառայության կազմակերպություններ**: Այդպիսի կան աշխարհի գրեթե բոլոր երկրներում, այդ թվում մեր հանրապետությունում և կոչվում է **ջրաօդերևութաբանական վարչություն**:

Երկրագնդի տարբեր շրջանների եղանակի կանխատեսման հարցերով զբաղվում են ցամաքներում տեղադրված 10 հազարից ավելի սինոպտիկ կայաններ, որոնք ամեն օր Գրինվիչի ժամանակով երեք ժամը մեկ (00,03,06 և այլն) կատարում են օդերևութաբանական դիտարկումներ և կողավորված թվային հեռագրերով հաղորդում աշխարհում գործող սինոպտիկ կենտրոններին: Մթնոլորտի վիճակի վերաբերյալ տեղեկություններ հաղորդվում են նաև նավերի, ինքնաթիռների, տիեզերանավերի, օդերևութաբանական արբանյակների հրթիռների վրա տեղադրված օդերևութաբանական սարքերից: Ստացված հսկայական տվյալները սինոպտիկ կենտրոններում մշակվում են էլեկտրոնային հաշվիչ մեքենաներով, կազմվում են մթնոլորտային ճնշման դաշտի քարտեզներ և հեռուստատիպով հաղորդվում են հետաքրքրվող կազմակերպություններին: Այդ քարտեզների օգնությամբ տեղերում սինոպտիկ ծառայության հիմնարկները (մեզ մոտ ջրաօդերևութաբանակն վարչություն) կազմում են սինոպտիկ քարտեզներ որոնք և հիմք են հանդիսանում տվյալ տարածքի եղանակը կանխատեսելու համար:

Եղանակը կանխատեսել նշանակում է նախօրոք իմանալ, թե ինչպիսի եղանակ է սպասվում:

⁴³ Synoptikos (հուն.) – նշանակում է համատեղ դիտարկել բոլորը միասին վերլուծել:

եղանակի կանխատեսումը բավականին բարդ է, քանի որ եղանակի ձևավորմանը մասնակցում են ժամանակի և տարածության մեջ անընդհատ փոփոխվող ու զարգացող եղանակաստեղծ բազմաթիվ գործոններ ու պրոցեսներ: Եվ միանգամայն հասկանալի է, որ հուսալի են և արդարացնում են հատկապես այն կանխատեսումները, որոնք կատարվում են մթնոլորտում դանդաղ ընթացող երևույթների հիման վրա:

Կատարվում են կարճաժամկետ (մի քանի ժամից մինչև 1-3 օրվա համար) և երկարաժամկետ կանխատեսումներ (օրերի, ամիսների և նույնիսկ սեզոնի համար): Իհարկե, ավելի ճիշտ լինում են կարճաժամկետ կանխատեսումները (արդարացվում են մինչև 80%-ով): Մեծ ճշգրտությամբ բնորոշ են օդազնաքայան, մավազնաքայան, գյուղատնտեսության համար կատարված կանխատեսումները: Երկարաժամկետ կանխատեսումները մեծ ճշտություն չունեն և արդարացվում են 60-70%-ով: Սակայն գնալով կանխատեսումների հուսալիությունը բարձրանում է և դա շնորհիվ այն բանի, որ այժմ ամբողջ աշխարհում այդ նպատակով կատարվում են մեծ ծախսեր, ներդրվում են տեխնիկական ճշգրիտ սարքեր և կատարաբեկ գործվում են կանխատեսման մեթոդները:

Այս առումով առանձնակի նշանակություն ունեցան երկրի արհեստական արբանյակները, որոնք հնարավոր դարձրին անընդհատ տեղեկություններ ստանալ երկրագնդի տարբեր տարածաշրջանների եղանակների և եղանակաստեղծ պայմանների վերաբերյալ:

Արբանյակները պտտվելով երկրագնդի շուրջը կարողանում են «տեսնել» երկիրը տարբեր կողմերից «զգալ» մթնոլորտի վիճակը և հեռուստասարքերի միջոցով այդ տեղեկությունները հաղորդել երկրի վրա գործող օդերևութաբանական ծառայության հիմնարկներին: Մթնոլորտի վիճակի վերաբերյալ ստացված տեղեկությունները մշակվում են էլեկտրոնային հաշվիչ մեքենաների միջոցով և օգտագործվում եղանակի կանխատեսման համար:

Եղանակի կանխատեսման մեթոդների կատարելագործման նպատակով այսօր համագործակցում են աշխարհի տարբեր երկրների գիտնականները և դրա շնորհիվ եղանակի կանխատեսման բնագավառում նրանք հասել են գիտական որոշակի հաջողությունների: Այդ աշխատանքները ղեկավարում է Զամաշխարհային օդերևութաբանական կազմակերպությունը և նրա կազմում գործող եղանակի Զամաշխարհային ծառայությունը՝ Մեթեոլոն, Վաշինգտոն և Մոսկվա ջրաօդերևութաբանական կենտրոններով: Նշված կենտրոնները օրական մի քանի անգամ աշխարհի տարբեր տարածաշրջաններից կողմավորված թվային հեռագրերով տեղեկություններ են ստանում մթնոլորտի վիճակի վերաբերյալ, դրանց հիման վրա կազմում են եղանակի քարտեզներ և հեռահաղորդում տարբեր երկրներ: Տեղերում այդ քարտեզների օգնությամբ կանխատեսում են սպասվելիք եղանակը և ռադիոյով, հեռուստատեսությամբ և օրաթերթերով հաղորդում բնակչությանը: Մարդիկ իմանալով, թե ինչպիսի եղանակ է լինելու վաղը կամ առաջիկա օրերին, որոշում են իրենց անելիքները:

Հարկ է նշել, որ եղանակի կանխատեսումները սովորաբար տրվում են բավականին մեծ տարածքի համար: Սակայն պրակտիկ կյանքում անհրաժեշտ է լինում իմանալ, թե ինչպիսին կլինի եղանակը որոշակի վայրում, կոնկրետ բնակավայրում: Ահա որպեսզի ճշտվեն եղանակի կանխատեսումները առանձին վայրերի համար, դրա համար պետք է օգտվել նաև եղանակի տեղական նշաններից (հատկանիշներից): Իդեալ այդ նշանները քաջ ծանոթ են տեղի բնակչությանը, հատկապես գյուղատնտեսության բնագավառի աշխատողներին: Օրինակ, ամռանը թույլ ամպամած, առանց տեղումների եղանակի պահպանման նշաններն են՝ առավոտյան փչում է թույլ քամի, կեսօրին ուժեղանում է, բայց երեկոյան կողմ մեղմանում, առավոտյան առաջանում են կույտավոր ամպեր, որոնք երեկոյան «հալվում են», գիշերը դաշտերի վրա ցող է նստում, մառախուղ է առաջանում, արևածագի հետ դրանք վերանում են: Նման եղանակներին, լավ արտահայտվում են բրիզները, ծմռանը արևի և լուսնի շուրջ առաջանում են մեծ շրջանով պսակներ, մայրամուտի ժամանակ լինում են կարմրադեղին մթնշաղներ, ծխնելույզներից ծուխը բարձրանում է ուղիղ դեպի վեր և այլն:

Ամպամած, տեղումներով եղանակի հաստատման նշաններն են՝ արևմուտքից արագ տեղաշարժվող ամպերի գոյացում, մռայլ լուսաբացեր և մայրամուտներ, աստղերի առկայծումների ուժեղացում և այլն:

Եղանակի տեղական նշանների իմացությունը, դրանց վերաբերյալ դիտարկումների կատարումը հնարավոր են դարձնում ճանաչել, թե պատճառահետևանքային ինչ կապեր կան բնական երևույթների միջև, հասկանալ, թե ինչ պրոցեսներ են տեղի ունենում մեր շրջապատում: Հիշենք, որ եղանակի ուսումնասիրումը, նրա ճանաչումը միաժամանակ նշանակում է կլիմայի ուսումնասիրում, կլիմայի ճանաչում:

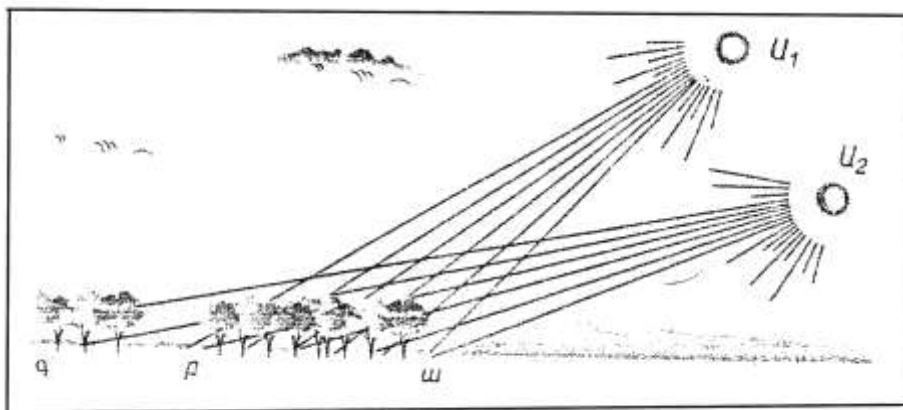
ԿԼԻՄԱ: ԿԼԻՄԱՅԱԳՈՅԱՑՄԱՆ ԳՈՐԾՈՆՆԵՐ ԵՎ ՊՐՈՑԵՍՆԵՐ:

Ի՞նչ է կլիման: *Տվյալ վայրին բնորոշ միանման եղանակների բազմամյա կրկնությունը կոչվում է կլիմա:* «Կլիմա» (հուն. Klimatos-թեքություն) բառը մեզ է հասել հին հույներից և այդ տերմինի տակ հին հույները նկատի են ունեցել հորիզոնական հարթության նկատմամբ Արեգակի ճառագայթների անկման անկյան թեքությունը: Քանի որ այն ժամանակ դեռ չկային օդերևութաբանական գործիքներ և ականդիտական ուսումնասիրություններն էլ սահմանափակ էին, ուստի հիմք ընդունելով Արեգակի

ճառագայթների անկման անկյան մեծությունները հին հույները երկրագունդը բաժանել են կլիմայական պայմաններով իրարից տարբեր ջերմային գոտիների: Նրանք առանձնացրել են **մեկ տաք, երկու բարեխառն և երկու ցուրտ** գոտիներ: Ստացվում է, որ հին հույները կլիմայի բնորոշման և դասակարգման հարցում ունեցել են զուտ աստղագիտական մոտեցում: Հետագայում աշխարհագրական գիտության զարգացմանը զուգընթաց կլիմայի վերաբերյալ հետազոտությունները ցույց տվեցին, որ երկրի մակերևույթի հետ Արեգակի ճառագայթների անկման անկյան հետ միասին կլիմայի ձևավորման վրա ազդում են նաև այլ գործոններ՝ ստորադիր մակերևույթը, տեղի բարձրությունը, օվկիանոսային հոսանքները, լեռնալանջերի դիրքադրությունը և, իհարկե, մարդու տնտեսական գործունեությունը: Այս բոլոր գործոններն էլ որոշակի դեր են կատարում աշխարհագրական թաղանթի տարբեր տարածաշրջանների կլիմաների ձևավորման գործում: Համոզված կարելի է ասել, որ կլիման նշված գործոնների փոխազդեցության արգասիք է: Բնութագրենք կլիմայաստեղծ գործոնները:

Աշխարհագրական լայնությունները և կլիման: Թեև վերը նշված բոլոր կլիմայաստեղծ գործոններն էլ կարևոր են, բայց աշխարհագրական տարբեր վայրերի կլիմայի ձևավորման գլխավոր գործոնը, իհարկե, երկրի գնդաձևության հետ կապված աշխարհագրական տարբեր լայնություններում Արեգակի ճառագայթների անկման անկյան տարբերություններն են, որոնցով և պայմանավորված է ստացվող ջերմության քանակը՝ աշխարհագրական թաղանթում տեղի ունեցող պրոցեսների էներգիայի աղբյուրը (նկ. 33):

Աշխարհագրական ցածր լայնություններում տարվա ընթացքում Արեգակի ճառագայթները երկրի մակերևույթի հետ կազմում են մեծ անկյուն՝ ուղղահայացին մոտիկ, որի շնորհիվ ստացվում են մեծ քանակությամբ ջերմություն, իսկ բարձր լայնություններում ճառագայթների անկման անկյունը փոքր է, և ջերմություն քիչ է ստացվում: Այս երևույթի ֆիզիկական էությունը այն է, որ աշխարհագրական ցածր լայնություններում Արեգակի ճառագայթների փունջը մեծ անկյան տակ ընկնելու դեպքում բերած ջերմությունը հաղորդում է փոքր մակերեսի և ուժեղ տաքացում, իսկ փոքր անկյան տակ ընկնելիս ճառագայթների նույն փնջի էներգիան բաշխվում է մեծ մակերեսի վրա և այն քիչ է տաքանում (նկ.33.):



Նկ.33. Արեգակից ստացվող ջերմության քանակը կախված է աշխարհագրական տարբեր լայնություններում Արեգակի բարձրությունից: Նկարում պատկերված ա-բ և ա-գ մակերեսներից ո՞րն է ուժեղ տաքանում և ինչու:

Արեգակից ստացվող ջերմության անհավասար բաշխվածությունը, ինչպես արդեն նշել ենք, պայմանավորել է ջերմային գոտիների առաջացումը, իսկ ջերմային գոտիները կլիմայի ձևավորման ամենակարևոր նախապայմանն են, դրա կարևոր հիմքը: Ուրեմն՝ ըստ աշխարհագրական լայնության կլիման փոխվում է: Ընդ որում ինչքան տվյալ վայրը հասարակածին մոտ է, այնքան տաք է, ինչքան հեռու, այնքան՝ ցուրտ: Այդ պատճառով էլ հասարակածից բևեռների ուղղությամբ առանձնացնում են մի շարք կլիմայական գոտիներ, որոնց կանոնադրմանը կլիմաները դասակարգելիս:

Տեղի բարձրությունը և կլիման: Նշել ենք, որ ըստ բարձրության օդի ջերմաստիճանը նվազում է: Պարզվում է, որ տեղանքի բարձրության ավելացումից երկրային ճառագայթումը, այլ կերպ՝ էֆեկտիվ ճառագայթումը ուժեղանում է, որի պատճառով էլ ջերմաստիճանը ըստ բարձրության նվազում է: Գիտենք նաև, որ մթնոլորտային տեղումների քանակը մինչև որոշակի բարձրություններ ավելանում է⁴⁴, իսկ մթնոլորտային ճնշումը նվազում: Քանի որ դրանք կլիմայաստեղծ կարևոր տարրեր են, հետևապես ըստ բարձրության կլիման փոխվում է: Նշենք նաև այն, որ բարձր լեռնային շրջաններում մթնոլորտային տեղումները թափվում են ձյան տեսքով և կարճ ամառվա ընթացքում չեն հասցնում հալվել՝ վերածվում են սառցադաշտի, որոնք նույնպես ազդում են կլիմայի ձևավորման վրա: Այս ամենի արդյունքում լեռ-

⁴⁴ Այդ բարձրությունը աշխարհագրական տարբեր լայնություններում գտնվող լեռներում տարբեր է և կախված է օդի հագեցման վիճակից, վերընթաց հոսանքների ինտենսիվությունից և ստորադիր մակերևույթի բնույթից:

ներում ըստ բարձրության փոխվում են կլիմայական պայմանները՝ առաջացնելով կլիմաների **վերընթաց գոտիականություն**:

Կլիմայի վերընթաց գոտիականությունը ցայտուն արտահայտված է Հայաստանի Հանրապետության տարածքում: Այստեղ ըստ բացարձակ բարձրության առանձնացնում են չոր մերձարևադարձային (մինչև 700-1000 մ)¹, չոր, խիստ ցամաքային (մինչև 1000-1200 մ), չոր ցամաքային (մինչև 1400-1500 մ), չափավոր ցամաքային (մինչև 1000-1800 մ), չափավոր շոգ (հանրապետության հյուսիսարևելյան և հարավարևելյան շրջաններում մինչև 900-1300 մ), բարեխառն լեռնային (մինչև 2400-2500 մ), ցուրտ լեռնային (մինչև 2500-3700 մ) և խիստ ցուրտ լեռնային (3500-3700 մ-ից բարձր) կլիմայական գոտիներ:

Այս գոտիներից յուրաքանչյուրը բնութագրվում է ջրաջերմային որոշակի պայմաններով, որոնք իրենց կնիքն են դնում ինչպես տարածքի բնատարածքային համալիրների առանձնահատկությունների, այնպես էլ մարդու տնտեսական գործունեության վրա: Այսպես, կլիմայի ցամաքային տիպերում բնորոշը չոր (արիդ) լանդշաֆտներն են՝ կիսաանապատները և չոր տափաստանները, որտեղ զոլորշունակությունը ամենուրեք բարձր է տեղումների քանակից և միայն ոռոգման շնորհիվ է, որ մարդիկ կարողանում են աճեցնել ջերմասեր մշակաբույսեր՝ խաղողի վազ, դեղձենի, ծիրանենի, բանջար-բոստանային մշակաբույսեր: Բարեխառն կլիմայի տիպում տարածվում են լեռնային տափաստաններ և տափաստանացված մարգագետինները, որտեղ խոնավացման գործակիցը ձգտում է 1-ի և գրեթե անջրդի պայմաններում մշակում են հացահատիկ, կարտոֆիլ, կերաբույսեր, իսկ ցածրադիր մասերում՝ որոշ պտղատու ծառեր: 2400-2500 մետրից վեր տիրապետող ստորին ալպյան և ալպյան մարգագետիններն են, ուր երկրագործության համար կլիմայական պայմանները նպաստավոր չեն: Այդ բարձրություններում խոնավացման գործակիցը մեծ է 1-ից, բայց 10⁰-ից բարձր ակտիվ ջերմաստիճանների գումարը փոքր է և նպաստավոր չէ գյուղատնտեսական մշակաբույսերի աճման և զարգացման համար: Այդ տարածքների մարգագետիններն օգտագործվում են որպես խոտհարքներ և արոտավայրեր:

Լեռնալանջերի դիրքադրությունը և կլիման: Լեռնային երկրներում տեղի բացարձակ բարձրությունների հետ մեկտեղ կլիմայի ձևավորման վրա մեծ է լեռնալանջերի դիրքադրության ազդեցությունը: Նախապես նշենք, որ ըստ դիրքադրության առանձնացնում են սոլյար (արևային, արևոտ) և շրջանառական (ցիկլոկլյացիոն) լեռնալանջեր: Հյուսիսային կիսագնդում սոլյար են հիմնականում հարավահայաց լեռնալանջերը: Սոլյար դիրքադրությամբ է պայմանավորված լանջերի ջերմային ռեժիմը: Արևահայաց լանջերը ավելի ուժեղ են տաքանում, զոլորշացումն այդ լանջերին ինտենսիվ է, և դրանք ավելի տաք ու չոր են, քան հյուսիսահայաց ստվերոտ լանջերը:

Շրջանառական դիրքադրությունը ցույց է տալիս լեռնալանջերի դիրքադրությունը տարբեր հատկանիշներով՝ օդային զանգվածների և գերիշխող քամիների նկատմամբ: Հասկանալի է, որ ծովահայաց՝ խոնավաբեր օդային զանգվածների և քամիների դիմաց գտնվող լեռնալանջերը տեղումներ ավելի շատ են ստանում, քան հողմահակառակ լանջերը: Ուրեմն ստացվում է, որ տարբեր դիրքադրության լեռնալանջերին ջրաջերմային պայմանները կլինեն տարբեր, հետևապես կլիման կլինի տարբեր: Այս առումով տիպիկ է Հիմալայան լեռների օրինակը: Այս լեռների հարավահայաց՝ դեպի Հնդկական օվկիանոս ուղղված լնջերը իրենց վրա են կրում Հնդկական օվկիանոսից եկող հարավարևմտյան հասարակածային խոնավ մուսսոնների ազդեցությունը և տարեկան ստանում են միջինը 3000-5000 մմ, իսկ որոշ տեղերում՝ Չերափունջի բնակավայրի շրջակայքում 12000-13000 մմ տեղումներ (որոշ տարիների՝ նույնիսկ 23000 մմ): Նույն լեռների հյուսիսահայաց լանջերն ստանում են ընդամենը 250-300 մմ տեղումներ:

Լեռնալանջերի դիրքադրության հետ կապված կլիմայական պայմանների զգալի տարբերություններ կան նաև մեր հանրապետության տարածքում: Այսպես, արևմուտքից և հյուսիսարևմուտքից հանրապետության տարածք ներթափանցող խոնավաբեր օդային զանգվածների դիմաց գտնվող Վիրահայոց, Բազումի, Փամբակի, Շիրակի լեռների հյուսիսահայաց և արևմտյան դիրքադրության լեռնալանջերը տեղումներ ավելի շատ են ստանում, քան հարավահայաց, ավելի շատ ջերմություն ստացող լանջերը:

Սոլյար և շրջանառական պայմանների տարբերության պատճառով նշված լեռների տարբեր դիրքայնության լանջեր ունեն տարբեր կլիմա: Դրա վառ ապացույցն այն է, որ հյուսիսահայաց լանջերին բնորոշը անտառներն են, իսկ հարավահայաց չոր լանջերին՝ տափաստանները:

Ստորադիր մակերևույթը և կլիման: Ստորադիր մակերևույթը երկրի մակերևույթն է՝ ջրային և ցամաքային տարածքները, հողերը, բուսականությունը, ձյունածածկույթը և սառցադաշտերը: Այն այլ կերպ անվանում են գործունյա մակերևույթ, որը մեծ ազդեցություն ունի աշխարհագրական թաղանթի տարբեր տեղամասերի ճառագայթային և ջերմային հաշվեկշռի, ջերմության և խոնավության շրջապտույտի, մթնոլորտի շրջանառության, հետևապես նաև կլիմայական առանձնահատկությունների ձևավորման վրա:

Ստորադիր մակերևույթի տարրերից կլիմայի ձևավորման վրա առանձնապես մեծ է ջրի և ցամաքի ազդեցությունը:

Ջրի և ցամաքի ազդեցությամբ երկրագնդի աշխարհագրական բոլոր գոտիներում ձևավորվել են իրարից միանգամայն տարբեր կլիմայի երկու տիպ՝ **ծովային** և **ցամաքային**: Ծովային կլիման ձևա-

¹ Հանրապետության հս.արլ. և հվ.արլ. շրջաններում:

վորվում է ծովային (օվկիանոսային) օդի ազդեցությամբ, բնորոշ է ջերմաստիճանների փոքր տատանումով (ամպլիտուդով) և տարվա ընթացքում գրեթե հավասարաչափ բաշխված առատ տեղումներով: Ցամաքային կլիման ձևավորվում է ծովերից և օվկիանոսներից հեռու ցամաքների վրա: Բնորոշվում է ջերմաստիճանի մեծ տատանումով և տարվա ընթացքում անհավասարաչափ բաշխված քիչ տեղումներով:

Ջրի և ցամաքի ազդեցությամբ տարբեր կլիմաների ձևավորումը ամենից առաջ բացատրվում է դրանց ջերմային ռեժիմի տարբերություններով: Ինչպես արդեն նշվել է՝ ջուրն ու ցամաքը իրենց ջերմատարողությամբ, ջերմահաղորդականությամբ, ալբեդոյով և գոլորշունակությամբ խիստ տարբերվում են: Նման տարբերություններն իրենց ազդեցությունն են թողնում օդի օդերևութաբանական տարրերի վրա՝ պայմանավորելով կլիմայի տարբերությունները: Ընդգծելով ջրի և ցամաքի կլիմայաստեղծ դերը՝ միաժամանակ պետք է նշել, որ ջրային և ցամաքային մակերևույթները ներքնապես անհամասեռ են, որն իր հերթին կլիմայի նույն տիպում ներքին տարբերություններ է առաջացնում:

Հայտնի է, որ ցամաքների մակերևույթում կան ռելիեֆի տարբեր ձևեր, հողագուրկ և հողածածկ տարածքներ, տարբեր տիպի բուսածածկույթ ունեցող և բուսազուրկ տեղամասեր և այլն: Օվկիանոսներում և ծովերում կան տաք և սառը հոսանքներ, ծանծաղ և խորը տեղամասեր և այլն: Ահա այդ տարբեր հատկանիշներով տեղամասերը (մակերևույթները) տարբեր նշանակություն ունեն կլիմաների ձևավորման պրոցեսում և առաջացնում են տվյալ կլիմայական տիպի ներքին տարածաշրջանային (ռեգիոնալ) տարբերություններ:

Ջրային աքվատորիաներում կլիմայական պայմանների ներքին տարբերությունների առաջացման գործում առանձնապես մեծ է ծովային հոսանքների ազդեցությունը:

Ծովային հոսանքները և կլիման: Ծովային հոսանքների կլիմայաստեղծ նշանակությունը պարզաբանելուց առաջ նշենք, որ գոյություն ունեն տաք և սառը հոսանքներ: Դրանցից **տաք** կոչվում են այն հոսանքները, որոնց ջրերի ջերմաստիճանը բարձր է շրջապատի ջրերի ջերմաստիճանից, իսկ սառը հոսանքներինը՝ հակառակն է: Ծովային տաք և սառը հոսանքների ազդեցությամբ ձևավորվում են հատկանիշներով իրարից խիստ տարբեր կլիմաներ: Այսպես, ծովային տաք հոսանքների վրա օդը ստորադիր մակերևույթից տաքանալով՝ թեթևանում, դառնում է անկայուն, տեղի է ունենում եռանդուն գոլորշացում, օդի կոնվեկցիա, որոնց հետևանքով ձևավորվում է տեղումներով առատ, մեղմ կլիմա: Առանձնապես ուժեղանում է օդի անկայուն վիճակը ձմռանը, որով և պայմանավորված է տաք հոսանքների ազդեցության ենթակա շրջաններում տեղումների ձմռային առավելագույնը:

Բոլորովին այլ է մթնոլորտի վիճակը ծովային **սառը** հոսանքների վրա: Ստորադիր մակերևույթից պաղելով՝ օդը ծանրանում է, կուտակվում, կոնվեկցիոն երևույթներ չեն զարգանում, չի դիտվում գոլորշացում, օդի շարժումը վայրընթաց է, ստեղծվում են սառը և չոր կլիմայական պայմաններ: Այդ պատճառով էլ ծովային սառը հոսանքների ազդեցությունը շրջաններում ծովափերին առաջացել են անապատներ: Դրա տիպիկ օրինակներ են Հարավային Ամերիկայի արևմտյան ափին Պերուական սառը հոսքի ազդեցությամբ ձևավորված Ատակամա անապատը, Աֆրիկայի հարավարևմուտքում Բենգուելյան սառը հոսքի հետևանքով առաջացած Նամիբ անապատը և այլն: Իհարկե, նշված անապատների առաջացումը հիմնականում պայմանավորված է արևադարձային Հարավխաղաղօվկիանոսյան, Հարավատլանտյան բարձր ճնշման մարզերի ազդեցությամբ, որոնց թևերի տակ ամբողջ տարին գտնվում են նշված շրջանները, իսկ սառը հոսանքներն էլ՝ ավելի են ուժեղացնում կլիմայի չորությունը:

Ի տարբերություն սառը հոսանքների՝ ծովային տաք հոսանքների ազդեցության շրջաններում, մեղմ ու խոնավ կլիմայի պայմաններում տարածվածը անտառային լանդշաֆտներն են: Դրա լավագույն օրինակն է նույն Հարավային Ամերիկայում ցամաքի արևելյան ափին Բրազիլական տաք հոսքի շնորհիվ արևադարձային անտառների տարածումը: Ծովային տաք հոսանքների ազդեցությամբ ձևավորված մեղմ ու խոնավ կլիմայի պայմաններում անտառներ են աճում նաև Աֆրիկայի և Ավստրալիայի արևադարձային լայնությունների արևելյան ծովափնյա շրջաններում, այն դեպքում, երբ այդ մայրցամաքների արևմտյան ծովափերի նույն լայնություններում անապատներ են:

Ծովային տաք հոսանքները աշխարհագրական ցածր լայնություններից շարժվելով բարձր լայնություններ՝ իրենց հետ տանում են մեծ քանակությամբ ջերմություն և մեղմացնում են այդ վայրերի կլիման: Հաստատված է, որ աշխարհագրական ցածր լայնություններից ջերմության աղվեկցիայի 50%-ը տեղի է ունենում ծովային հոսանքների միջոցով, իսկ հակառակ ուղղությամբ տեղաշարժվող սառը հոսանքները ցրտեցնում են շրջապատի կլիման, և այդ պատճառով նույն լայնությունների վրա գտնվող վայրերում ստեղծվում են միանգամայն տարբեր կլիմայական պայմաններ: Օրինակ, Լաբրադոր և Սկոնե (Շվեդիա) թերակղզիները գտնվում են աշխարհագրական նույն լայնությունների վրա: Սկոնեի կլիման Գոլֆստրիմի շարունակությունը հանդիսացող Հյուսիսատլանտյան ծովային տաք հոսանքի ազդեցությամբ այնքան տաք է, որ այդտեղ խաղող է աճում, իսկ Լաբրադորում, համանուն սառը հոսանքի պատճառով համատարած տունդրա է: Նորդկապյան տաք հոսանքի շնորհիվ Մուրմանսկ նավահանգիստը չի սառչում, իսկ նրանից շատ հարավ գտնվող Կասպից ծովի հյուսիսային աքվատորիաները ձմռանը սառչում են:

Ամփոփելով ծովային հոսանքների կլիմայաստեղծ նշանակությունը՝ ընդգծենք մի կարևոր հանգամանք ևս: Ծովային տաք հոսանքների վրա ձևավորվում են մթնոլորտային ցածր ճնշման մարզեր՝

ցիկլոններ, իսկ սառը հոսանքների վրա՝ անտիցիկլոններ, որոնք, ինչպես հայտնի է, միանգամայն տարբեր ազդեցություն ունեն կլիմայի ձևավորման վրա:

Չյան ծածկույթի և սառցադաշտերի ազդեցությունը կլիմայի ձևավորման վրա: Կլիմայի ձևավորման վրա որոշակի ազդեցություն ունեն ձյունածածկույթը և սառցադաշտերը: Դրանց ազդեցությունը կլիմայի ձևավորման վրա պայմանավորված է նրանով, որ երկուսն էլ օժտված են Արեգակի ճառագայթային էներգիայի անդրադարձման բարձր հատկությամբ, այն է՝ մեծ ալբեդոյով (մինչև 90 տոկոս), որը կլիմայաստեղծ կարևոր գործոնն է: Հաշված է, որ եթե սառցադաշտերը ծածկեն Երկրի ամբողջ մակերևույթը, ապա օդի երկրամերձ շերտի միջին ջերմաստիճանը 100°-ով ավելի ցածր կլիներ, քան ներկայումս է (այժմ այն կազմում է +15°): Նկատի ունենալով, որ սառցածածկ և մշտական ձյունածածկ տարածությունները ընդգրկում են մոլորակի բևեռային շրջանները, հետևապես պարզ է, որ դրանց ազդեցությունն առանձնապես մեծ է այդ շրջանների կլիմայի ձևավորման վրա: Մշտական ձյունածածկ և սառցածածկ տարածքները այժմ կազմում են մոտավորապես 16 մլն. քառ.կմ (Երկրի մակերևույթի 11%-ը), որից 13,9 մլն.քառ.կմ բաժին է ընկնում Անտարկտիդային, 1,7 մլն.քառ.կմ՝ Գրենլանդիային:

Նկատի ունենալով այդ երկու խոշոր մարզերի ցրտեցնող ազդեցությունը կլիմայի վրա՝ դրանք անվանում են կլիմայի «սառնարաններ»:

Մարդը և կլիման: Կլիմայի ձևավորման պրոցեսում բնական գործոնների հետ միասին զգալի է մարդու դերը: Սակայն մինչև վերջին ժամանակները մարդու ազդեցությունը եղել է աննշան և արտահայտվել է մթնոլորտի միայն երկրամերձ շերտի վրա, այսինքն՝ ունեցել է միկրոկլիմայական բնույթ: Նման ազդեցությունը կապված է եղել ոռոգման, ճահիճների չորացման, անտառահատումների և անտառտնկումների, ջրամբարների կառուցման և այլ աշխատանքների հետ:

Այժմ մարդու կլիմայաստեղծ դերը մեծացել է և գնալով ուժեղանում է, այն ձեռք է բերել մեզոկլիմայական և մուլտիսկալ մակրոկլիմայական նշանակություն:

Մարդու դերի՝ որպես կլիմայաստեղծ գործոնի ուժեղացումը այսօր պայմանավորված է արդյունաբերության և տրանսպորտի անախտադեպ արագ զարգացման և այդ նպատակով հսկայական չափերի հասնող էներգակիրների՝ քարածուխ, նավթ, գազ, ուրան և այլն օգտագործման հետ: Օգտագործելով զանազան էներգակիրներ՝ մարդը կլիմայի ձևավորման վրա ազդում է և ուղղակի և անուղղակի ճանապարհով:

Ուղղակի ազդեցությունը այն է, որ արտադրական պրոցեսում էներգակիրներից անջատվող ջերմության որոշ քանակ հաղորդվում է մթնոլորտին և Երկրի մակերևույթին: Մ.Ի.Բուդիկոյի հաշվարկներով՝ այդ ճանապարհով Երկրի մակերևույթի յուրաքանչյուր քառակուսի սանտիմետրը տարեկան ստանում է 0,02 կկալ ջերմություն: Եթե էներգակիրների օգտագործման արդի տեմպերն այդպես շարունակեն աճել, ապա դա կառաջացնի կլիմայի զգալի տաքացում, որը հղի է վտանգավոր հետևանքներով:

Անթրոպոգեն գործոնի կլիմայաստեղծ անուղղակի ազդեցությունը կապված է մարդու տնտեսական գործունեության հետևանքով մթնոլորտի «ջերմոցային էֆեկտի»⁴⁵ ուժեղացման հետ: Դրա էությունը այն է, որ մարդու տնտեսական գործունեության ընթացքում մթնոլորտ են արտանետվում մեծ քանակությամբ փոշի, ծուխ, մուր և գազեր, հատկապես ածխաթթու գազ, որոնք ջերմոցի ապակու նման անցկացնում են արեգակնային կարծալիք ճառագայթումը դեպի Երկիր, բայց կլանում են Երկրի մակերևույթից կատարվող երկարալիք ճառագայթումը և դրանից տաքանալով կլանված ջերմության մի մասը, որը կոչվում է հանդիպական ճառագայթում, նորից վերադարձնում են դեպի Երկիր: Այդ պատճառով մթնոլորտի ջերմաստիճանը սկսել է բարձրանալ, և պարզվում է, որ այժմ այն 1,5-2°-ով ավելի բարձր է, քան ընդամենը մի քանի տասնյակ տարի առաջ:

Կլիմայի տաքացման հետևանքով մեծացել է երաշտների հաճախականությունը: Մարդկության համար մեծ չարիք հանդիսացող այդ երևույթը վերջին տարիներին դիտվում է նաև մեր հանրապետության տարածքում և պատճառում մեծ վնասներ:

Մարդու ազդեցությամբ կլիմայի տաքացումը աշխարհագրական թաղանթում և մթնոլորտում այժմ արդեն առաջացրել է մի շարք փոփոխություններ: Դանդաղորեն սկսել են հալվել բևեռային շրջանների սառցադաշտերը, և այդպես շարունակվելու դեպքում մոտակա տասնամյակներին Համաշխարհային օվկիանոսի մակարդակը, հաշվարկների համաձայն, կարող է բարձրանալ 4-5 մետրով: Դա նշանակում է՝ ծովափնյա խիտ բնակեցված ընդարձակ տարածքներ կհայտնվեն ջրի տակ, կվերանան բազմաթիվ գյուղեր ու քաղաքներ, առողջարանային գոտիներ, արգավանդ հողեր և այլն: Դա կործանարար կլինի այդ շրջանների բնակչության համար:

Անթրոպոգեն գործոնի ազդեցությամբ փոխվել է մթնոլորտի գազային կազմը:

Հայտնի է, որ մթնոլորտում, հիմնականում 25-30 կմ բարձրություններում, գոյություն ունի օզոնային շերտ, որը Երկիր մոլորակի օրգանական աշխարհը պաշտպանում է Արեգակից եկող գերմանուշակագույն՝ կյանքի համար կործանարար ճառագայթներից: Պարզվում է, որ մարդու տնտեսական ակտիվ գործունեության հետևանքով մթնոլորտ արտանետվող քլորաֆտորային (ֆրեոնային) գազերը

⁴⁵ Մթնոլորտի «ջերմոցային էֆեկտ» -դեպի Երկրի մակերևույթ արեգակնային ջերմությունը ազատ անցկացնելու և հակառակ ուղղությամբ ջերմության ճառագայթումը կանխելու մթնոլորտի հատկությունն է: Մթնոլորտի այդ հատկանիշի շնորհիվ Երկրի մակերևույթի միջին ջերմաստիճանը +15° է, մթնոլորտ չլինելու դեպքում կլիման -23°C:

քայքայում են օգոնի շերտը: Դա նախ նպաստում է կլիմայի տաքացմանը և բացասական ազդեցություն է ունենում օրգանական աշխարհ վրա:

Շարադրվածից կարելի է եզրակացնել, որ մարդը նույնպես կլիմայաստեղծ կարևոր գործոն է: Հետևաբար պետք է այնպես կազմակերպել նրա տնտեսական գործունեությունը, որ չխախտվի աշխարհագրական թաղանթում միլիոնավոր տարիների ընթացքում ստեղծված էկոլոգիական հավասարակշռությունը:

Այսպիսով կարող ենք եզրակացնել, որ իրոք բազմազան ու բազմաբնույթ են երկրագնդի կլիմայաստեղծ գործոնները: Դրանք գտնվում են սերտ կապերի մեջ և փոխազդելով միմյանց հետ առաջացրել են երկրագնդի կլիմաների մեծ բազմազանություն, որի մեջ կողմնորոշվելու, և յուրաքանչյուրի առանձնահատկությունները հասկանալու համար կլիմայագետները տարբեր սկզբունքներով երկրագնդի կլիմաները դասակարգել են:

ԿԼԻՄԱՆԵՐԻ ԴԱՍԱԿԱՐԳՈՒՄԸ

Երկրագնդի կլիմաների դասակարգմամբ զբաղվել են մի շարք գիտնականներ: Առավել հայտնի են Վ.Պ.Քյոպպենի (1900,1938), Լ.Ս.Բերգի(1938), Բ.Պ.Ալիսովի (1947) կողմից կատարված դասակարգումները՝ 19-րդ դարի վերջին և 20-րդ դարի սկզբին:

Վ.Քյոպպենը կլիմաների դասակարգման հիմքում դնում է օդի տարեկան միջին ջերմաստիճանի, տեղումների տարեկան քանակի և դրանց ներտարեկան բաշխվածության տարբերությունները: Հեղինակը առանձնացնում է խոնավ արևադարձային, չոր, բարեխառն տաք, բարեխառն ցուրտ և ցուրտ (բևեռային) կլիմայական գոտիներ: Գոտիների սահմաններում առանձնացնում է կլիմաների տասնմեկ տիպ: Խոնավ արևադարձային գոտում՝ խոնավ արևադարձային (հասարակածային) անտառների և սավաննաների, չոր կլիմայական գոտում՝ անապատների և տափաստանների, բարեխառն տաք գոտում՝ բարեխառն, տաք ու խոնավ (արևմտաեվրոպական), բարեխառն տաք, չոր անառներով (միջերկրածովային), և բարեխառն տաք, չոր ձմեռներով (արևելաեվրոպական), բարեխառն ցուրտ գոտում՝ որն հիմնականում արտահայտված է հյուսիսային կիսագնդում՝ բարեխառն ցուրտ, չոր ձմեռներով (անդրբայկալյան) և բարեխառն ցուրտ, խոնավ (չինական), ցուրտ (բևեռային) կլիմայական գոտում՝ Տունդրայի (հիմնականում հյուսիսային կիսագնդում) և սառնամանիքային կամ սառցային կլիմայական տիպեր: Բացի այդ բևեռային տիպի մեջ հեղինակը դասում է միջին, բարեխառն և բարձր լայնությունների լեռնային շրջանները:

Զարգացնելով Քյոպպենի դրույթները՝ Լ.Ս.Բերգը նրա դասակարգմանը տվեց ավելի աշխարհագրական բնույթ: Լ.Բերգը կլիմաները դասակարգելիս առաջնորդվում է աշխարհագրական զոնայականության սկզբունքով: Նա առանձնացնում է կլիմայական 12 զոնա, որոնց սահմանները անցկացնում է լանդշաֆտային տիպերի սահմաններով, հատկապես հիմք ընդունելով բուսածածկույթը: Լ.Ս.Բերգը երկրագնդի հարթավայրային շրջաններում առանձնացնում է տունդրայի, տայգայի, բարեխառն գոտու լայնատերև անտառների, բարեխառն գոտու մուսսոնային անտառների, տափաստանների, արտաարևադարձային անապատների, միջերկրածովային, մերձարևադարձային անտառների, արևադարձային անապատների, սավաննաների և խոնավ արևադարձային անտառների կլիմաների զոնալ տիպեր:

Լեռնային շրջաններում հեղինակը առանձնացնում է բարձրավանդակների և սարավանդների, լեռնային երկրների և առանձին լեռների կլիմայական տիպեր:

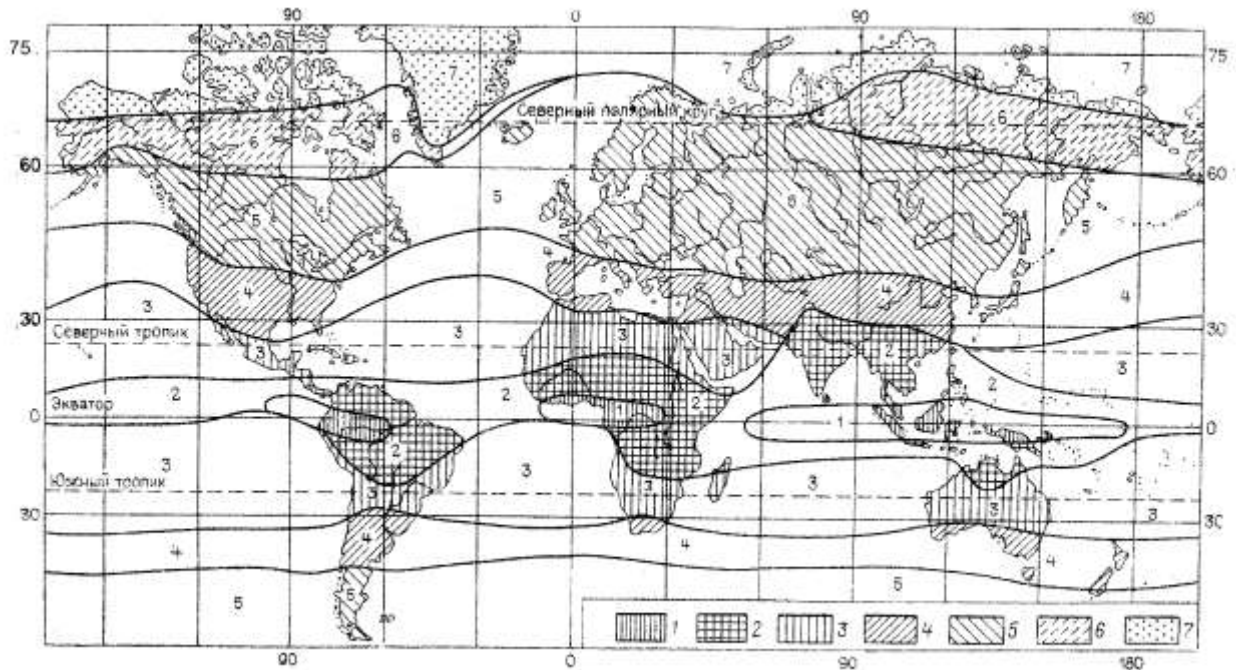
Շարադրվածից երևում է, որ Վ.Քյոպպենի և Լ.Բերգի դասակարգումներում հիմք են ընդունված կլիմաների արտաքին որակական հատկանիշները: Կլիմաների ծագումնաբանական հարցերը անտեսված են: Ահա հաշվի առնելով այս կարևոր հանգամանքը՝ Բ.Պ.Ալիսովը առաջարկում է կլիմաների նոր դասակարգումը՝ հիմնված մթնոլորտի շրջանառության պայմանների, օդային զանգվածների աշխարհագրական տիպերի և դրանց սեզոնային տեղաշարժերի վրա: Բ.Պ.Ալիսովի կողմից կատարված դասակարգումը կոչվում է կլիմաների **գենետիկական դասակարգում**, որը նոր և հիմնավորված ու գիտական մոտեցում էր կլիմաների դասակարգման բնագավառում:

Հիմք ընդունելով Արեգակից ստացվող ջերմության քանակի, օդային զանգվածների խոնավապարունակության և շրջանառական բնույթի տարբերությունները՝ հեղինակը առանձնացնում է յոթ հիմնական և վեց անցումային կլիմայական գոտիներ (նկ. 51.): Քանի որ Արեգակից ստացվող ջերմության քանակը և օդային զանգվածի աշխարհագրական տիպերը փոխվում են ըստ աշխարհագրական լայնությունների, դրա հետ կապված կլիմայական գոտիները նույնպես փոխվում են հասարակածից բևեռներ ուղղությամբ՝ գոտիորելով ամբողջ երկրագունդը:

Հիմնական կլիմայական գոտիներն են՝ հասարակածային, արևադարձային (հյուսիսային և հարավային), բարեխառն (հյուսիսային և հարավային), արկտիկական և անտարկտիկական: Հիմնական կլիմայական գոտիներից յուրաքանչյուրը ձևավորվում է օդային զանգվածի մեկ տիպի պայմաններում, որով և պայմանավորված են այդ գոտու կլիմայի բնորոշ առանձնահատկությունները: Ամբողջ տարին տվյալ գոտում գերիշխողը օդային զանգվածի նույն աշխարհագրական տիպն է:

Անցումային կլիմայական գոտիները՝ երկու մերձհասարակածային, երկու մերձարևադարձային, մերձարկտիկական և մերձանտարկտիկական, գտնվում են հիմնական կլիմայական գոտիների միջև: Այդ գոտիների համար բնորոշը տարվա տարբեր սեզոններին օդային զանգվածների տիպերի հերթափոխությունն է: Ամռանը յուրաքանչյուր անցումային գոտի ներթափանցում է հասարակածի, իսկ ձմռան բևեռների կողմից հարևանող գլխավոր կլիմայական գոտու օդային զանգվածը: Նման օրինաչափությունը բացատրվում է Արեգակի շուրջը երկրագնդի պտույտով և դրա հետ կապված մթնոլորտային ճնշման գոտիների տեղաշարժով, որի մասին նշվել է երկրագնդի ճնշման դաշտը բնութագրելիս:

Կլիմայական գոտիների սահմաններ Ալիսովը ընդունում է կլիմայական կամ մթնոլորտային ճակատների ամառային և ձմեռային ծայրագույն դիրքերը:



Նկ.34. Երկրագնդի կլիմայական գոտիները ըստ Բ.Պ. Ալիսովի (1970) 1-Հասարակածային գոտի, 2-մերձհասարակածային, 3-արևադարձային, 4-մերձարևադարձային, 5-բարեխառն, 6-մերձարկտիկական, 7-արկտիկական

Հասարակածային գոտին ընդգրկում է հասարակածի երկու կողմերը, ուր ամբողջ տարին տիրապետողը տաք և խոնավ հասարակածային օդային զանգվածն է⁴⁶:

Մերձհասարակածային գոտիներում (կոչվում են նաև արևադարձային, կամ հասարակածային մուսսոնների գոտիներ) ամռանը գերիշխողը հասարակածային օդն է, ձմռանը՝ արևադարձայինը: Այս գոտիների սահմանը բարեխառն լայնությունների կոմից հանդիսանում է արևադարձային ճակատի ամառային դիրքը:

Արևադարձային գոտիներում մշտապես գերիշխում է արևադարձային օդը: Գոտու սահմաններ հանդիսանում են արևադարձային ճակատի ամառային և բևեռային ճակատի ձմեռային դիրքերը:

Մերձարևադարձային գոտիներում ամռանը ներթափանցում են արևադարձային, իսկ ձմռանը՝ բարեխառն օդային զանգվածները: Գոտու սահմաններ ընդունվում են բևեռային ճակատի ամառային և ձմեռային դիրքերը:

Բարեխառն գոտիները բարեխառն օդային զանգվածների տարածման շրջաններն են՝ տեղաբաշխված բևեռային ճակատի ամառային և արկտիկական (անտարկտիկական) ճակատի ձմեռային դիրքերի միջև:

⁴⁶ Հասարակածային օդը գոյանում է ոչ միայն տեղում, այլ նաև պասսատների միջոցով արևադարձներից թափանցող օդի վերափոխումից:

Մերձարկտիկական (մերձանտարկտիկական) գոտիներում ամռանը գերիշխում են բարեխառն, ձմռանը՝ արկտիկական (անտարկտիկական) օդային զանգվածները: Դրանց համար սահման հանդիսանում են արկտիկական (անտարկտիկական) ճակատի ձմեռային և ամառային դիրքերը:

Արկտիկական և անտարկտիկական գոտիները ընդգրկում են բևեռային շրջանները՝ արկտիկական և անտարկտիկական օդային զանգվածների ձևավորման վայրերը և բարեխառն լայնությունների կողմից սահմանազատվում են արկտիկական (անտարկտիկական) ճակատի ամառային դիրքով:

Յուրաքանչյուր կլիմայական գոտում Բ.Պ.Ալիսովը առանձնացնում է կլիմաների չորս տիպ՝ մայրցամաքային, օվկիանոսային, ցամաքների արևմտյան ափերի և ցամաքների արևելյան ափերի կլիմայական տիպեր:

Բնութագրենք երկրագնդի կլիմայական գոտիները և դրանց տիպերը առանձին-առանձին: Նախ բնութագրենք հիմնական կլիմայական գոտիները (նկ. 47.)

