

МЕТЕОРОЛОГИЯ

Г. Д. Зубян

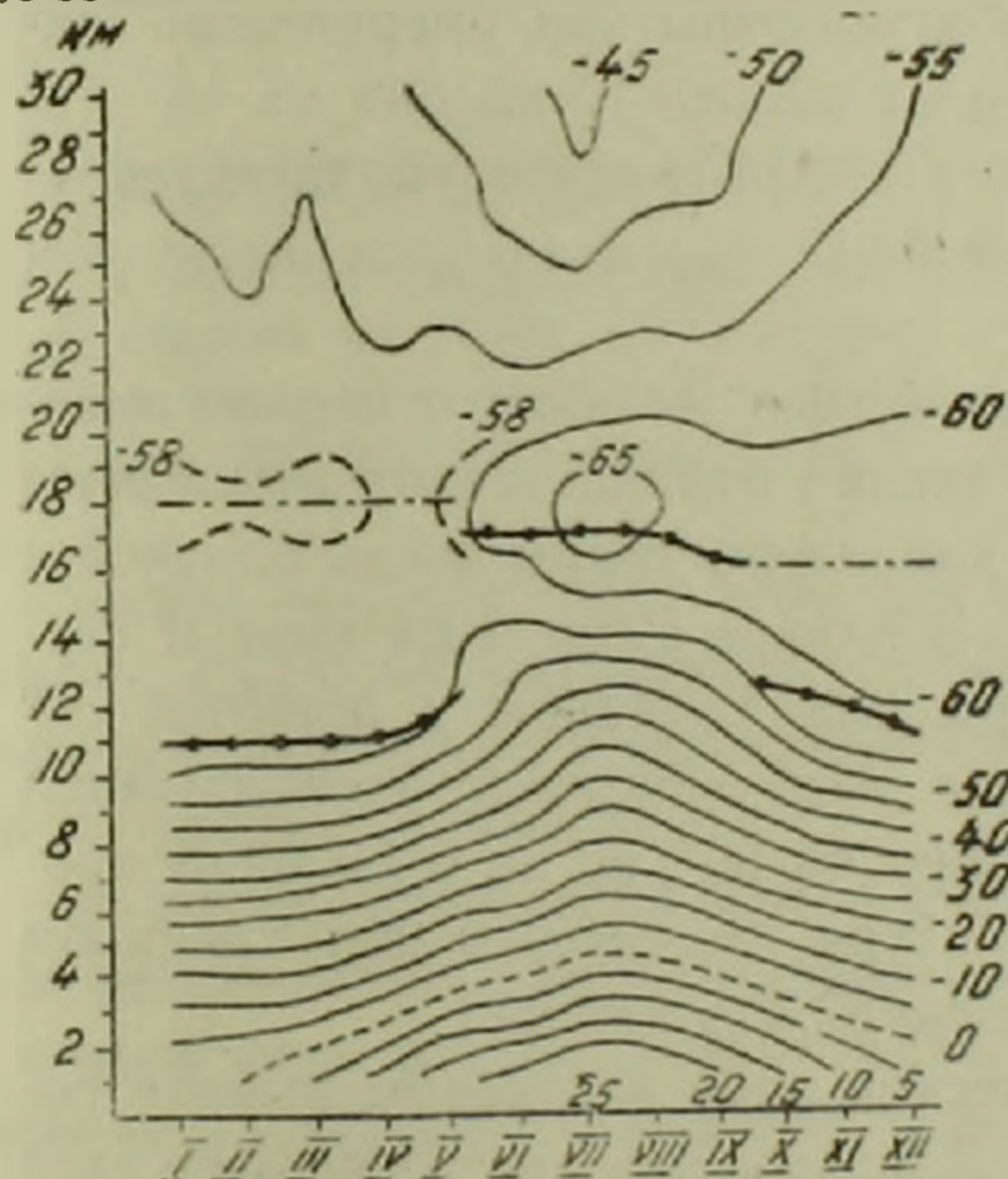
О некоторых особенностях строения атмосферы
 над Арменией

(Представлено академиком АН Армянской ССР С. С. Мкртчяном 10/III 1964)

Основным материалом для данной работы послужили ежедневные четырехсрочные радиозондовые наблюдения аэрологической станции Ереван за 1961 и 1962 годы.

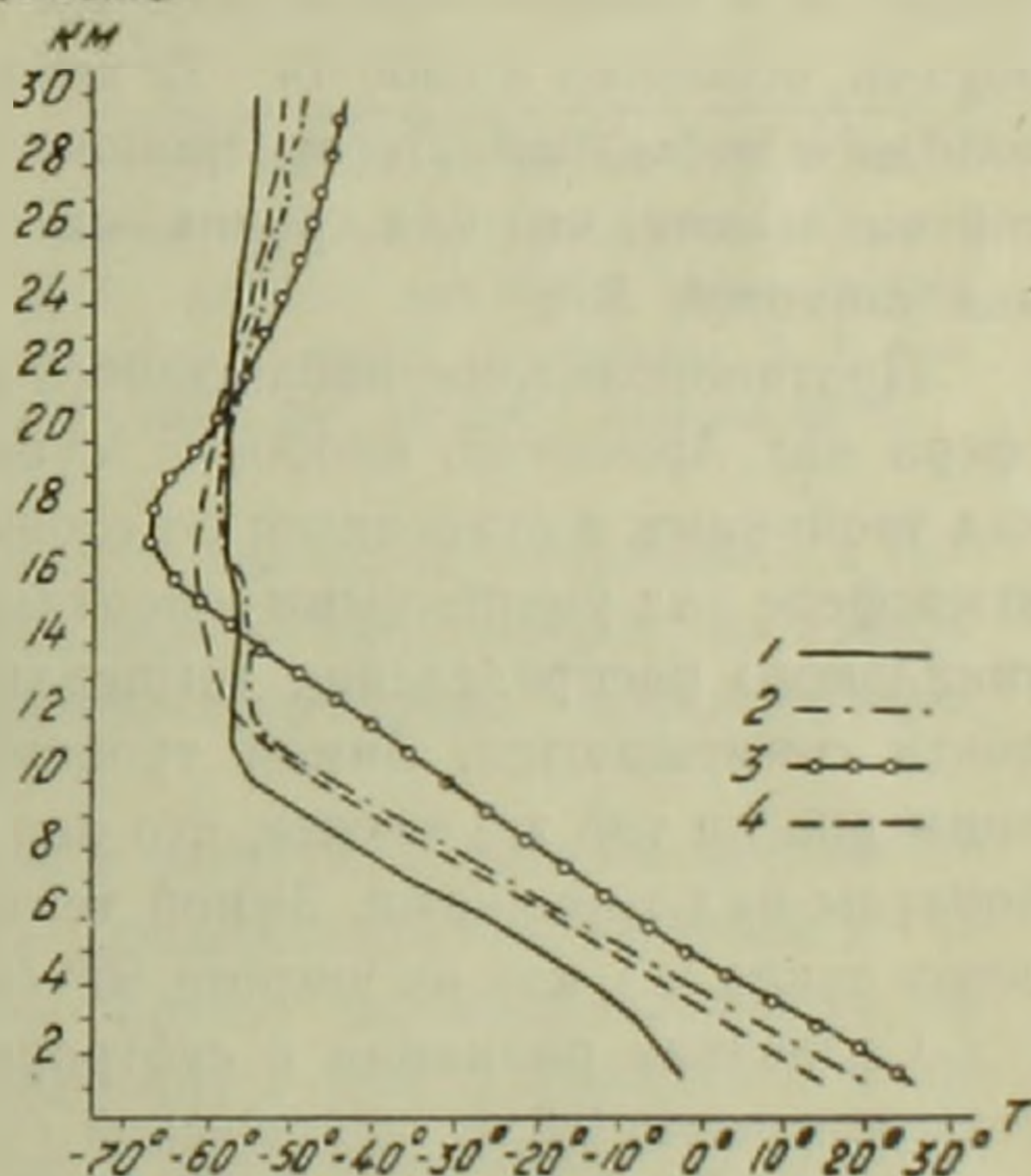
Известно (¹), что от зимы к лету в тропической области температура воздуха в тропосфере изменяется мало, а вблизи тропопаузы и в стратосфере она несколько повышается. В умеренных широтах и полярной области от зимы к лету наблюдается общее повышение температуры во всей тропосфере и стратосфере.

Высота



Фиг. 1. Годовой ход температуры воздуха над Ереваном. 1 — изолинии температуры; 2 — тропопауза; 3 — уровень минимальной температуры.

Высота



Фиг. 2. Кривые распределения с высотой средней месячной температуры воздуха над Ереваном. 1 — январь; 2 — май; 3 — июль; 4 — октябрь.

Все это находится в согласии с сезонными изменениями радиационных условий, что нельзя сказать об атмосфере над Арменией.