1. Հասարակածային կլիմայական գոտի: Տարածվում է հասարակածի երկու կողմերում՝ հս. և հվ. 5° - 8° միջև, ընդգրկելով Ամազոնի դաշտավայրի մեծ մասը, Կոնգո (Ձաիր) գետի միջին հոսանքի ավազանը, Գվինեական ծոցի ափերը, Մալակա թերակղզին, Մալայան կղզիները և Նոր Գվինեա կղզին:

Գոտում տարեկան գումարային ճառագայթումը հասնում է 140-150 կկալ/քառ. սմ: Ճառագայթային հաշվեկշիռը ցամաքներում կազմում է 80-90 կկալ/քառ.սմ, իսկ օվկիանոսներում՝ 100-120 կկալ/քառ.սմ⁴⁷, և ըստ տարվա սեզոնների այն գրեթե չի փոխվում: Ամբողջ տարին օդի ջերմաստիճանը բարձր է, տարեկան միջինը տատանվում է $+24$ -ից $+28$ -ի սահմաններում: Գարնամային և աշնանային գիշերահավասարների ժամանակ առավելագույնը հասնում է 35° -ի, նվազագույնը՝ 20° (հունիսին և դեկտեմբերին): Գոտում մթնոլորտային ճնշումը մշտապես ցածր է, օդի շրջանառության մեջ բնորոշ են երկու օդակ՝ պասսատային գուգամերձեցումը և խոնավ օդի վերընթաց շարժումը (կոնվեկցիան):

Այս պայմաններում գրեթե ամեն օր, կեսօրից հետո թափվում են հորդառատ տեղումներ, որոնց տարեկան միջինը կազմում է 2000-3000 մմ, առավելագույնը՝ 5000-7000 մմ: Գոտու տարածքում տեղումների քանակը ամենուրեք գերազանցում է գոլորշունակությանը և առավելագույնը դիտվում է գիշերահավասարների ժամանակ:

Հասարակածային կլիմայական գոտում կլիմայի ներքին տարբերությունները շատ թույլ են արտահայտված: Դրա պատճառն այն է, որ հասարակածային մշտադալար խոնավ անտառները (հիլեյա) իրենց տրանսպիրացիոն բարձր հատկանիշի շնորհիվ կլիմայաստեղծ նույնանման դեր են կատարում, ինչ օվկիանոսային աքվատորիաները: Դրա համար էլ այս գոտում կլիմայի ծովային և ցամաքային տիպեր չեն առանձնացվում:

Գոտու լեռնային շրջաններում ըստ բարձրության ջերմաստիճանը նվազում է, տեղումների քանակը կապված խոնավապարունակության նվազման հետ որոշ բարձրությունների վրա պակասում՝ իսկ 4500 մ-ից սկսվում է մշտական ձյան և սառցադաշտերի գոտին:

2. Արևադարձային կլիմայական գոտիներ: Տարածվում են հյուսիսային և հարավային կիսագնդերի մոտավորապես 20° - 30° աշխարհագրական լայնությունների միջև: Կլիմայաստեղծ գլխավոր գործոնը վայրընթաց շարժմամբ և դրա հետ կապված բարձր ճնշմամբ բնորոշ արևադարձային օդային զանգվածներն են: Գոտիների սահմաններում, թույլ ամպամածության պայմաններում, գումարային ճառագայթումը ցամաքներում կազմում է 180-200 կկալ/քառ.սմ, իսկ օվկիանոսներում՝ 160-170 կկալ/քառ.սմ, այսինքն՝ ավելի, քան հասարակածային գոտում: Սակայն օդի չորության և թույլ ամպամածության պայմաններում այս գոտիներում մեծ է ջերմության կորուստը (էֆեկտիվ ճառագայթումը), որի հետ կապված ճառագայթային հաշվեկշիռը հասարակածային գոտու համեմատ ավելի փոքր է: Ցամաքներում այն կազմում է 60-65 կկալ/քառ.սմ, օվկիանոսում՝ 80-100 կկալ/քառ.սմ:

Միագումար ճառագայթման համեմատ ճառագայթային հաշվեկշիռի ցածր ցուցանիշը բացատրվում է նրանով, որ ստացած ջերմության 70%-ը ծախսվում է ամպատների ավազի տաքացման վրա, որը հետո ավազների բարձր ալբեդոյի և թույլ ամպամածության հետևանքով ճառագայթվում է (կորչում) դեպի տիեզերական տարածություն:

Ի տարբերություն հասարակածային կլիմայակն գոտու, այս գոտիներում դիտվում են ներքին զգալի տարբերություններ, որոնց հիման վրա առանձնացնում են արևադարձային կլիմայի չորս տիպ՝ մայրցամաքային, օվկիանոսային, ցամաքների արևմտյան և ցամաքների արևելյան ափերի կլիմայակն տիպեր:

ա) Մայրցամաքային տիպ: Կլիմայի այս տիպի համար բնորոշ են օդի բարձր ջերմաստիճանը, խիստ չորությունը և ջերմաստիճանի մեծ տատանումները: Ամռանը (հուլիս, հունվար) միջին ջերմաստիճանը հասնում է 37 - 40° -ի, առավելագույնը՝ մինչև $+58,5^{\circ}$ (Սահարա): Ձմռանը ջերմաստիճանը նվազում է, հասնելով՝ միջինը մինչև $+15^{\circ}$: Ջերմաստիճանի տարեկան տատանումների միջինը կազմում է 20° : Առանձնապես մեծ են ջերմաստիճանի օրական տատանումները, որը օդում կազմում է 40° , իսկ ավազի մակերևույթին՝ 80° : Հարթավայրերում ջերմաստիճանը երբեմն կարող է նվազել մինչև -5° , իսկ լեռներում՝ -18° (Սահարա, Տիբեթ): Կլիմայի այս տիպում գերիշխողը մթնոլորտի անտիցիկլոնային

⁴⁷ Այս և մյուս տեղերում տրվում են ճառագայթային հաշվեկշիռի տարեկան ցուցանիշները:

շրջանառությունն է, որի պայմաններում օդը վայր իջնելով՝ ադիաբատիկ կերպով տաքանում է ու չորանում: Տեղումների քանակն աննշան է, 50-100 մմ, այն էլ ոչ ամեն տարի: Կլիմայի այս տիպը հատկանշական է մայրցամաքների արևադարձային լայնությունների ներքին շրջանների անապատներին:

Լեռներում ըստ բարձրության օդի ջերմաստիճանը նվազում է, տեղումների քանակը մինչև որոշակի բարձրություն փոքր-ինչ ավելանում: Բարձր լեռներում ձյան գծի միջին բարձրությունը 5000 մ է:

բ) Օվկիանոսային տիպ: Այս տիպը նման է հասարակածային կլիմայի տիպին: Այստեղ էլ ջերմաստիճանի օրական և տարեկան տատանումները մեծ չեն, սակայն հասարակածայինից տարբերվում է փոքր ամպամածությամբ ու տեղումների քիչ քանակով, ինչպես նաև կայուն ուղղությամբ քամիներով:

գ) Ցամաքների արևմտյան ափերի տիպ: Այլ կերպ անվանում են արևադարձային անապատների կլիմայի օվկիանոսային տարբերակ: Բնութագրվում է օդի համեմատաբար ցածր ջերմաստիճանով (18-20°), տեղումների քիչ քանակով (տարեկան միջինը 100 մմ-ից ոչ ավելի), օդի հարաբերական բարձր խոնավությամբ (80-90%): Այս տիպը ձևավորվում է օվկիանոսային սառը հոսանքների, մերձարևադարձային բարձր ճնշման մարզերի (անտիցիկլոնների) արևելյան ծայրամասերից փչող քամիների, պասսատների (որոնք ջրային գոլորշիները ցամաքներից տանում են օվկիանոս) և օդի հակառակ ջերմաշերտավորման (ինվերսիա) փոխազդեցության պայմաններում: Կլիմայի նման տիպը բնորոշ է Զարավային Ամերիկայի և Աֆրիկայի արևադարձային գոտու արևմտյան ափերին: Նման պայմաններում են ձևավորվում նշված շրջանների ծովափնյա՝ Ատակամա և Նամիբ անապատները: Այստեղ կոնվեկցիան թույլ է արտահայտված, ամպեր գրեթե չեն գոյանում, հետևապես և տեղումներ չեն լինում: Բայց այդ տիպի համար բնորոշ են առափնյա թանձր՝ **գարուա** կոչվող մառախուղները, որոնցից հողի մեջ ներթափանցված ջրային գոլորշիները սնում են այդ վայրերի անապատային աղքատ բուսածածկույթը: Հենց շնորհիվ այդ մառախուղների Նամիբ անապատում աճում է Վելվիչիա կոչվող բույսը:

Օդի ջերմաստիճանը արևադարձային լայնությունների միջինից բավականին ցածր է, որը բացատրվում է ծովային սառը հոսանքների ու մառախուղների ազդեցությամբ: Այսպես, Ատակամայում միջինը կազմում է 17,4° (հունվարին 20,9°, հուլիսին՝ 14,0°) այն դեպքում, երբ գոտու միջինը 23-24° է: Կլիմայի այս տիպը բնորոշ է Արևմտյան Սահարա, Նամիբ, Ատակամա, Սոմորա անապատներին:

դ) Ցամաքների արևելյան ափերի տիպ: Ընդգրկում է Կարիբյան ծովի ափերը, Հնդկաչին թերակղզու արևելյան շրջանները, Բրազիլիայի մերձանտլանտյան ափերը, Զարավարևելյան Աֆրիկան և Արևելյան Ավստրալիան (Մեծ ջրբաժան լեռնաշղթայից արևելք ընկած տարածքը): Տարբերվում է ցամաքների արևմտյան ափերի կլիմայի տիպից բարձր ջերմաստիճանով (միջինը 23-24°) և շնորհիվ ծովային տաք հոսանքների, տեղումների մեծ քանակով:

Բրազիլական բարձրավանդակում, Մադագասկարում, Մոզամբիկի դաշտավայրում և Արևելա-ավստրալական լեռների արևելահայաց լանջերին խոնավ պասսատների⁴⁸ շնորհիվ ձևավորվում է արևադարձային խոնավ կլիմա, տեղումների քանակը հասնում է 1500-2000 մմ, իսկ առանձին վայրերում օրինակ, Կենտրոնական Ամերիկայում նույնիսկ 3000 մմ: Տեղումների հիմնական մասը թափվում է ամռանը: Լեռներում ըստ բարձրության տեղումների քանակը չի ավելանում, քանի որ պասսատները խոնավ են մթնոլորտի ստորին երկրամերձ շերտերում:

3. Բարեխառն կլիմայական գոտիներ: Գոտիների սահմանները բևեռների կողմից համընկնում են Արկտիկական և Անտարկտիկական մթնոլորտային ճակատների ձմեռային դիրքերի հետ, անցնում են մոտավորապես բևեռային շրջագծերով:

Հյուսիսային կիսագնդում բարեխառն գոտու հյուսիսային սահմանը համընկնում է տունդրայի զոնայի հարավային սահմանի հետ: Գոտու մեջ մտնում են Եվրոպան (բացի միջերկրածովյան թերակղզիների), Ասիան՝ Ղարա Բողազ-Գյուլ-Հոնսյու կղզի գծից հյուսիս մինչև տունդրայի զոնան, Հյուսիսային Ամերիկան՝ Միսսուրի գետաբերանի լայնությունից մինչև Հուդզոնի ծոցի կենտրոնական մասի լայնությունը: Զարավային կիսագնդում բարեխառն կլիմայական գոտու մեջ մտնում են Զարավային Ամերիկայի հարավը՝ Պատագոնիան և Զարավային Անդերը (40° լայնությունից հարավ ընկած մասը), Նոր Զելանդիայի Զարավային կղզու մեծ մասը և Թասմանիա կղզու հարավը: Զարավային կիսագնդում այս գոտում հիմնական մասը համատարած օվկիանոսային աքվատորիա է:

Նկատի ունենալով, որ այս գոտիներում ցամաքը ընդդարձակ տարածք է զբաղեցնում հյուսիսային կիսագնդում (մոտ 34 մլն. քառ. կմ), ուստի բնութագրում ենք հյուսիսային բարեխառն կլիմայական գոտին:

Կլիմայական գոտում ճառագայթային հաշվեկշիռը արևադարձային գոտու համեմատ կրկնակի պակաս է և կազմում է 30-20 կկալ/քառ.սմ: Ձգալի են կլիմայական ցուցանիշների սեզոնային տարբերությունները: Ամռանը, եթե ճառագայթային հաշվեկշիռի միջին ամսականը կազմում է 6 կկալ/քառ. սմ և քիչ է տարբերվում արևադարձերից, ապա ձմռանը ճառագայթային հաշվեկշիռը ցամաքներում

⁴⁸ Այդ պասսատները փչում են արևադարձային բարձր ճնշման մարզերի արևմտյան ծայրամասերից:

բացասական է: Առանձնապես ցրտում են ծովերից հեռու ցամաքների ներքին շրջանները, ուր ջերմաստիճանը նվազում է՝ հասնելով -55° -ից -60° -ի:

Գոտու մթնոլորտի շրջանառության մեջ գլխավորը օդային զանգվածների արևմտյան տեղաշարժն է (արևմտյան քամիները), ցիկլոնային և անտիցիկլոնային շրջանառությունը և արկտիկական (ձմռանը) մասամբ արևադարձային (հիմնականում ամռանը) օդի ներթափանցումները: Հետևաբար կարելի ասել, որ այս գոտու կլիման ձևավորվում է բարեխառն, արկտիկական և մասամբ արևադարձային օդային զանգվածների փոխազդեցությամբ, որոնք լինում են ծովային և ցամաքային:

Գոտու անհամասեռ, ընդարձակ տարածքի սահմաններում, ջերմության և խոնավության խայտաբղետ պայմաններում միանգամայն տարբեր են նաև խոնավացման պայմանները, որոնք փոխվում են ինչպես հյուսիսից հարավ, այնպես էլ օվկիանոսներից, դեպի ցամաքի ներքին շրջանները: Գոտում ձևավորվել են և՛ խոնավ զոնաներ ու տարածաշրջաններ և՛ չոր, անապատային մարզեր:

Հյուսիսային բարեխառն կլիմայական գոտում առանձնացնում են կլիմաների հետևյալ տիպերը.

1. Մայրցամաքների արևմտյան ափերի կամ բարեխառն ծովային կլիմայի տիպ: Այս տիպը անվանում են նաև լայնատերև անտառների կամ **կաղնու** կլիմա: Բնորոշ է Արևմտյան Եվրոպայի մերձանտլանտյան շրջաններին, Հյուսիսային Ամերիկայի հյուսիս-արևմուտքին՝ Ալյասկայից մինչև Սան-Ֆրանցիսկո ձգվող ծովափնյա նեղ շերտին և Չիլիի հարավարևմուտքին: Այս տիպի ամենահատկանշական կողմը մթնոլորտի և ջրոլորտի միջոցով կատարվող ջերմության և խոնավության կայուն և հզոր աղվեկցիան է, որը ինտենսիվանում է ձմռանը, և որի հետ կապված է տեղումների ձմռային առավելագույնը:

Կլիմայի այս տիպը ձևավորվում է օվկիանոսներից ցամաք փչող **արևմտյան քամիների** ազդեցությամբ (օդի արևմտյան տեղաշարժ): Տարբերվում է բարեխառն գոտու ցամաքային տիպից ջերմաստիճանի փոքր տատանումով և տեղումների առատությամբ: Հուլիսյան միջին ջերմաստիճանը $+17^{\circ}$, $+18^{\circ}$ է, հունվարյան միջինը՝ $+4^{\circ}$, $+5^{\circ}$, տեղումների տարեկան միջինը՝ 1000-1500 մմ: Իդեալ, տեղումների առավելագույնը դիտվում է Հարավային Ամերիկայի հարավարևմտյան՝ Խաղաղօվկիանոսյան ափամերձ գոտում՝ Չիլիի ափերին և կազմում է 2000-3000 մմ:

2. Բարեխառն ցամաքային տիպ: Այս տիպը կոչվում է նաև **տալգայի** կլիմա: Ձևավորվում է օվկիանոսներից հեռու ցամաքի ընդարձակ տարածքների վրա: Եվրասիայում այն ընդգրկում է Բոտնիկական ծոցի ափերից մինչև Ենիսեյ և տունդրայից մինչև տափաստաններ ընկած տարածքը, իսկ Հյուսիսային Ամերիկայում՝ Կանադայի և ԱՄՆ-ի անտառային տարածքները (մոտավորապես 40° -ից հյուսիս): Կլիմայի այս տիպի համար բնորոշ է այն, որ աստիճանաբար մարում են ծովային տիպը ձևավորող կլիմայաստեղծ գործոնները և պրոցեսները, որոնք կապված են օվկիանոսների հետ և, հակառակը, ուժեղանում է ցամաքի հետ կապված կլիմայաստեղծ պրոցեսների դերը:

Տարեկան միջին ճառագայթային հաշվեկշիռը կազմում է 20-30 կկալ/քառ.սմ, ամռանը քիչ է տարբերվում արևադարձային գոտու ջերմային պայմաններից, իսկ ձմռանը բացասական է և կազմում է -1 կկալ/քառ.սմ: Ամառները տաք են (միջինը $+15^{\circ}$ $+16^{\circ}$ ջերմաստիճանով), ձմեռները սառնամանիքային (-15° -20°): Այս տիպում թուլանում է օդային զանգվածների արևմտյան տեղաշարժը, դադարում է և ջերմության ձմռային աղվեկցիան: Ամռանը մայրցամաքների վրա տեղի է ունենում օվկիանոսներից և բարձր լայնություններից ներթափանցող օդային զանգվածների ձևափոխություն, և օդը տաքանում է ու ցամաքներից տեղի ունեցող գոլորշացման շնորհիվ խոնավանում: Հենց այդ ժամանակ էլ դիտվում է տեղումների առավելագույնը: Տեղումների միջինը 300-400 մմ է: Ձմռանը ցամաքներում հաստատվում է թերմիկ ծագման բարձր ճնշում, դրանցում օդի ջերմաստիճանը խիստ նվազում է մինչև -50° և ավելի ցածր: Ձմռանը հաստատվում է կայուն ձյան ծածկույթ, որը պահպանվում է 5-6 ամիս: Ամռանը օդի բարձր ջերմաստիճանների պայմաններում կլիմայական այս տիպի հարավային շրջաններում որոշ տարիների լինում են երաշտներ:

3. Բարեխառն, խիստ ցամաքային տիպ: Ենիսեյից արևելք Արևելյան Սիբիրում ձևավորվում է բարեխառն կլիմայական գոտու խիստ ցամաքային տիպը, որը երկրագնդի վրա արտահայտված է միայն այս գոտում: Օվկիանոսների ազդեցությունը այստեղ բոլորովին չի զգացվում: Ձմռանը այս տարածքում ձևավորվում է Ասիական անտիցիկլոնը, որի հետևանքով հաստատվում են պարզկա, սառնամանիքային եղանակներ և օդի խիստ ցածր ջերմաստիճաններ: Հունվարյան միջին ջերմաստիճանը -36° , -40° , իսկ նվազագույնը՝ -65° , -70° : Տեղումների քանակը 150-200 մմ, մեծ մասը թափվում է ձյան տեսքով՝ առաջացնելով բարակ ձյան ծածկույթ, որի պայմաններում գետինը սառչում է՝ առաջացնելով **բազմամյա սառցույթ**:

4. Օվկիանոսային տիպ: Առանձնահատկությունն այն է, որ օվկիանոսային աքվատորիաների մակերևույթի ճառագայթային հաշվեկշիռը տարվա ընթացքում մոտավորապես 1-1,2 անգամ ավելի մեծ է, քան ցամաքներում: Ծովային տաք հոսանքների միջոցով այստեղ ստացվում է զգալի քանակությամբ ջերմություն, որը ճառագայթային հաշվեկշիռի մեջ որոշակի դեր ունի: Ստացված ջերմության 2/3-ը ծախսվում է գոլորշացման վրա, մնացածը՝ մթնոլորտի տուրբուլենտ տաքացման վրա: Օվկիանոսների վրա ձմռանն ավելի տաք է, քան ցամաքներում, իսկ ամռանը հաստատվում են մեղմ և զով եղանակներ: Կլիմայի այս տիպի համար բնորոշ է մթնոլորտի ցիկլոնային շրջանառությունը:

5. Ցամաքային արևելյան ափերի տիպ: Կլիմայի այս տիպը կոչվում է նաև **մուսսոնային կամ Յեռավոր արևելյան խառն անտառների կլիմայի տիպ:** Ձևավորվում է բարեխառն գոտու մուսսոնների ազդեցությամբ և շատ բնորոշ է Ասիայի արևելյան ծովափնյա շրջաններին՝ Կամչատկայում՝ Պարաբոլի դոլից մինչև Յուսիսային Կորեա ձգվող հատվածին, Յոկայոդ կղզում, Յոնսյուի հյուսիսային և մասամբ Լաբրադոր թերակղզու հարավարևելյան ծովափին:

Ամռանը օվկիանոսից ցամաք փչող մուսսոնները բերում են առատ տեղումներ, և դրանց 85-90%-ը տեղում է մարտից մինչև հոկտեմբեր ընկած ժամանակահատվածում: Ամռանային մուսսոնների ազդեցությամբ օդի ջերմաստիճանը որոշ չափով նվազում է, և օրինակ, Վլադիվոստոկում հուլիսյան միջին ջերմաստիճանը 20,6° է, իսկ մոտավորապես նույն աշխարհագրական լայնության վրա գտնվող Ֆլորենցիայում՝ 24,6°: Ինչ խոսք, որ ամռանային ջերմաստիճանների նվազման վրա ազդում են նաև այդ ափերով անցնող ծովային սառը հոսանքները: Իդեալ, ծովային սառը հոսանքները նպաստում են զարմանք և ամռան սկզբում մառախուղների առաջացմանը:

Ձմռանը գերիշխող է դառնում մթնոլորտի անտիցիկոնային շրջանառությունը: Ցամաքի վրա հաստատվում է բարձր ճնշում, և սառը ցամաքներից դեպի օվկիանոս փչում են ձմեռային ցուրտ և չոր մուսսոնները: Դիտվում են օդի ջերմաստիճանի և մթնոլորտային տեղումների նվազագույն ցուցանիշները:

Չինաստանի մայրաքաղաք Պեկինում, որը գտնվում է հյուսիսային 40° լայնության վրա, օդի հունվարյան միջինը՝ -4 -5° է, իսկ ավելի բարձր լայնությունում (49°) գտնվող Փարիզում՝ դրական է +2 +3°: Այսպիսով կլիմայի այս տիպին բնորոշ է ցամաքային, բայց ոչ չորային տիպը: Տեղումների քանակը տարվա ընթացքում 800-1000 մմ է, որից ձմռանը՝ ընդամենը տիպ 10-15%-ը:

6. Չոր տափաստանային և անապատային տիպ: Յուսիսային մայրամասների ներքին շրջաններում՝ Եվրասիայի անտառներից և տափաստաններից հարավ և Յուսիսային Ամերիկայի անտառային գոնայից արևմուտք կլիման դառնում է չոր, անտառները փոխվում են նախ տափաստանների, ապա կիսաանապատների և անապատների, ուր և տարածվում է բարեխառն գոտու չոր տափաստանային և անապատային կլիմայի տիպը: Եվրասիայում ամռանը ջերմաստիճանը հարավից հյուսիս, իսկ տեղումների քանակը՝ արևմուտքից արևելք նվազում է: Դրան համապատասխան խոնավացման գործակիցը հյուսիսարևմուտքից հարավարևելք նույնպես նվազում է՝ Կարակում անապատում հասնելով 0,1-ից 0,05: Ամռանը, հատկապես Արեգակի ակտիվության տարիներին, հաստատվում է անտիցիկլոնային դաշտ, որն ուղեկցվում է երաշտներով և խորշակներով: Օդի միջին ջերմաստիճանը ամռանը տատանվում է 24-26°-ի սահմաններում, ձմռանը դիտվում են սառնամանիքային եղանակներ, որոնք դեպի արևելք սաստկանում են, և միջին հունվարյանը կազմում է -15-17° (Սեմիպալատինսկ):

Բուն անապատներում տեղումների քանակը 100 մմ-ից քիչ է (Նուկուսում 80 մմ), իսկ գոլորշունակությունը 1500-2000 մմ: Սակայն վաղ զարմանը (փետրվար-մարտ) տեղում են անձրևներ, որոնք և հնարավոր են դարձնում վաղանցիկ բույսերի աճն ու զարգացումը:

4. Արկտիկական (անտարկտիկական) կլիմայական գոտիներ: Այս գոտիները կոչվում են նաև Բևեռային շրջանների կլիմայական գոտիներ:

Գոտիներում ճառագայթային հաշվեկշռի տարեկան միջինը մոտ է 0-ի: Ամռանը 1-2 ամիս, երբ Արեգակը մայր չի մտնում, ճառագայթային հաշվեկշիռը դրական է և ամսական կազմում է 0-1, 1,5 կկալ/քառ.սմ: Տարվա մնացած ամիսներին Երկիրը միայն ջերմություն կորցնում է: Ջերմության պակասորդը տարվա ընթացքում հավասար է 80 կկալ/քառ.սմ: ճառագայթային հաշվեկշռի նման պայմաններում ջերմության հիմնական աղբյուր ծառայում է մթնոլորտի և ջրոլորտի շրջանառության ջերմացնող ազդեցությունը: Հաշված է, որ Արկտիկայում մթնոլորտի երկրամերձ շերտերը օվկիանոսի ջրերից՝ յուրաքանչյուր քառ.սմ-ից ստանում են 4 կկալ ջերմություն:

Բարձր պլեթո ունեցող, ամբողջությամբ ձյունածածկ, սառցածածկ Անտարկտիդայում ամռանն անգամ ճառագայթային հաշվեկշիռը բացասական է:

Կլիմայական այս գոտիների համար բնորոշը կայուն անտիցիկլոնային եղանակներն են, որոնց հետևանքով այդ շրջաններում ոչ միայն ցուրտ է, սառնամանիք, այլ նաև քիչ է մթնոլորտային տեղումների քանակը՝ 50-100 մմ: Սակայն ձյան և սառույցի մակերեսին ջրային գոլորշիների խտացումից և մթնոլորտային տեղումներից ստացվող ջրի քանակը գերակշռում է գոլորշունակությանը, որի շնորհիվ պահպանվում են սառցադաշտերը:

Կլիմայական գոտու ներքին տարբերությունների հիման վրա առանձնացնում են **մայրցամաքային և օվկիանոսային** տիպեր:

1. Մայրցամաքային տիպ: Բնութագրվում է դաժան ձմեռներով և ցուրտ ամառներով: Բնորոշ է Անտարկտիդային, որտեղ ձմռանը օդի միջին ջերմաստիճանը -55°-ից -60° է, իսկ նվազագույնը -89,2°: Ամռանը նույնպես ջերմաստիճանը բացասական է և օրական միջինը -30°-ից չի բարձրանում: Նման կլիմա ունեն նաև Գրենլանդիա կղզու ներքին շրջանները, ուր բացարձակ նվազագույն ջերմաստիճանը իջնում է մինչև -70°: Անգամ հուլիսի կեսերին այստեղ ջերմաստիճանը -20°-ից չի բարձրանում:

2. Օվկիանոսային տիպ: Ձևավորվում է հյուսիսային կիսագնդի բևեռային շրջաններում՝ Արկտիկայի օվկիանոսային աքվատորիաների վրա: Արկտիկայի կենտրոնական շրջաններում ձմռանը

միջին ջերմաստիճանը -35° -ից -40° է, ամռանը, թեև Արեգակից զգալի քանակությամբ ջերմություն է ստացվում, բայց դրա հիմնական մասը ծախսվում է ձյան և սառցի հալեցման ու գոլորշացման վրա: Հուլիսյան միջին ջերմաստիճանը 0° է, գերիշխում են ամպամած, մառախլապատ եղանակները, տեղումների քանակը 150–200 մմ է:

Անցումային կլիմայական գոտիներ: Ինչպես արդեն նշել ենք, այս գոտիները վեցն են, բոլորի անվանումները սկսվում են «մերձ» նախածանցով և անցումային են կոչվում, որովհետև գտնվում են արդեն նկարագրված հիմնական գոտիների միջև: Անցումային գոտիներից յուրաքանչյուրի կլիմայական առանձնահատկությունները պայմանավորված են տարվա տարբեր սեզոններում հարևան հիմնական կլիմայական գոտիներից ներթափանցող օդային զանգվածով: Եվ քանի որ հարևան գոտիների օդային զանգվածների հատկանիշները միանգամայն տարբեր են, հետևաբար անցումային գոտիներում ըստ տարվա սեզոնների փոխվում են նաև կլիմայական համալիրի բոլոր հատկանիշները և ցուցանիշները:

Բնութագրենք անցումային կլիմայական գոտիները:

1. Մերձհասարակածային կլիմայական գոտիներ: Գտնվում են հյուսիսային և հարավային արևադարձային կլիմայական գոտիների և հասարակածային կլիմայական գոտու միջև մոտավորապես $10-20^{\circ}$ լայնություններում: Կլիմայական այս գոտիները կոչվում են նաև **արևադարձային մուսսոնների գոտիներ:** Այս մուսսոնների ծագման պատճառը հասարակածային ցածր ճնշման մարզի տեղաշարժն է մերթ դեպի հյուսիս, մերթ հարավ: Ընդ որում, ամռանը յուրաքանչյուր կիսագնդի հասարակածային ցածր ճնշման մարզը տարածվում է նաև այդ կիսագնդի մերձհասարակածային գոտու վրա: Այդ պատճառով էլ ամռանը այս գոտիներ ներթափանցում են հասարակածային օդային զանգվածները՝ առաջացնելով առատ տեղումներ, իսկ ձմռանը մերձհասարակածային կլիմայական գոտիներ ներթափանցում են արևադարձային օդային զանգվածները՝ հաստատվում են տաք ու չոր եղանակներ: Այդ իսկ պատճառով անցումային մերձհասարակածային կլիմայական գոտուն բնորոշ է իրարից խիստ տարբեր տարվա երկու սեզոնների՝ խոնավ ամառների և չոր ձմեռների լավ արտահայտվածությունը, մինչդեռ օդի ջերմաստիճանը ամբողջ տարին $+20^{\circ}$ -ից բարձր է: Կլիմայական այս գոտիների սահմանները, ցամաքների ներքին շրջաններում անցնում են հյուսիսային և հարավային մոտավորապես $15-20^{\circ}$ լայնությունով, իսկ հարավային Ասիայում՝ Հինդուստան և Հնդկաչին թերակղզիների տարածքում հասնում են մինչև 36° -ի լայնությունները:

Գոտիների ներքին տարբերություններից ելնելով առանձնացնում են կլիմայի ցամաքային և օվկիանոսային տիպեր:

Մերձհասարակածային ցամաքային կլիմայի տիպ: Ցամաքներում զբաղեցնում է 16 մլն.քառ.կմ. տարածք, որի մեջ մտնում են Օրինոկոյի դաշտավայրը, Գվիանական և Բրազիլական սարահարթերը, Ամազոնի ստորին հոսանքի շրջանները, Կենտրոնական Աֆրիկան՝ Գոնգոյի գոգավորությունը հյուսիսից, Եգրավորող Ազանդե, հարավից Եգրավորող Լուինդա և արևելքից Եգրավորող սարահարթային շրջանները, Հինդուստան և Հնդկաչին թերակղզիները և Հյուսիսային Ավստրալիան: Օդի ջերմաստիճանը հասարակածային գոտու նման մշտապես բարձր է, տարեկան ընթացքի նվազագույն (ամռանը) և առավելագույն (ձմռանը) ցուցանիշներով: Ամառվա մինիմումը բացատրվում է հասարակածային խոնավ օդի ներթափանցմամբ, իսկ ձմեռվա առավելագույնը՝ արևադարձային չոր օդի գերակշռությամբ, որի գոլորշացման վրա ջերմություն չի ծախսվում: Այդ պատճառով էլ, հետաքրքիր է, որ օրինակ, Օրինոկոյի դաշտավայրի բնակիչները ամառային խոնավ սեզոնը անվանում են ձմեռ, իսկ ձմեռային չոր սեզոնը՝ ամառ: Տեղումների քանակը 1500–2000 մմ:

Լեռներում ըստ բարձրության ջերմաստիճանը նվազում է, բայց օդերևութաբանական տարրերի տարեկան ընթացքը չի փոխվում: Լեռների հողմահայաց լանջերին, որոնք կրում են մուսսոնների ազդեցությունը, տեղումների քանակը կտրուկ ավելանում է՝ կազմելով միջինը 12000–13000 մմ, առավելագույնը 22000–23000 մմ (Չերափունջի):

Ամռանը դիտվող հորդառատ անձրևները կապված են այս գոտին ներթափանցող հասարակածային օդի վերընթաց հոսանքների հետ, իսկ ձմեռների չորությունը՝ արևադարձային օդի վայրընթաց հոսանքների հետ, որոնցից և առաջանում է ձմեռային չոր մուսսոնը:

Մերձհասարակածային օվկիանոսային կլիմայի տիպ: Առավել ընդարձակ տարածք է զբաղեցնում հյուսիսային կիսագնդում, իսկ հարավային կիսագնդում՝ հիմնականում Հնդկական օվկիանոսում: Տարածման սահմանները համընկնում են հս. և հվ. մոտավորապես $12-13^{\circ}$ աշխարհագրական լայնություններին, ուր և ձևավորվում են արևադարձային ցիկլոնները: Ամառները ավելի խոնավ ու տաք են ($2-3^{\circ}$ -ով), քան ձմեռները: Ցամաքային տիպից տարբերվում է օդի բարձր խոնավությամբ և ավելի ցածր ջերմաստիճանով:

2. Մերձարևադարձային կլիմայական գոտիներ: Գտնվում են արևադարձային և բարեխառն հիմնական կլիմայական գոտիների միջև, հս. և հվ. մոտավորապես $30-35^{\circ}$ -ից $40-41^{\circ}$ աշխարհագրական լայնությունների միջև: Այս գոտիներին բնորոշ են ըստ տարվա սեզոնների հատկապես խոնավացման պայմանների (մասամբ ջերմաստիճանի) կտրուկ փոփոխությունները:

Ամռանը մերձարևադարձային գոտիներ ներթափանցում են արևադարձային տաք ու չոր օդային զանգվածներ, և հաստատվում են բարձր ջերմաստիճանով ու ճնշմամբ չոր եղանակներ, իսկ ձմռանը