Графики на фиг. 1 и 2 показывают, что в атмосфере над Арменией, в отличие от упомянутых выше географических районов, выделяется слой толщиной в 6—7 км, простирающийся в среднем от 15 до 21 км высоты, в котором температура летом ниже, чем зимой. В этом слое

отрицательная разность температуры июль — январь на высоте 17—18 км составляет в среднем $8,5^{\circ}$, а в отдельные годы достигает 10—11°. Назовем этот слой слоем температурной аномалии.

Графики на фиг. 1 и 2 показывают также, что тропопауза над Арменией летом располагается значительно выше и имеет более низкую температуру, чем зимой, — разность высот в среднем составляет 6 км (в июле тропопауза располагается на высоте 17 км, в январе — 11 км), разность температуры — минус $9,2^{\circ}$ (июль — минус $66,5^{\circ}$, январь — минус $57,3^{\circ}$). В этом отношении атмосфера над Арменией также существенно отличается от атмосферы тропиков, умеренных широт и полярной области, где температура тропопаузы от зимы к лету повышается, а ее высота изменяется мало.

Слой температурной аномалии выявляется и над другими районами северного полушария, расположенными в субтропической климатической зоне. Армения принадлежит к числу тех районов этой зоны, где в слое температурной аномалии наблюдаются наибольшие годовые изменения температуры отрицательного знака.

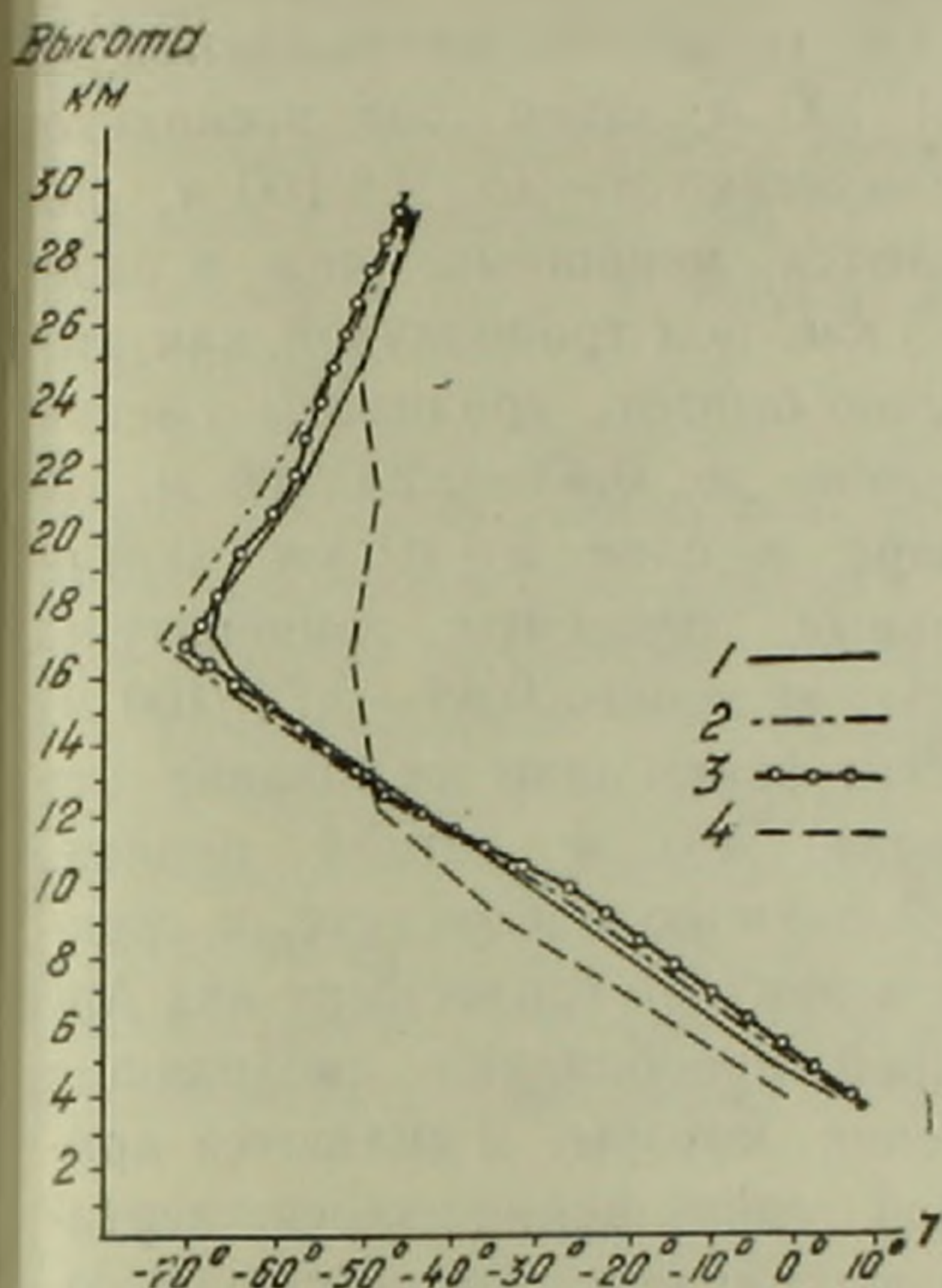
График на фиг. 3 (температурные кривые для различных широт на фиг. 3 и 4 построены по данным Х. П. Погосяна ⁽²⁾) показывает, что по своим температурным характеристикам и высоте тропопаузы атмосфера над Арменией летом очень близка к атмосфере над тропической областью и значительно отличается от атмосферы над умеренными широтами, особенно в слое 14—22 км, где на высоте 17 км она на $18—19^{\circ}$ холоднее последней. Летом тропопауза над Арменией располагается на той же высоте, что над тропиками (около 17 км) и на 5 км выше, чем над широтой 50° .

Противоположное наблюдается зимой (фиг. 4). В этот период атмосфера над Арменией, наоборот, существенно отличается от атмосферы над тропиками и становится по своим характеристикам очень близкой к атмосфере над умеренными широтами. В январе выше 9 км кривые вертикального распределения температуры над Ереваном и широтой 50° почти совмещаются. Зимой тропопауза над Арменией располагается примерно на той же высоте, что над широтой 50° , но на 6 км ниже тропопаузы над тропиками. Зимой температура тропопаузы над Ереваном почти такая же, как на широте 50° (минус $57,3^{\circ}$ в январе).

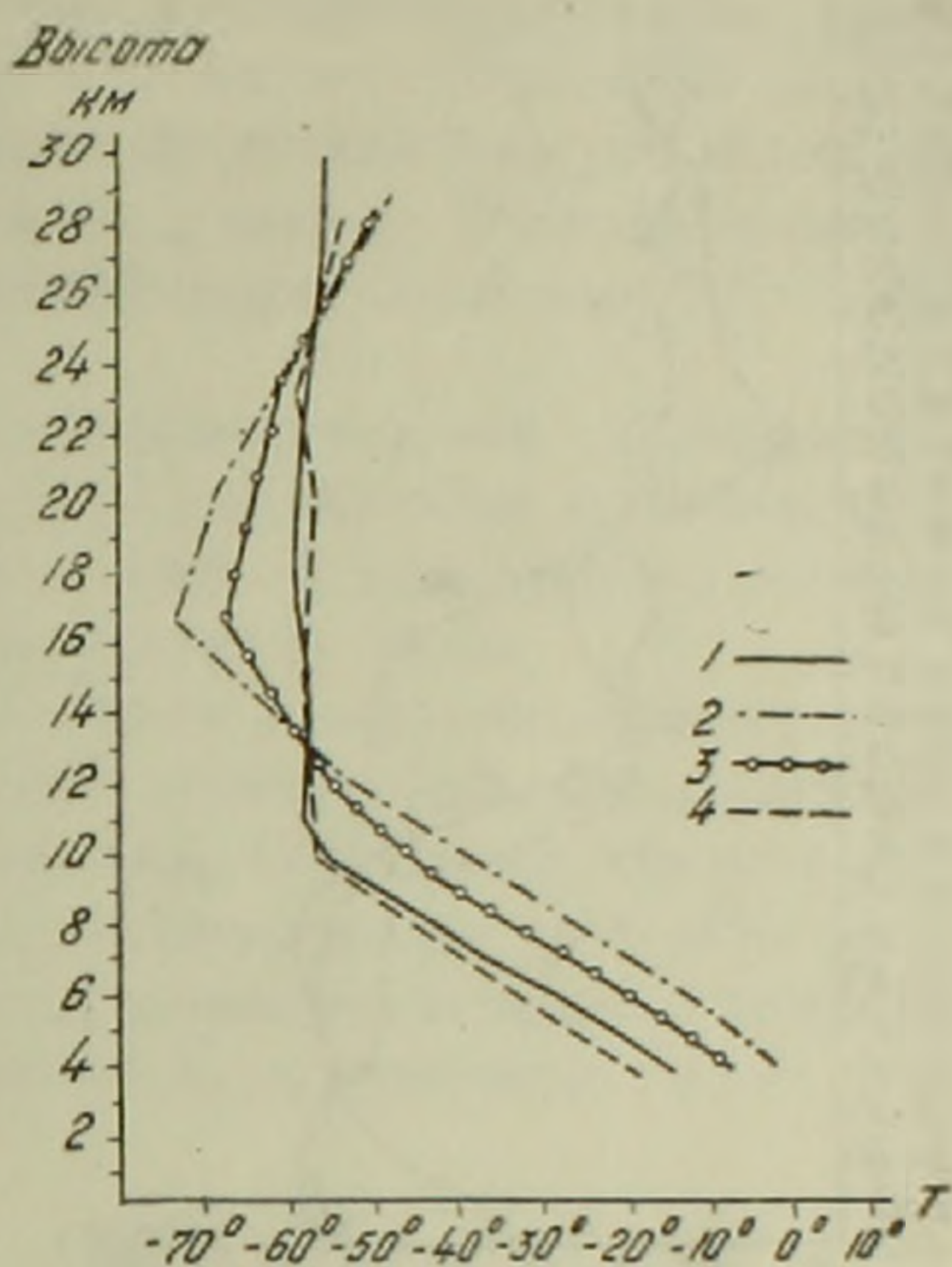
Солнечная радиация в субтропической зоне в годовом выводе составляет около 0,8 от тропической ⁽³⁾. Для Армении она не меньше этой величины. Летом солнечная радиация в субтропической зоне, особенно в континентальном субтропическом климате, в условиях которого находится Армения, не меньше, чем в тропической зоне. Отсюда можно сделать вывод, что летняя атмосфера над Арменией, близкая по своим характеристикам к тропической, формируется в основном на месте, в соответствии с режимом солнечной радиации*. Зимняя же атмосфера над Арменией является, с этой точки зрения, нарушением — ее строение мало