այս լայնությունների միջև գերիշխում են բարեխառն օդային զանգվածները, և դիտվում են ամպամած, մեղմ ու խոնավ, ցածր ճնշմամբ եղանակներ: Այնպես որ՝ ամռանը ճառագայթային ռեժիմով և մթնոլորտի շրջանառությամբ նման են արևադարձային գոտու պայմաններին, իսկ ձմռանը՝ բարեխառն գոտուն:

Ամռանը օվկիանոսների վրա ցայտուն արտահայտված են անտիցիկլոնները՝ բարձր ճնշման մարզերը Հյուսիսատլանտյան (Ազորյան), Հյուսիսխաղաղօվկիանոսյան (Հավայան), Հարավատլանտյան, Հարավխաղաղօվկիանոսյան, Հարավհնդկական, իսկ մայցամքների վրա՝ ցածր ճնշման մարզերը: Ձմռանը գերիշխում է մթնոլորտի ցիկլոնային շրջանառությունը:

Կլիմայական այս գոտուն առանձնացնում են՝ ցամաքային, օվկիանոսային, ցամաքների արևմտյան և արևելյան ափնյա շրջանների կլիմայական տիպեր:

Մերձարևադարձային ցամաքային տիպ: Բնութագրվում է շոգ ու չոր ամառներով: Ամառային ամիսների միջին ջերմաստիճանը 30° է և ավելի, առավելագույնը՝ $+50^{\circ}$: Ձմեռները չափավոր ցուրտ են, խոնավ, տեղումների տարեկան միջինը կազմում է 500 մմ, իսկ հողմակողմ լանջերին՝ 2-3 անգամ ավելի: Ձմռանը ձյուն տեղում է, բայց ցածրադիր շրջաններում կայուն ձյունածածկույթ չի առաջանում:

Լեռներում ըստ բարձրության ջերմաստիճանը նվազում է, իսկ տեղումների քանակը՝ ավելանում, 2000 մ բացարձակ բարձրություններից սկսած ձմռանը կարճ ժամանակահատվածում ձյան ծածկույթը պահպանվում է, իսկ 4000 մ-ից վեր այն պահպանվում է ամբողջ տարին, և լեռների կատարային մասերը սառցապատ են:

Կլիմայական այս տիպի մեջ մտնում են Առաջավորասիական բարձրավանդակները (այդ թվում և Հայկական բարձրավանդակը), Կենտրոնական Ասիայի զգալի մասը, ԱՄՆ-ի արևմուտքի հարավային շրջանները, Արգենտինայի տափաստաններից արևմուտք ընկած Գրան-Չակո հարթավայրի հարավային մասը Ավստրալիայի հարավային մասի կենտրոնական հատվածը, հիմնականում Նալլարբոր հարթավայրը:

Նշված վայրերում, լեռների մասնատված ռելիեֆի պայմաններում, յուրաքանչյուր լեռնային զանգված և միջլեռնային գոգավորություն յուրահատուկ է նաև իր տեղային կլիմայով:

Մերձարևադարձային օվկիանոսային տիպ: Տարբերվում է ցամաքային տիպից օդի ջերմաստիճանի տարեկան ընթացքի ոչ մեծ տատանումներով: Ամենատաք ամսվա միջին ջերմաստիճանը մոտավորապես 20° է, ամենացուրտ ամսինը՝ մոտ 12° : Ցամաքային տիպի համեմատ տեղումների քանակը բարձր է:

Ցամաքների արևմտյան առափնյա շրջանների տիպ: *Կլիմայի այս տիպը կոչվում է մերձարևադարձային միջերկրածովային:* Նման կլիման բնորոշ է Ատլանտի լեռների հյուսիսային շրջաններին, Հարավային եվրոպային, Առաջավոր Ասիայի Միջերկրական ծովափերին, Սան-Ֆրանցիսկոյի, Սանտ-Յագոյի, Կապի մարզի արևմտյան շրջաններին, Ավստրալիայի հարավարևմուտքին, Ղրիմի հարավային ափին և Կովկասի՝ Տուափսեից մինչև Թամանյան թերակղզի ձգվող Սևծովափնյա հատվածին: Ամառները՝ շոգ են ($+24$, $+25^{\circ}$, և չոր), իսկ ձմեռները մեղմ են ($8-12^{\circ}$) ու խոնավ: Ամռանը այս հատվածի վրա ուժեղանում են արևադարձային բարձր ճնշման մարզերի ազդեցությունը, այստեղ են հասնում Ազորյան անտիցիկլոնի արևելյան ծայրամասերից փչող քամիները, իսկ ձմռանը գերիշխում են բարեխառն գոտու հետ կապված մթնոլորտի ցիկլոնային շրջանառությունը և արևմտյան քամիները:

Մայրցամաքների արևելյան առափնյա շրջանների տիպ: Կլիմայի այս տիպն ունի պարզ արտահայտված մոսսոնային բնույթ և ընդգրկում է Չինաստանի արևելյան՝ Խաղաղօվկիանոսյան ափամերձ շրջանները, ԱՄՆ-ի հարավարևելքը, Լա-Պլատայի դաշտավայրի արևելքը, Աֆրիկայի և Ավստրալիայի ծայր հարավարևելյան մասերը: Տարվա ցուրտ սեզոնի միջին ջերմաստիճանը $+8^{\circ}$, $+10^{\circ}$ է, ամառային ամիսների միջինը $22-24^{\circ}$: Կլիմայի այս տիպի բնորոշ առանձնահատկությունն այն է, որ տեղումներ լինում են ինչպես ամռանը, այնպես էլ ձմռանը: Առավելագույնը, իհարկե, ամռանն է, որը բացատրվում է ծովային մոսսոնների ներթափանցմամբ, իսկ ձմռանին տեղումները կապված են մթնոլորտային բարեխառն ճակատում առաջացող ցիկլոնների հետ: Տեղումների տարեկան միջինը 900–1000 մմ է, հարավային կիսագնդի տարածաշրջաններում՝ մինչև 1500–2000 մմ: Նկատենք, որ կլիմայի այս տիպը մեծ տարածք է զբաղեցնում հյուսիսային կիսագնդում առանձնապես բնորոշ է Ասիայի Խաղաղօվկիանոսյան ափամերձ շրջաններին, հատկապես Արևելյան Չինաստան, որի համար էլ այն հաճախ անվանում են **չինական կլիմա**:

Մերձարկտիկական և մերձանտարկտիկական կլիմայական գոտիներ: Գտնվում են արկտիկական (անտարկտիկական) և բարեխառն հիմնական կլիմայական գոտիների միջև: Ձմռանը այս գոտիներ են ներթափանցում արկտիկական և անտարկտիկական սառը և չոր օդային զանգվածները, իսկ ամռանը՝ բարեխառն գոտիների համեմատաբար տաք ու խոնավ օդային զանգվածները: Օդային զանգվածների նման հերթափոխության հետևանքով այս անցումային գոտիներում ձմեռները խիստ են, սառնամանիքային են (-30 , -40°), իսկ ամառները՝ մեղմ ($+5$ $+8^{\circ}$), համեմատաբար խոնավ:

Մայրցամաքային տիպ: Ձևավորվում է միայն Հյուսիսային կիսագնդում (Հարավային կիսագնդում այդ լայնություններում ջրային աքվատորիա է): Ճառագայթային տարեկան հաշվեկշիռը բացասական է: Ամառները համեմատաբար տաք են ու խոնավ, ձմեռները՝ ցուրտ, սառնամանիքային: Այս տիպի մեջ են մտնում Եվրասիայի և Հյուսիսային Ամերիկայի Հյուսիսային Սառուցյալ օվկիանոսին

հարող ափամերձ շրջանները և կղզիները: Գոտու հարավային սահմանը մայրցամաքների արևմուտքում՝ Ալյասկայում և Սկանդինավյան թերակղզում անցնում է մոտավորապես հս.լ. 68°-ով, իսկ արևելքում՝ Յուկոնի ծոց և Օխոտի ծովի ափերին իջնում է հարավ մինչև հս.լ. 60°-ը: Անհամաչափությունը գոտու սահմաններում արևմուտքի և արևելքի միջև կազմում է ավելի քան 800 կմ և բացատրվում է Լաբրադոր և Օյա-Սիվո ծովային սառը հոսանքների ազդեցությամբ:

Մերձարկտիկական գոտու այս տիպի կլիմայական սահմանը բարեխառն գոտու հետ անցնում է +10° հուլիսյան իզոթերմով, իսկ սառցային (արկտիկական) գոտու հետ՝ 0° իզոթերմով: Կոմպլեքսային աշխարհագրական առումով մերձարկտիկական մայրցամաքային կլիմայական տիպը համընկնում է տունդրայի զոնայի հետ:

Ջերմաստիճանի տատանումները հասնում են 40–50°-ի: Ձգալի է ջերմաստիճանի տարբերությունը կլիմայական տիպի արևմտյան և կենտրոնական շրջանների միջև, օրինակ՝ Մուրմանսկում հունվարյան միջին ջերմաստիճանը –6° է, իսկ Լենայի գետաբերանում՝ –40°: Տեղումների քանակը արևմուտքում 300 մմ է, իսկ դեպի արևելք նվազում է, Արևելյան Սիբիրում կազմում է ընդամենը 100 մմ: Սակայն գոլորշունակությունը ամենուրեք ավելի փոքր է, և խոնավացման գործակիցը տատանվում է 1–1,5 սահմաններում: Գետիները բազմամյա սառած վիճակում են:

Միջլեռնային գոգավորություններում ծնունդ էրկար ժամանակով սառը օդը լճանում, պահպանվում է ու ջերմաստիճանային ինվերսիաների պատճառ դառնում¹:

Օվկիանոսային տիպ: Արտահայտված է և՛ հյուսիսային, և՛ հարավային կիսագնդերում: Հյուսիսային կիսագնդի կղզիներից այն բնորոշ է Կոմանդորյան և Ալեության կղզիներին, իսկ հարավային կիսագնդում՝ Կերգելեն, Հարավային Օրբնեյան, Հարավային Գեորգիա, Հարավ Սանդվիչյան (մասամբ) և Ֆոկլենդյան կղզիներին: Գոտու այս տիպի կլիմայի մեջ մտնում են նաև մերձարկտիկական և մերձանտարկտիկական ջրային տարածությունները:

Ջերմաստիճանի տարեկան տատանումները մեծ չեն, ծնունդ մերձարկտիկայում ջրային արվարձանների արևմտյան շրջանների ջերմաստիճանը միջինը –10°-ից –20° է, արևելքում –20°-ից, –25°, ամռանը +7, +8°: Մերձանտարկտիկայում հունվարյան միջինը –15°-ից, –25° է, հուլիսյան միջինը՝ 0, +5°:

Տեղումների քանակը մերձարկտիկայում կազմում է մոտավորապես 200–250 մմ (արևմուտքում), իսկ արևելյան շրջաններում՝ 100–150 մմ, Մերձանտարկտիկայում՝ միջինը 300–400 մմ: Տարվա ընթացքում բնորոշ են ամպամած, մառախլապատ, հողմային եղանակները:

ԿԼԻՄԱՅԻ ՓՈՓՈԽՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ԵՎ ԴՐԱՆՑ ՊԱՏՃԱՌՆԵՐԸ

Երկրագնդի կլիմայի փոփոխությունների և տատանումների վերաբերյալ հարցը մեծ նշանակություն ունի անցյալի կլիմաների ճանաչման, եղանակի երկարաժամկետ կանխատեսման մեթոդները կատարելագործելու և կլիմայի վերափոխման խնդիրների լուծման հարցերում ճիշտ կողմնորոշվելու համար:

Ընդհանրապես կլիմայի փոփոխությունների վերաբերյալ հավաստի տվյալներ ստացվում են հատուկ սարքերի միջոցով կատարվող օդերևութաբանական դիտարկումների շնորհիվ: Սակայն նման աշխատանքներ փաստորեն կատարվել են վերջին 100 տարում: Երկրի անցյալի կլիմաների վերաբերյալ պատկերացում կազմելու համար գիտնականները օգտվում են հնէաբանական, բանափոխական, տարեգրությունների և այլ տվյալներից: Այս առումով առանձնապես կարևոր են բնական «վկաների»՝ կենդանի օրգանիզմների մնացորդների, սառցադաշտերի պոլվսացիայի, լճերի և գետերի մակարդակի տատանումների, ծառերի աճման տարեկան օղակների և հողմահարման կեղևի վերաբերյալ կատարված ուսումնասիրությունները: Իդեալ հողմահարման կեղևի վերաբերյալ դիտարկումներից պարզվում է, որ տաք ու խոնավ կլիմայի պայմաններում տեղի է ունենում լեռնային ապարների քիմիական և կենսաբանական ակտիվ հողմահարում, որից անկայուն միներալները արագ քայքայվում են և նստվածքային ապարների մեջ կուտակվում է կաուլին, երկաթային, մանգանային ու բոքսիտային հանքեր: Ավելացնենք, որ խոնավ կլիմայի, և խոնավասեր բուսածածկույթի պայմաններում է գոյանում քարածուխը: Տարբեր ճանապարհներով ստացված տվյալները համադրելով կլիմայագետները պարզել են, որ մեր մոլորակի երկրաբանական զարգացման պատմության ընթացքում կլիմայի զգալի փոփոխություններ և տատանումներ եղել են: Մասնավորապես հաստատվել է, որ վերջին միլիարդ տարվա ընթացքում Երկրի կլիման ժամանակակից կլիմայից նշանակալից տարբեր է եղել: Պարզվում է, որ օդի ջերմաստիճանի տարբերությունները աշխարհագրական բարձր և ցածր լայնությունների միջև մեծ չեն եղել: Արևադարձային լայնությունների կլիման նման է եղել ներկայիս կլիմային, իսկ բարեխառն և բևեռային շրջաններում ավելի տաք է եղել քան այժմ: Նշենք նաև, որ կլիմայական գոտիականությունը պարզորոշ չի արտահայտվել, ինչպես այժմ:

¹ Մասնավորապես ինվերսիաների հետևանքով է ձևավորվում այս գոտում գտնվող Օյմյակոնի ցրտի բևեռը, որտեղ հունվարյան միջին ջերմաստիճանը –61° է, իսկ նվազագույնը՝ 71,2° (ГЕО, Земля, N12, декабрь, 2002):

Հաստատվել է, որ անցյալի տաք կլիմայի ընդհանուր ֆոնի վրա պարբերաբար տեղի են ունեցել կարճատև տատանումներ, որոնք ուղեկցվել են աշխարհագրական բարձր լայնությունների և բարձրլեռնային շրջանների սառցապատմամբ: Այս իմաստով հատկանշական է չորրորդական ժամանակաշրջանը, որի ընթացքում իրար են հաջորդել սառցապատման և միջսառցադաշտային մի քանի փուլեր: Հիշյալ սառցապատումը սկսվել է մոտավորապես 100 հազար տարի առաջ և վերջին փուլն ավարտվել է 10 հազար տարի առաջ: Սառցապատման հզոր փուլում սառցադաշտերը ընդգրկել են մոտ 45 մլն քառ. կմ տարածք: Իդեալ այդ ժամանակ սառցապատվել են նաև Հայկական լեռնաշխարհի բարձրլեռնային շրջանները՝ 2500 մ-ից բարձր ընկած վայրերը, որի ապացույցը մեր հանրապետության տարածքում նշված բարձրություններից վեր վերջնամորենների տեսքով պահպանված սառցադաշտային նստվածքներն են: Ուսումնասիրությունների համաձայն չորրորդական սառցապատման առավել ակտիվ փուլում պլեյստոցենում, Համաշխարհային օվկիանոսի մակարդակը 100 մ-ով ցածր է եղել (Լ.Բ.Ռուխին, 1959): Թեև այդ ժամանակվա սառցածածկ տարածքները կրճատվել են, բայց ամբողջությամբ չեն վերացել և այժմ էլ սառցադաշտերը զբաղեցնում են մոտ 16 մլն քառ.կմ մակերես:

Այսպիսով, կարելի է ասել, որ երկրագնդի կլիմայի փոփոխություններ եղել են, ընդ որում փոխվել են ռիթմիկ տատանումների ձևով: Առանձնապես ցայտուն են արտահայտվել 11-ամյա տատանումները, նկատելի են նաև 80-90-ամյա ռիթմիկ փոփոխությունները:

Բնականաբար հարց է ծագում, ինչո՞ւ է փոխվել երկրագնդի տարբեր շրջանների կլիման, որո՞նք են դրա պատճառները:

Կլիմայի փոփոխությունների պատճառների վերաբերյալ այժմ գոյություն ունեն երեք խումբ վարկածներ՝ աստղագիտական կամ աստղաբաշխական, ֆիզիկական և երկրաբանա-աշխարհագրական:

Աստղագիտական վարկածի համաձայն կլիմայի փոփոխությունները կապված են եղել երկրի աստղաբաշխական տարրերի փոփոխման հետ: Վարկածի կողմնակիցները (Միլանկովիչ, Քյոպպեն և ուրիշ.) գտնում են, որ ժամանակի ընթացքում պարբերաբար փոխվել է երկրի առանցքի թեքությունը նրա պտտման ուղեծրի հարթության նկատմամբ, դրա հետ նաև օրահավասարի ժամկետները, որոնց հետևանքով զգալի փոփոխություն է կրել երկիր հասնող արեգակնային էներգիան, հետևապես նաև կլիման:

Նման փոփոխությունները կրկնվել են 90 հազ., 40 հազ և 21 հազ. տարի պարբերականությամբ՝ առաջացնելով կլիմայի տաքացումներ կամ ցրտեցումներ:

Ֆիզիկական վարկածները լայն տարածում գտան 19-րդ դարի վերջին, որոնք կլիմայի փոփոխությունները և տատանումները բացահայտում էին մթնոլորտի գազային և աերոզոլային կազմի փոփոխություններով:

Այս տեսության կողմնակիցներից անգլիացի գիտնական Թիմոթալը(1861) առաջիններից մեկն էր, որ կլիմայի փոփոխությունները կապում էր մթնոլորտում CO₂-ի պարունակության փոփոխման հետ: Ավելի ուշ կլիմայագետներ Արթենիուսը և Չամբերլենը(1899) հենց CO₂-ի քանակի նվազման հետ կապեցին չորրորդականի սառցապատումը: Հետագայում ռուս անվանի գիտնական-կլիմայագետ Մ.Ի. Բուդիկոյի (1984) հաշվարկները հաստատեցին CO₂-ի քանակի նվազման վերաբերյալ տվյալները:

Ֆիզիկական տեսության մյուս խումբը գտնում է, որ կլիմայի փոփոխման պատճառը եղել է մթնոլորտում աերոզոլների քանակի փոփոխությունը: Վարկածի կողմնակիցները այդ փոփոխության գործում մեծ նշանակություն են տալիս հրաբխային ժայթքումներին: Հաստատված է, որ հրաբխային ժայթքումների ժամանակ մթնոլորտ է արտանետվում մեծ քանակությամբ փոշի, որոնց առաջացրած ամպերը հասնում են մինչև վերնոլորտ և տարիներով պահպանվում, դրանով իսկ նվազեցնելով Արեգակից երկրի ստացած ջերմության քանակությունը: Օրինակ, Չոնդյան նեղուցում գտնվող Կրակատաու հրաբխի ժայթքման ժամանակ (1883թ.) մթնոլորտ են նետվել 18 խոր. կմ հրաբխային մոխիր, իսկ 1912թ. Ալյասկայի Կատմայ հրաբխի ժայթքումից՝ 21 խոր. կմ: Հաստատված է, որ այդպիսի աերոզոլներից մթնոլորտի թափանցիկությունը զգալի չափով թուլանում է, որից արեգակնային ճառագայթումը նվազում է մոտավորապես 20%-ով: Բացի այդ կրճատվում է նաև արևափայլքի տևողությունը: Ավելացնենք, որ արեգակնային ճառագայթման թուլացման վրա ազդում են նաև անտառային հրդեհները:

Ֆիզիկական վարկածի մի այլ խմբի ներկայացուցիչներ երկրագնդի կլիմաների փոփոխությունները բացատրում են Արեգակի ակտիվության տատանումներով: Այսպես, անգլիացի օդերևութաբան Ջ.Սիմպսոնը և ռուս գիտնական Պ. Պրեդտեչենսկին գտնում են, որ Արեգակի ակտիվության ուժեղացումից ուժեղանում է երկրի մակերևույթի ջերմացումը և մթնոլորտի շրջանառությունը: Ըստ այդ հեղինակների սառցապատման և միջսառցադաշտային ժամանակաշրջանների հերթափոխությունը կապված է եղել Արեգակի ակտիվության ցիկլերի տատանումների հետ:

Ի դեպ Արեգակի ակտիվության փոփոխությունների հետ են կապում նաև բնական մի շարք այլ երևույթների և պրոցեսների ցիկլային տատանումները: Ռուս նշանավոր գիտնական, հելիոկենսաբանության հիմնադիր Ա.Լ. Չիժևսկին, ապացուցել է, որ խոտաբույսերի բերքատվությունը, բույսերի աճն ու հիվանդությունները, կենդանիների բազմացումը, վարակիչ հիվանդությունների տարածումը և շատ այլ երևույթներ կապված են Արեգակի ակտիվության և կլիմաների փոփոխման հետ:

Կլիմաների փոփոխման երկրաբանական աշխարհագրական վարկածի կողմնակիցները (Ա.Վեգեները (1925), Լ.Բ. Ռուխինը (1959)) կլիմայի փոփոխությունները հիմնավորում են մայրցամաքների և երկրի առանցքի ու բևեռների տեղաշարժմամբ:

Աշխարհագրական գործոններից կլիմայի փոփոխման պատճառներից նշանակալից է ռելիեֆի դերը: Այս առումով միանգամայն արդարացի է անվանի կլիմայագետ Ա.Ի. Վոյեյկովը՝ նշելով, որ երկրակեղևի լեռնակազմական շարժումները փոխում են ոչ միայն երկրի մակերևույթը այլ նաև մթնոլորտը, ուրեմն կարող ենք եզրակացնել, որ փոխվում է նաև կլիման:

Ընդգծելով ռելիեֆի կարևոր դերը կլիմայի ձևավորման պրոցեսում նշենք որ յուրաքանչյուր լեռնակազմությունից հետո ընդարձակվում է ցամաքների ընդգրկած տարածքը, ավելանում է ցամաքի բարձրությունը, որոնք ցրտեցման և ցամաքային կլիմայի պատճառ են դառնում: Այստեղ տեղին է նշել և ընդգծել, որ երկրաբանական հայտնի երեք լեռնակազմությունից հետո (Կալեդոնյան, Յերցինյան, Ալպյան) առաջացել են սառցապատումներ, որոնք որոշակի հետք են թողել աշխարհագրական թաղանթի բոլոր բաղադրամասերի վրա:

Կլիմայի փոփոխությունների և տատանումների մեջ մեծ է եղել ծովերի տրանսգրեսիաների և ռեգրեսիաների դերը, որոնց հետևանքով փոխվել է ցամաքի և ծովի ընդգրկած տարածքների հարաբերությունը: Որպես օրինաչափություն ցամաքային տարածքների ընդարձակումը խստացրել է կլիման, մեծացել են օդի ջերմաստիճանի տատանումները, դիտվել է կլիմայի ցրտեցում:

Որպես ընդհանուր եզրակացություն կարելի է ասել, որ վերջին կես միլիարդ տարիների ընթացքում երկրի կլիման ավելի տաք է եղել բարեխառն և բարձր լայնություններում: Արևադարձային բուսականությունը բավականին հյուսիս է տարածված եղել, բայց այդ ընթացքում եղել են կարճատև ցրտեցումներ, որոնք շարունակվել են հազարավոր տարիներ: Նման ժամանակահատվածներում կլիմայի հակադրությունները աշխարհագրական տարբեր լայնությունների միջև ավելի ցայտուն են եղել: Ասվածի օրինակ կարող է ծառայել չորրորդական սառցապատումը, որը ավարտվել է 10 հազ. տարի առաջ: Ժամանակակից միջսառցադաշտային փուլում թեև կրճատվել է սառցադաշտերի տարածքը, բայց երկրի վրա սառցածածկ տարածքները դեռ զգալի են Անտարկտիդայում, Գրենլանդիայում և Արկտիկական ավազանի կղզիներում:

ԿԼԻՄԱՅԻ ԱՆՅՈՐՈՊԻԱ ՓՈՓՈԽՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Երկրագնդի կլիմայաստեղծ գործոնները բնութագրելիս համառոտակի նշել ենք նաև մարդու կլիմայաստեղծ դերի մասին: Այժմ ավելի համագամառորեն անդրադառնալով կլիմայի վրա մարդու ունեցած ազդեցությանը, քանի որ մարդածին գործոնի ազդեցությունը, ինչպես ամբողջ բնության, մասնավորապես կլիմայի վրա գնալով ուժեղանում է և այն արդեն ստացել է գլոբալ նշանակություն:

Կլիմայի փոփոխման գործում մարդու դերի պարզաբանման և գնահատման խնդիրը ծագեց 20-րդ դարի 60-ական թվականներին և խնդրի ուսումնասիրման գործում նշանակալից դեր կատարեց ու կատարում է կլիմայագետների միջազգային համագործակցությունը:

Մարդու ազդեցությունը կլիմայի վրա հիմնականում կատարվում է տնտեսական գործունեության հետևանքով: Այս խնդրի պարզաբանման ուղղությամբ զբաղվում են աշխարհի շատ երկրներում, այդ թվում նախկին Խորհրդային Միությունում: Ռուս գիտնականներ Մ.Ի. Բուդիկոյի, Մ.Ի. Բեռլանդի, Գ.Ի. Մարչուկի և ուրիշների ուսումնասիրությունները ցույց են տվել, որ մարդը կլիմայի վրա ազդում է տարբեր ճանապարհներով: Նշենք դրանցից հիմնականները:

1. Վարելահողերի և ցանքատարածությունների ընդարձակման, ջրամբարներ կառուցելու, դաշտապաշտպան անտառաշերտերի ստեղծման հետ կապված երկրի մակերևույթի **ալբեդոյի փոփոխման ճանապարհով**, այն է, երկրի մակերևույթի ջերմային հաշվեկշռի փոփոխման միջոցով: Այսպես, վարելահողեր ձեռք բերելու նպատակով անտառային բուսածածկույթի ոչնչացման հետևանքով օդի երկրամերձ շերտում ուժեղանում է քամու արագությունը, որի հետ կապված փոխվում է հողի խոնավացման ռեժիմը և ուժեղանում է գոլորշացումը: Կամ, ջրամբար կառուցելով երկրագնդի չոր շրջաններում մարդիկ ազդում են տեղի կլիմայի վրա: Այնպիսի խոշոր ջրամբարների գործարկումը, ինչպիսին Ցիմլյանսկի, Վոլգոգրադի և Բուխտարմայինն են՝ մեղմել են տեղի կլիմայական պայմանները և հիշյալ ջրամբարների ափերին, տարվա տաք սեզոնում օդի միջին ջերմաստիճանը 2-3⁰-ով նվազել է: Ավելացնենք նաև, որ ջրավազանները նվազեցնում են երկրի ալբեդոն, հետևապես մեծացնում Արեգակից ստացվող ջերմության քանակը: Կամ ասենք դաշտապաշտպան անտառաշերտեր ստեղծելով թուլանում է քամու արագությունը և օդի վայրընթաց շարժումը, կրճատվում է ոչ արդյունավետ գոլորշացումը, պահպանվում է ձյունը դաշտերի վրա՝ դրանով իսկ բարձրանում է հողի և մթնոլորտի երկրամերձ շերտերի ջերմաստիճանն ու խոնավությունը, հետևապես փոխվում է տարածքի միկրոկլիման:

2. Մարդու տնտեսական գործունեության հետևանքով փոխվում է նաև մթնոլորտի գազային կազմը: Մասնավորապես պարզված է, որ CO₂-ի պարունակությունը տարեկան ավելանում է օդում պարունակված CO₂-ի 0,22%-ի չափով: Վերջին հարյուր տարում CO₂-ի քանակությունը ավելացել է 3-15%-ով՝ կապված ինչպես էներգակիրների այրման, այնպես էլ կանաչ բուսածածկույթի (հատկապես

անտառային) կրճատման հետ: CO₂-ի ավելացումը մթնոլորտում ուժեղացնում է մթնոլորտի «ջերմոցային էֆեկտը» որից և տեղի է ունենում կլիմայի տաքացում:

3. Հաշվարկները ցույց են տվել, որ մարդու տնտեսական գործունեության հետևանքով տարեկան մթնոլորտ է արտանետվում 200-400 մլն. տ ատրոգուլեր (փոշի, ծուխ, մուր և այլն) որը կազմում է մթնոլորտում եղած ամբողջ ատրոգուլերի 10-20%: Դրանց առաջացման գլխավոր աղբյուրը գազակերպ խառնուրդներն են՝ ծծմբային գազը, ազոտի օքսիդները և այլն, որոնց ազդեցությամբ մթնոլորտում քիմիական ռեակցիաներ են տեղի ունենում՝ առաջացնելով ատրոգուլեր: Իսկ վերջինների առկայությունը նվազեցնում է մթնոլորտի թափանցիկությունը, որը և նպաստում է արեգակնային ուղիղ ճառագայթման նվազեցմանը:

4. Մարդը կլիմայի վրա ազդում է նաև տնտեսության տարբեր բնագավառներում էներգիայի արտադրության միջոցով: Ուսումնասիրությունները ցույց են տվել, որ մթնոլորտին և երկրի մակերևույթին հաղորդվող անթոպոգեն էներգիան տարեկան կազմում է 42 ջոուլ/քառ. սմ (մոտ 10 կալ/քառ. սմ): Սակայն արդյունաբերական շրջաններում այդ ցուցանիշը ավելի մեծ է և կազմում է երկրի մակերևույթի ու մթնոլորտի կողմից Արեգակից ստացվող ջերմության 0,006%-ը: Այդ ճանապարհով օդի երկրամերձ շերտի միջին ջերմաստիճանը բարձրանում է մոտավորապես 0,01⁰-ով: Մ.Ի. Բուդիկոյի և Կ.Յա. Վիննիկովի հաշվարկներով անթոպոգեն ճանապարհով CO₂-ի ավելացումը կարող է առաջացնել մթնոլորտի ջերմաստիճանի բարձրացում մինչև 3⁰-ով: Ըստ այդ հեղինակների 2025 թվականին 70-ական թվականների համեմատ CO₂-ի քանակը կրկնակի չափով կավելանա, որը կառաջացնի մթնոլորտի ջերմաստիճանի բարձրացում 3-4⁰-ով: Արդյունքում տեղի կունենա բևեռային ծովերի սառցադաշտերի կրճատում և տեղումների ռեժիմի փոփոխություն 15-30%-ով, հետևաբար ագրոկլիմայական պայմանների, մասնավորապես 10⁰-ից բարձր ջերմաստիճանների գումարի ավելացում: Արդյունքում երկրագնդի ջերմային գոտիների և բնական զոնաների սահմանները կտեղաշարժվեն դեպի հյուսիս:

ԿԼԻՄԱՅԱԿԱՆ ՏԱՏԱՆՈՒՄՆԵՐԸ

Կլիմայի փոփոխման զուգընթաց տեղի են ունեցել դրա ցուցանիշների տատանումներ, որոնք կրում են ռիթմիկ բնույթ՝ ընդգրկելով հարյուրամյակներ: Այսպես, մեր թվարկության սկզբներին կլիման նման է եղել ներկայիս կլիմային: 11-13-րդ դարերում հաստատվել են ավելի մեղմ կլիմայական պայմաններ, և սառցադաշտերը երկրի վրա զբաղեցրել են նվազագույն տարածք (Գրենլանդիայի հարավային ու արևմտյան ծովափնյա շրջաններում զարգացած է եղել անասնապահությունը):

17-րդ դարասկզբին ցրտում է, ավելանում է ծովերի սառցածածկ տարածքը: 19-րդ դարի 50-70-ական թվականներին դիտվում է կլիմայի տաքացում, որը արտահայտվել է երկրագնդի բազմաթիվ շրջաններում և առավելագույնին հասել 20-րդ դարի 30-ական թվականներին: Այդ ընթացքում օդի տարեկան միջին ջերմաստիճանը բարձրացել է 0,6⁰-ով, կրճատվել են Ալպերի, Կովկասի, Անդերի, Իսլանդիայի, Ալյասկայի, Արկտիկական կղզիների և Անտարկտիդայի սառցադաշտերը: Այդ ժամանակ կրճատվել է ծնեռային տեղումների քանակը, իսկ անտառի և տունդրայի սահմանները հյուսիսի են տեղաշարժվել:

40-50-ական թվականներից նորից սկսվել է կլիմայի ցրտեցում և օդի ջերմաստիճանը նվազել է մոտավորապես 0,3⁰-ով: Դա ուղեկցվել է տեղումների քանակի ավելացմամբ, երաշտների կրճատմամբ: Սակայն 1960 թվականից սկսվել է կլիմայի նոր տաքացում, հատկապես Արկտիկայում⁴⁹ և ամբողջ Հարավային կիսագնդում: Եվ վերջին 10 տարում ջերմաստիճանը արդեն 0,3⁰-ով բարձրացել է:

Տաքացումը շարունակվում է նաև այժմ, որն իր ազդեցությունն է թողնում բնական շատ երևույթների վրա: Կրճատվել են մի շարք լճերի մակերեսները, օրինակ, Մեծ Ադի լճի մակերեսը վերջին 100 տարում կրճատվել է երկու անգամ, նկատվում է, տաքացումից կրճատվել է նաև Վոլգայի հոսքը:

Ուսումնասիրությունները պարզել են, որ կլիմայի տատանումները ունեն ռիթմիկ բնույթ: Այդ մասին առաջինը արտահայտվել է Է.Ա. Բրիկները (1890): Նա ցույց է տվել, որ գոյություն ունի օդի ջերմաստիճանի, տեղումների և ճնշման 35-ամյա պարզ ցիկլեր: Կլիմայական ռիթմերի վերաբերյալ ուրույն տեսակետ են հայտնել կլիմայագետներ Ա.Վ.Շնիտնիկովը և Գ.Տուշինսկին (1969): Ըստ այդ հեղինակների գոյություն ունեն կլիմայի տատանումների գերդարավոր ռիթմեր, որոնք ընդգրկում են 1800-1900 տարի: Դրանցից յուրաքանչյուր ռիթմ ունի երեք փուլ՝ տրանսգրեսիայի կամ խոնավ ու զով կլիմայի փուլ, որը կարճատև է, մոտ 300-500 տարի, ռեգրեսիվ կամ տաք ու չոր կլիմայի փուլ, որը շատ դանդաղ է զարգանում և տևում է 800-900 տարի և անցողիկ փուլ՝ տրանսգրեսիայից ռեգրեսիայի միջև 700-800 տարի տևողությամբ:

Կլիմայական ռիթմերի վերաբերյալ հետագա ուսումնասիրությունները հաստատեցին, որ գոյություն ունեն արեգակնային ակտիվության 7,11,14,-ամյա ցիկլի տատանումներ, որոնց ընթացքում նկատվում են կլիմայի որոշակի փոփոխություններ:

Այժմ հաստատված է, որ 11-ամյա արեգակնային ակտիվության տարիներին աշխարհագրական բարձր լայնություններում օդի ջերմաստիճանը բարձրանում է: Այդ տատանումները առանձնապես մեծ ազդեցություն են թողնում արկտիկական լայնությունների սառցադաշտերի և լճերի մակարդակի և գետերի ջրատարողության վրա:

⁴⁹ 1960 թ-ից սկսած Արկտիկայի, մասնավորապես Շպիցբերգենի Բլունստրանդբրին սառցադաշտի երկարությունը տարեկան կրճատվել է 35 մ-ով ("Боксирь свема", 2002г., N10):

Ամփոփելով կլիմայի փոփոխությունների և տատանումների վերաբերյալ վերը նշվածը, ավելացնենք և ընդգծենք, որ եթե մինչև այժմ կլիմայի տատանումները տեղի են ունեցել բնական, մասամբ անթրոպոգեն ճանապարհով և կրել են պարբերական բնույթ, ապա այժմ կլիմայի փոփոխությունները հիմնականում կապվում են մարդու տնտեսական գործունեության հետ և ունեն միակողմանի զարգացում, այն դիտվում է համամոլորակային դանդաղ տաքացում:

Մարդկանց և էկոհամակարգերի ազդեցությամբ այժմ մթնոլորտում գնալով ավելանում է վերը նշված ջերմոցային գազերի (CO_2 , CH_4 , N_2O , Ft , Cl) պարունակությունը, դրանց ավելացումը կապված է հանածո վառելիքի օգտագործման չափերի ավելացման, արտանետումների, բնակչության և տնտեսության աճի հետ:

Մթնոլորտում այդ գազերը և զանազան աերոզոլները (ծխի, մրի, փոշու և այլն մասնիկները) վերականի պես պարուրում են երկրագունդը, արգելակելով Երկրի մակերևույթից և մթնոլորտից Արեգակից ստացվող էներգիայի հեռացումը: Այդպես պահպանվում է ավելորդ ջերմություն, որը խախտում է կլիմայի բնական ընթացքը և հղի է վնասակար լուրջ հետևանքներով:

Կլիմայի փոփոխությունների անցանկալի երևույթները կանխելու նպատակով ստեղծվում է միջազգային կազմակերպություններ, որոնցից նշենք 1988թ.: Միավորված ազգերի կազմակերպության և Օդերևութաբանական համաշխարհային կազմակերպության շրջակա միջավայրի ծրագրի կառավարման մարմինների կողմից հիմնած Կլիմայի փոփոխության փորձագետների միջկառավարական խումբը (ԿՓՓՄԽ): Մինչ այդ Մալթայի կառավարության առաջարկությամբ ՄԱԿ-ի Գլխավոր Ասամբլեան ընդունեց «Մարդկության ներկա և ապագա սերունդների համար գլոբալ կլիմայի պահպանության մասին» որոշումը: 1990-ին ԿՓՓՄԽ-ն հրապարակեց իր առաջին զեկույցը, եզրակացնելով, որ կլիմայի փոփոխության վտանգն իրական է: Ձեկույցում նշվում է, որ վերջին 50 տարում դիտվել են կլիմայի տաքացումներ և առաջիկա 100 տարում ցամաքի մակերևույթի ջերմաստիճանը կբարձրանա $1,4^0$ - $5,8^0$ -ով: Կանխատեսվում է, որ տաքացման հետևանքով կարող են առաջանալ այսպիսի երևույթներ.

- Կոխտվեն ավելի շոգ օրեր ու երաշտներ:
- Ցամաքի գրեթե բոլոր շրջաններում կառաջանան ջերմային ալիքներ:
- Մահացության և լուրջ հիվանդությունների թվի աճ, տարեց մարդկանց և քաղաքաբնակ աղքատ մարդկանց շրջանում:
- Ձերմային սթրես գյուղատնտեսական և վայրի կենդանիների շրջանում:
- Որոշ հացազգիների խոցելիության վտանգ:
- Անտառային հրդեհների հաճախականության ավելացում:
- Ինտենսիվ տեղումներ, երոզիայի ակտիվացում, ջրհեղեղներ:
- Կապիտալ մեծ ծախսեր հեղեղների և աղետների հետևանքները վերացնելու համար:
- Էլեկտրական օդափոխիչների լայն պահանջարկ:
- Փոթորիկների ինտենսիվության աճ միջին լայնություններում և այլն:

Արձագանքելով այս փաստարկումներին, ՄԱԿ-ի նախաձեռնությամբ ստեղծվում է միջկառավարական բանակցային կոմիտե, որի մասնակից կառավարությունների ներկայացուցիչները ընդունում են կլիմայի փոփոխության մասին ՄԱԿ-ի շրջանակային Կոնվենցիան: Այն ուժի մեջ մտավ 1994թ. մարտի 21-ին, որին այժմ միացել են 188 երկիր և Եվրոմիությունը: Կոնվենցիային մասնակցում է նաև Հայաստանը: Կոնվենցիայի մասնակից երկրները ամեն տարի հանդիպում են և քննարկում ու վերահսկում կոնվենցիայի իրացման ընթացքը, միաժամանակ շարունակում աշխատանքները, թե ինչպես կարելի է ավելի լավ դիմակայել կլիմայի փոփոխությանը:

ՄԱԿ-ի կոնվենցիայի շարունակությունը եղավ Կիոտոյի Արձանագրությունը, որը ստեղծվեց Կոնվենցիայից 2,5 տարի հետո (1997թ.) և ուրվագծեց այն հիմնական կանոնները, որոնցով պետք է առաջնորդվեն աշխարհի պետությունները կլիմայի տաքացումը կանխատեսելու և կանխելու գործում: Կիոտոյի Արձանագրությունը թեև այժմ չի ընդունվել, բայց դրա շուրջ բանակցություններ ընթանում են երկրագնդի տարբեր շրջաններում և պետք է հուսալ, որ այն նույնպես կընդունվի:

Հարկ ենք համարում նշել, որ գնալով ավելի մեծ ուշադրություն է դարձվում հասարակության կողմից թե Կոնվենցիայի և թե համաձայնագրի դրույթների իրականացման ուղղությամբ և միայն ողջ հասարակության աջակցությամբ հնարավոր կլինի իրականացնել պահանջվող քայլերը, նշված փաստաթղթերի դրույթները վերածել կոնկրետ գործողությունների, արդյունավետ ձևով կանխել կլիմայի գլոբալ տաքացումները:

ԳՐԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ

- Կալեսնիկ Ս.Վ.-Ընդհանուր երկրագիտության հիմունքները (թարգ. ռուս.) I մաս, «Լույս» հրատ., 1956;
- Պողոսյան Վ.Խ.- Ընդհանուր երկրագիտություն: Ուսումնական ձեռնարկ, Եր., «Նահապետ» հրատ., 1999:
- Ներսեսյան Ա.Գ. Հայաստանի կլիման: Եր., «Հայպետհրատ», 1964:
- Հայկական ՍՍՀ ֆիզիկական աշխարհագրություն: ՀՍՍՀ ԳԱ հրատ., Եր., 1971:
- ԸսերՏՉ ը.կ., կՏսՅՈՐՈցր ը.Թ. –ԽսՆՎՈՑՏսՏՆ՝, Ծ., Ծթձ,1974.
- ԸվՑՐՏտՏչպվվոյ ՌջվպվպվՆ՝ ՍսՆՎՈՑՈ (տՏՊ ՐպՊ. ըցՊՈՍՏ Ծ. Լ. Ռ ԼջՐՈպս՝ Շ.Ը.), խ., թՆՊՐՏՎպՑպՏՆջՊՈՑ, 1987.
- ըցՊՈՍՏ Ծ. Լ.-հՏՉՐպՎպվվՏպ ՌջվպվպվՆպ ՍսՆՎՈՑՈ Ռ տՈսպՏՍսՆՎՈՑՈ, ԼջՉ.
- ԸծհհհՉ, ղպՐՆ՝ չպՏՆՐ. Ո6, 1985.
- ԹՏՍՐցչ ղՉպՑՈ, պՉպՎպր՝փվժռ ՋցՐվՈս, Ո10, 2002
- թպՐվփցՍ Խ.Լ. ՌՊՐցչՆպ - Կոքպպ ջպՎսպՉպՊպվՆպ, Ծ., ԹոթՐ՝ ՔՍՏսՈ,1984.
- ГЕО (Земля), ежемесячный журнал, N 12, 2002.
- ՔՐՆՆՏՐՉպՉ Ը.Ը., ըցՊՈՍՏ Ծ.Լ. Կ տպՐՆՏՊՆփպրՍՏՎ ջՈՍՏվպ չպՏՆՐՈՒՆփպրՍՏռ ջՏվՈսՉվՏրՑՆ. ժՏՍս. ԸծհհհՉ, 1956.
- թպՏՆՐՈՒՆփպրՍՆռ ֆվՓՈՍսՏտպՊՆփպրՍՆռ ղսՏՉՐՆ, Ծ., հՏՉ.նվՓՈՍսՏտպՊՆ՝, 1988.
- ԼՉՈվՏՉ ծ.ծ., ԹոթՏՓՍՆռ թ. ծ.-խՈվՊՔՈՒՑվՏ-ՍսՆՎՈՑՈփպրՍՆպ ջՏվժ ջպՎվՏՆՏ ՔՈՐՈ. իՈվպՑՍՆ չպՏՆՐ. ՏոքպրՑՉՈ հհհՉ. ծՏՉՈ՝ ղպՐՆ՝, Ց.1, 1978.
- ԽՈսպրվՆՍ հ. Թ. ԿոքՆպ չպՏՆՐՈՒՆփպրՍՆպ ջՈՍՏվՏՎպՐվՏրՑՆ իպՎսՆ, “ԾոթսՉ”, Ծ., 1970.
- ԽՈՐՑՈՔ՝վ Չ.Ը., ԾԼՆՑՈՐ՝վ Ը.Ծ.- ՉՈՊՈՏՓՈՏվվժռ ՐպՉՆՎ ՑպՐՐՈՑՏՐՆռ ԸՐՎ՝վրՍՏռ հհՉ, ՑՐցՊժ իՈՍ ծԼթԾԼ, Չօտ. 39, 1970.
- ծՈսՆՉՍՈվ ժ. Թ.- ծՐՆչՈվժ, ոցՐՆ Ռ ղՎպՐփՆ. ԼջՊ. “ծՈցՍՈ”, խ., 1969.
- ծպՍս՝ՍՏՉՈ ծ. կ.- Կոքպպ ջպՎսպՉպՊպվՆպ, Ծ. կՐՏրՉպթ., 1976.
- կՏՆՏր՝վ ղ.կ., ՉցՐՍպՑՑՆ ի.Ը.- ԿՑՎՏրՆպՐՈ իպՎսՆ, Ծ.,կՐՏրՉպթ. 1970
- ՉցԼՆվ խ.ը.- ԿրվՏՉօ Տոքպռ տՏսպՏչպՏՆՐՈՒՆՆ, խ., թՏրՑՏտՑպԼՆջՊՈՑ, 1959.
- հտՐՈՉՏփվՆՍ տՏ ՍսՆՎՈՑց հհհՉ, Չօտ.16, “ՉպՎտպՐՈՑցՐՈ ՉՏջՊցԼՈ Ռ տՏփՉօ”, խ., թՆՊՐՏՎպՑպՏՆջՊՈՑ, 1966.
- հտՐՈՉՏփվՆՍ տՏ ՍսՆՎՈՑց հհհՉ, Չօտ.16, “ԹսՈՉվՏրՑՉ, ՈՑՎՏրՆպՐվժոպ ՏրՈՊՍՈ, ղվպՉվժռ տՏՍՐՏՉ”, խ., թՆՊՐՏՎպՑպՏՆջՊՈՑ, 1969.
- հտՐՈՉՏփվՆՍ տՏ ՍսՆՎՈՑց հհհՉ, Չօտ.16, “ԹպՑպՐ”, խ., թՆՊՐՏՎպՑպՏՆջՊՈՑ, 1967
- հցՊՈՍՏՉՈ հ.հ. Կոքպպ ջպՎսպՉպՊպվՆպ, Ծ., “ծպՊՐՈ”, 1987.
- ղՐՏՎՏՉ հ.կ., ԾպՑպՏՐՏսՏՆ՝ Ռ ՍսՆՎՈՑՏսՏՆ՝ Պս՝ չպՏՆՐՈՒՆփպրՍՆԼ ԻՈՍցսՉպՑՏՉ, խ. թՆՊՐՏՎպՑպՏՆջՊՈՑ, 1984.
- ՄցոՆպՉ խ.կ. –Կոքպպ ջպՎսպՉպՊպվՆպ, “ԹոթՐ՝ ՔՍՏսՈ”, Ծ. 1977.

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

ՆԱԽԱԲԱՆ	3
ԱՌԱՋԻՆ ՄԱՍ	7
ԱՌԱՋԻՆ ԳԼՈՒԽ	8
ԸՆԴՀԱՆՈՒՐ ՏԵՂԵԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ՄԹՆՈԼՈՐՏԻ ՄԱՍԻՆ	8
Մթնոլորտի կազմը, սահմանները և կառուցվածքը	8
Մթնոլորտի նշանակությունը	19
ԵՐԿՐՈՐԴ ԳԼՈՒԽ	
ՄԹՆՈԼՈՐՏԻ ԶԵՐՄԱՅԻՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ	
Արեգակնային ճառագայթումը որպես աշխարհագրական թաղանթի էներգիայի հիմնական աղբյուր	21
Մթնոլորտի ազդեցությունը արեգակնային ճառագայթման վրա	25
Ուղիղ, ցրված և գումարային ճառագայթներ	26
Երկրագնդի ճառագայթային և ջերմային հաշվեկշիռը	33
Երկրի մակերևույթի և մթնոլորտի ջերմային ռեժիմը	41
Մթնոլորտի ստորին շերտերի ջերմային ռեժիմը	44
Օդի ջերմաստիճանի ցուցանիշները	50
Օդի ջերմաստիճանի օրական և տարեկան ընթացքը	52
Օդի ջերմաստիճանի բաշխումը երկրամերձ շերտում	53
ԳԼՈՒԽ ԵՐՐՈՐԴ	
ԵՐԿՐԱԳՆԴԻ ՃՆՇՄԱՆ ԴԱՇՏԸ և ՕԴԻ ՇՐՋԱՆԱՌՈՒԹՅՈՒՆԸ	61
Մթնոլորտային ճնշման փոփոխման պատճառները	67
Քամի: Առաջացումը, բնութագիրը	69
Օդային զանգվածներ և մթնոլորտային ճակատներ	76
Մթնոլորտի շրջանառությունը և գերիշխող քամիները	84
Մթնոլորտի մուսսոնային շրջանառությունը	88
Մթնոլորտի ցիկլոնա-անտիցիկլոնային շրջանառությունը	92
Արևադարձային ցիկլոններ	97
Մթնոլորտային փոքր պտտահոդներ	101
Մթնոլորտի տեղային շրջանառությունը	103
ԳԼՈՒԽ ՉՈՐՐՈՐԴ	
ՄԹՆՈԼՈՐՏԻ ԽՈՆԱԿՈՒԹՅԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ (ՋՈՒՐԸ ՄԹՆՈԼՈՐՏՈՒՄ)	111
Օդի խոնավության օրական և տարեկան ընթացքը	114
Գոլորշիների խտացումը և սուբլիմացիան	116
Մթնոլորտային տեղումներ	123
ԵՐԿՐՈՐԴ ՄԱՍ	145
ԵՂԱՆԱԿ ԵՎ ԿԼԻՄԱ	146
.....	
Եղանակ, դասակարգումը	146
Եղանակի դիտարկումներ	149
Կլիմա: Կլիմայագոյացնող գործոններ և պրոցեսներ	152
Կլիմաների դասակարգումը	162
Կլիմայի փոփոխությունները և դրանց պատճառները	182
Կլիմայի անտրոպոգեն փոփոխությունները	186
Կլիմայական տատանումները	188
ԳՐԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ	192