* Такое определение не исключает, конечно, влияния адвекции с южных широт на атмосферу Армении.

соответствует режиму солнечной радиации места. Так как зимой атмосфера над Арменией становится по своим характеристикам очень близкой к атмосфере над умеренными широтами, то логично прийти к выводу, что это нарушение связано с воздействиями с севера, которые в действительных условиях осуществляются в виде частых вторжений холодных масс воздуха.



Фиг. 3. Кривые распределения с высотой средней месячной температуры воздуха. Июль. 1 — Ереван 2, 3, 4 — широты 20°, 30°, 50°; долгота 50° Е.

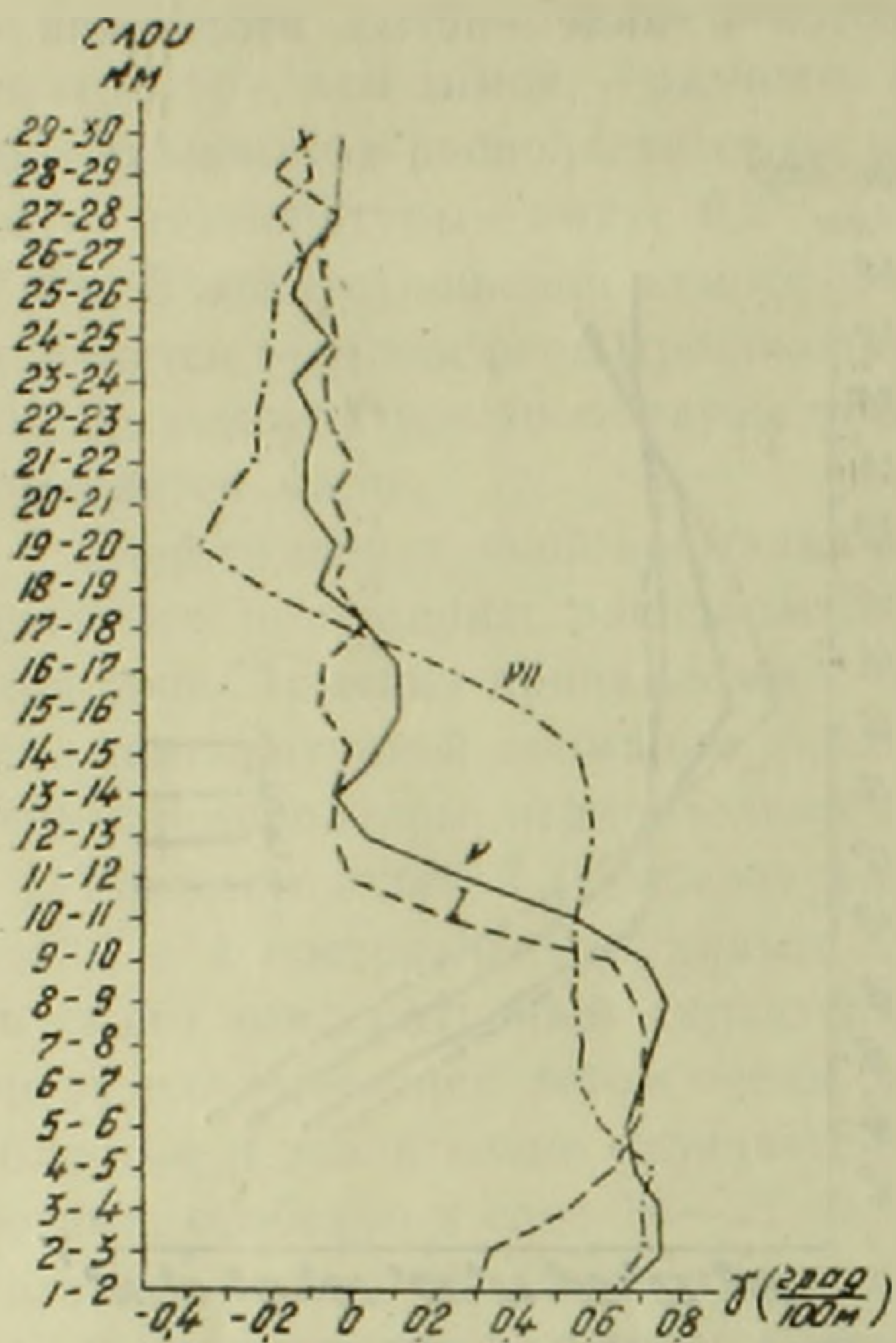


Фиг. 4. Кривые распределения с высотой средней месячной температуры воздуха. Январь. 1 — Ереван, 2, 3, 4 — широты 20°, 30°, 50°; долгота 50° Е.

Ранее автором было показано (⁴), что холодные вторжения в Армению, вызывая значительное похолодание в тропосфере, сопровождаются потеплением в нижней стратосфере и приносят с собой низкую, более теплую тропопаузу.

В летний период, особенно в июле и августе, холодные вторжения в Армению редки. Поэтому, нарушая в каждом отдельном случае в той или иной мере режим ее атмосферы, в целом на среднесезонное состояние последней они влияют мало. Начиная с октября холодные вторжения в Армению становятся все чаще и продолжительнее (с октября по май число холодных вторжений превышает 30). Эти частые и продолжительные вторжения холодных масс воздуха и делают тропосферу над Арменией зимой и в переходные периоды холоднее, тропопаузу ниже и нижнюю стратосферу теплее, чем все это было бы при отсутствии вторжений. В этом, по-видимому, причины того, что над Арменией и вообще над субтропическими районами происходят столь своеобразные сезонные изменения строения атмосферы и, в частности, существования слоя температурной аномалии.

В отличие от обычных условий, в летние месяцы в средней и верхней тропосфере над Ереваном устанавливаются вертикальные градиенты температуры значительно меньшие, чем в нижележащем слое и зимой (фиг. 5). В июле среднесуточные вертикальные градиенты температуры



Фиг. 5. Средние месячные вертикальные градиенты температуры (град/100 м) над Ереваном.

в слое 2—5 км достигают 0,72—0,74°/100 м; выше, в слое 5—11 км, градиенты уменьшаются до 0,54°/100 м; затем они несколько увеличиваются—до 0,6/100 м, но остаются меньшими, чем в слое 2—5 км; под тропопаузой, как это обычно бывает, градиенты уменьшаются—до 0,43—0,24°/100 м. В январе в слое 5—10 км вертикальные градиенты температуры имеют величины 0,69—0,73°/100 м.

Эти факты дают основание для вывода, что в летний период, особенно в июле и августе, в средней и верхней тропосфере над Арменией преобладают нисходящие течения, которые и являются причиной уменьшения здесь вертикальных градиентов температуры. Развитие конвекции в эти месяцы в большинстве случаев ограничивается нижней тропосферой. И так

как уровень конденсации лежит высоко, то и в летние месяцы над Арменией господствует ясная погода. По данным, приведенным в работе А. Б. Багдасаряна (⁵), в период июль—сентябрь отношение наблюдавшегося солнечного сияния к возможному в Ереване составляет 82—87%.

Вопрос о нисходящих течениях летом в средней и верхней тропосфере над Арменией нуждается в специальном изучении. Здесь отметим только, что по нашему мнению имеется тесная связь между этими нисходящими движениями и субтропическим струйным течением, которое, перемещаясь с юга, в летний период располагается над Арменией.

Уровень минимальной температуры над Арменией располагается в среднем на высоте 16—18 км (фиг. 1). Летом он совмещается, как правило, с нижней границей тропопаузы, зимой—часто находится на 6—7 км выше.

В стратосфере, выше уровня минимальной температуры, над Ереваном во все месяцы года в среднем наблюдаются отрицательные вертикальные градиенты, то есть происходит повышение температуры с высотой. Отличие состоит только в том, что в летние месяцы эти градиенты

заметно больше, чем зимой—в январе они порядка $0,0$ минус $0,02^{\circ}/100$ м, в июле—достигают минус $0,30—0,36^{\circ}/100$ м.

По характеру вертикального распределения температуры в стратосфере атмосфера над Арменией летом становится также близкой к тропической, зимой к атмосфере умеренных широт (см. фиг. 3 и 4).

Наибольшие годовые колебания температуры в атмосфере над Арменией (речь идет только о тропосфере и стратосфере) наблюдаются в приземных слоях (в Ереване около 30°), что непосредственно связано с влиянием подстилающей поверхности. До высоты 5 км эти колебания закономерно убывают (до 18°), но затем, в слое 5—10 км, наблюдается увеличение с высотой годовых колебаний температуры (до $23,7^{\circ}$ на высоте 10 км).

Выше было отмечено, что летом в средней и верхней тропосфере над Арменией наблюдаются заметно меньшие вертикальные градиенты температуры, чем в нижележащем слое и зимой. В этом причины увеличения годовых колебаний температуры в слое 5—10 км.

Климатические зоны обычно изучаются и характеризуются по погоде и приземным значениям различных метеорологических параметров⁽¹⁾. Между тем полученные нами результаты показывают, что возможно и было бы целесообразно изучение климатических зон проводить также с точки зрения особенностей и сезонных изменений строения атмосферы в комплексе с приземными метеорологическими характеристиками.

Институт геологических наук
Академии наук Армянской ССР

Գ. Դ. ՋՈՒԲՅԱՆ

Մթնոլորտի կառուցվածքի մի քանի առանձնահատկությունների մասին Հայաստանում

Մթնոլորտի կառուցվածքը, նրա տարեկան փոփոխությունները Հայաստանում, որը գտնվում է մերձարևադարձային կլիմայական գոտում, ունեն մի շարք առանձնահատկություններ, որոնցով նա կապես տարբերվում է ինչպես բարեխառն, այնպես էլ արևադարձային ու բևեռային գոտիներում գտնվող վայրերից: Ըստ որում այդ տարբերությունը ոչ միայն բանական է, այլև որակական:

Արևադարձային գոտում օդի ջերմաստիճանը տրոպոսֆերայում տարվա ընթացքում քիչ է փոփոխվում, իսկ ստրատոսֆերայում ձմռանից ամառ դիտվում է ջերմաստիճանի թույլ աճ: Բարեխառն և բևեռային գոտիներում այդ ընթացքում տեղի է ունենում օդի ջերմաստիճանի ընդհանուր աճ (3):

Ի տարբերություն այդ վայրերի, Հայաստանում, ինչպես ցույց են տալիս 1 և 2 գծագրերը, գոյություն ունի 6—7 կմ հզորության՝ միջին հաշվով 15 մինչև 21 կմ տարածվող մթնոլորտի շերտ, որտեղ օդի ջերմաստիճանն ամռանը ցածր է, քան ձմռանը: Այդ շերտում ջերմաստիճանի բացասական տարբերությունը հուլիս և հունվար ամիսների միջև 17 կմ բարձրության վրա կազմում է միջին հաշվով $8,5^{\circ}$, իսկ առանձին տարիներին հասնում է $10—11^{\circ}$: Մթնոլորտի այդ շերտը կարելի է անվանել ջերմաստիճանային սնումալիայի շերտ:

Տրոպոպաուզան Հայաստանում ամռանը զգալիորեն բարձր է գտնվում և ունի ցածր ջերմաստիճան, քան ձմռանը (տես 1 և 2 գծագրերը): Տրոպոպաուզայի բարձրության տարբերությունը հուլիս և հունվար ամիսների միջև կազմում է միջին հաշվով 6 կմ (հուլիս՝ 17 կմ, հունվար՝ 11 կմ), իսկ նրա ջերմաստիճանի տարբերությունը՝ մինուս $9,2^{\circ}$ (հուլիս՝ մինուս $66,5^{\circ}$, հունվար՝ մինուս $57,3^{\circ}$):

Հայաստանը այս տեսակետից ևս էական տարբերվում է այլ կլիմայական գոտիներում գտնվող վայրերից, որտեղ տրոպոպաուզայի բարձրությունը տարվա ընթացքում քիչ է փոփոխվում, իսկ նրա չերմաստիճանը ձմեռվանից ամառ ամռում է։

Մթնոլորտը Հայաստանում իր կառուցվածքով և չերմաստիճանային հատկանիշներով ամառվա ընթացքում շատ մոտ է լինում արևադարձային, իսկ ձմեռվա ընթացքում՝ բարեխառն գոտու մթնոլորտին (տես 3 և 4 գծագրերը)։ Ամառային մթնոլորտը Հայաստանում իր հատկանիշներով ընդհանրապես համապատասխանում է արևի ճառագայթման պայմաններին, ձմռանը՝ շեղվում է նրանից։ Վերջինս բացատրվում է հյուսիսային շրջանների ազդեցությամբ, որը պայմանավորված է ցուրտ օդային զանգվածների հաճախակի ներխուժմամբ։ Այդ ներխուժումները, որոնց հետևանքով տրոպոսֆերայում ցրտում է, ուղեկցվում են չերմաստիճանի անկումով և տրոպոսֆերայում և տրոպոպաուզայի զգալի իջեցումով (4)։

Ամռանը ցուրտ օդային զանգվածների ներխուժում դեպի Հայաստան սակավ է դիտվում։ Տարվա անցուդիկ ժամանակաշրջաններում և ձմռանը նրանց բանակը զգալիորեն ավելանում է և նրանք ավելի երկարատև են լինում (հոկտեմբերից մինչև մայիս տեղի է ունենում 30-ից ավելի ներխուժում), որի հետևանքով տրոպոսֆերան Հայաստանում դառնում է ավելի ցուրտ, ստորին ստրատոսֆերան ավելի տաք և տրոպոպաուզան ավելի ցածր, քան այդ ամենը կլիներ այդ ներխուժումների բացակայության դեպքում։ Այս է Հայաստանում մթնոլորտի կառուցվածքի դիտվող յուրահատուկ տարեկան փոփոխությունների և, մասնավորապես, չերմաստիճանային անոմալիայի շերտի գոյության պատճառը։

Ստրատոսֆերայում ամառվա ամիսներին դիտվում են չերմաստիճանի զգալի չափով ավելի մեծ բացասական ուղղաձիգ գրադիենտներ (չերմաստիճանի աճ ըստ բարձրության), քան տարվա մյուս ամիսներին (համապատասխանաբար՝ 0,0 մինուս 0,02°/100 մ և մինուս 0,30—0,35°/100 մ, տես 5 գծագիրը)։

Այս տեսակետից էլ մթնոլորտը Հայաստանում ամառվա ընթացքում մոտ է լինում արևադարձային գոտու, իսկ ձմեռվա ընթացքում՝ բարեխառն գոտու մթնոլորտին։

ЛИТЕРАТУРА -- ԳՐԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ

¹ Г. Д. Зубян, Синоптико-аэрологическое исследование верхней тропосферы и нижней стратосферы, Гидрометеониздат, 1961. ² Х. П. Погосян, Струйные течения в атмосфере, Гидрометеониздат, 1960. ³ Б. П. Алисов, О. А. Дроздов, Е. С. Рубинштейн, Курс климатологии, Гидрометеониздат, 1953. ⁴ Г. Д. Зубян, К аэрологии холодных вторжений в Армению. Тезисы докладов научного совещания по проблемам гидрометеорологии горных стран. Изд. АН АрмССР, 1963. ⁵ А. Б. Багдасарян, Климат Армянской ССР, Изд. АН АрмССР, 1958.