

Х. П. ПОГОСЯН

## СТРУЙНЫЕ ТЕЧЕНИЯ НАД РАЙОНОМ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ

Высотные фронтальные зоны, как бароклинные зоны, охватывающие значительную часть тропосферы и нижнюю стратосферу, были известны еще в тридцатых годах. Характеризуясь большими горизонтальными градиентами температуры, они являются зонами значительных запасов энергии. С их открытием начались широкие исследования процессов изменения атмосферного давления, условий возникновения циклонов и антициклонов и связанных с ними изменений погоды. К числу основных характеристик высотных фронтальных зон относится и ветер, отличающийся здесь большими скоростями.

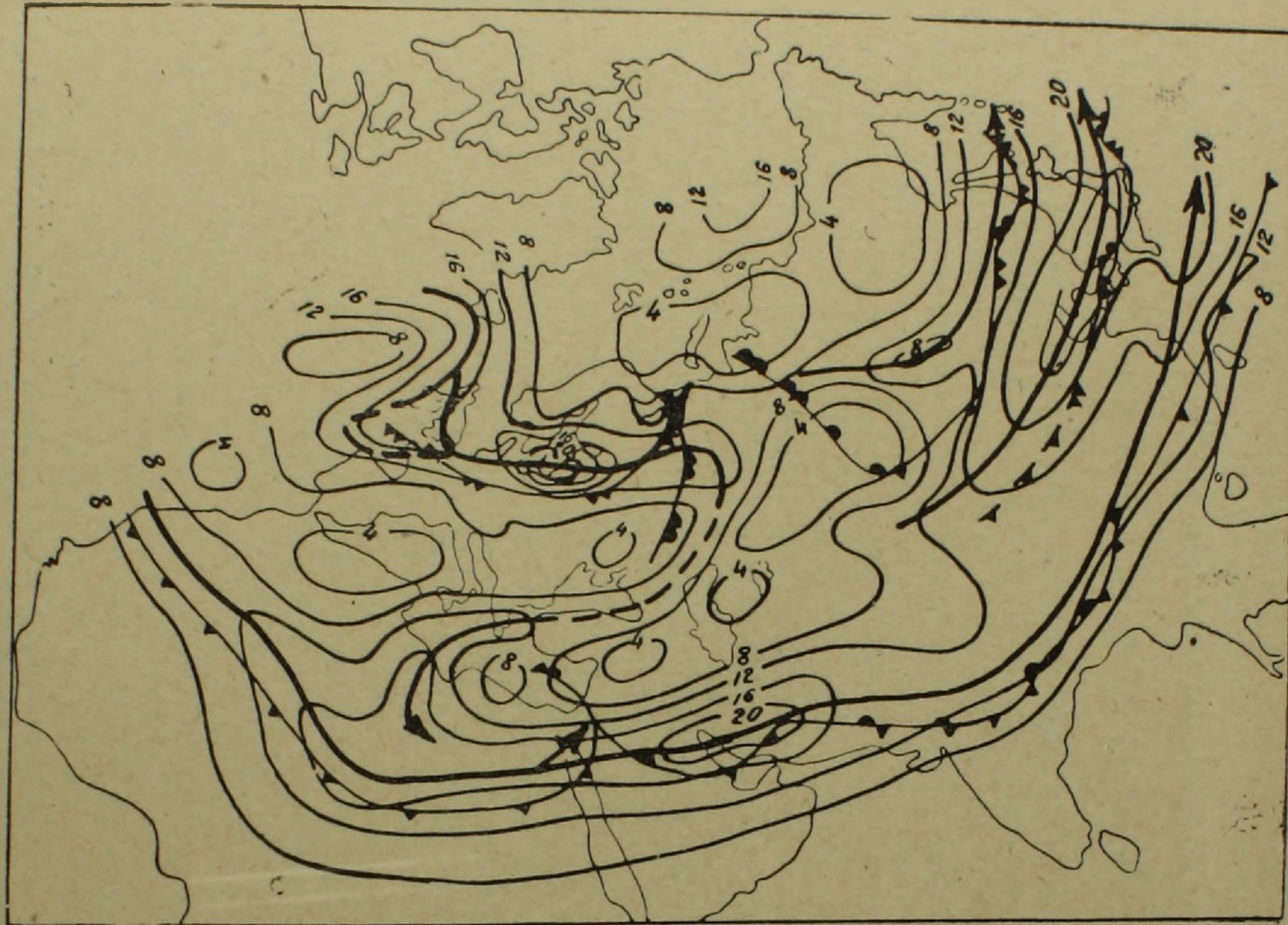
В послевоенные годы, в связи с требованиями авиации, резко возросло внимание к исследованию сильных ветров на высотах.

О наличии больших скоростей ветра на высотах имелись сведения еще лет сорок назад. Однако не было известно, что сильные ветры представляют довольно мощную систему с большой горизонтальной протяженностью вдоль потока. Такая система ветра выделяется в поле сравнительно малых градиентов температуры, давления и скоростей ветра и образует нечто вроде струи. Поэтому зоны сильных ветров на высотах были названы *струйными течениями*.

По современным представлениям, *струйное течение* — это сильное, со значительными градиентами скорости, узкое течение большой протяженности в верхней тропосфере и нижней стратосфере, проходящей вдоль максимальных ветров и эллиптическое по форме вертикального сечения. Скорости ветра в струйных течениях превышают 30 м/сек (108 км/час). Вертикальный градиент скорости ветра превышает 5 м/сек на 1 км, а горизонтальный градиент скорости ветра достигает 10 и более м/сек на 100 км.

Это определение не содержит объяснения природы струйных течений. Известно, однако, что формирование последних обусловлено главным образом полем температуры.

Исследование структурных особенностей струйных течений производится путем изображения их в горизонтальной и вертикальной плоскостях. Изображая струи в горизонтальной плоскости можно судить о географическом распределении и изменении их во времени. Для этого строятся карты изотак, т. е. карты распределения скоростей ветра для уровней 300 и 200 мб поверхности. При этом для ха-



Фиг. 1. Карта изотех на уровне 300 мб и струйные течения. Утром 10 января 1957 г.

характеристики струйных течений во внетропических широтах удобнее пользоваться картами АТ 300, поскольку эта поверхность близка к уровню максимального ветра (оси струи), а в низких широтах, где уровень максимального ветра расположен выше—картами АТ 200.

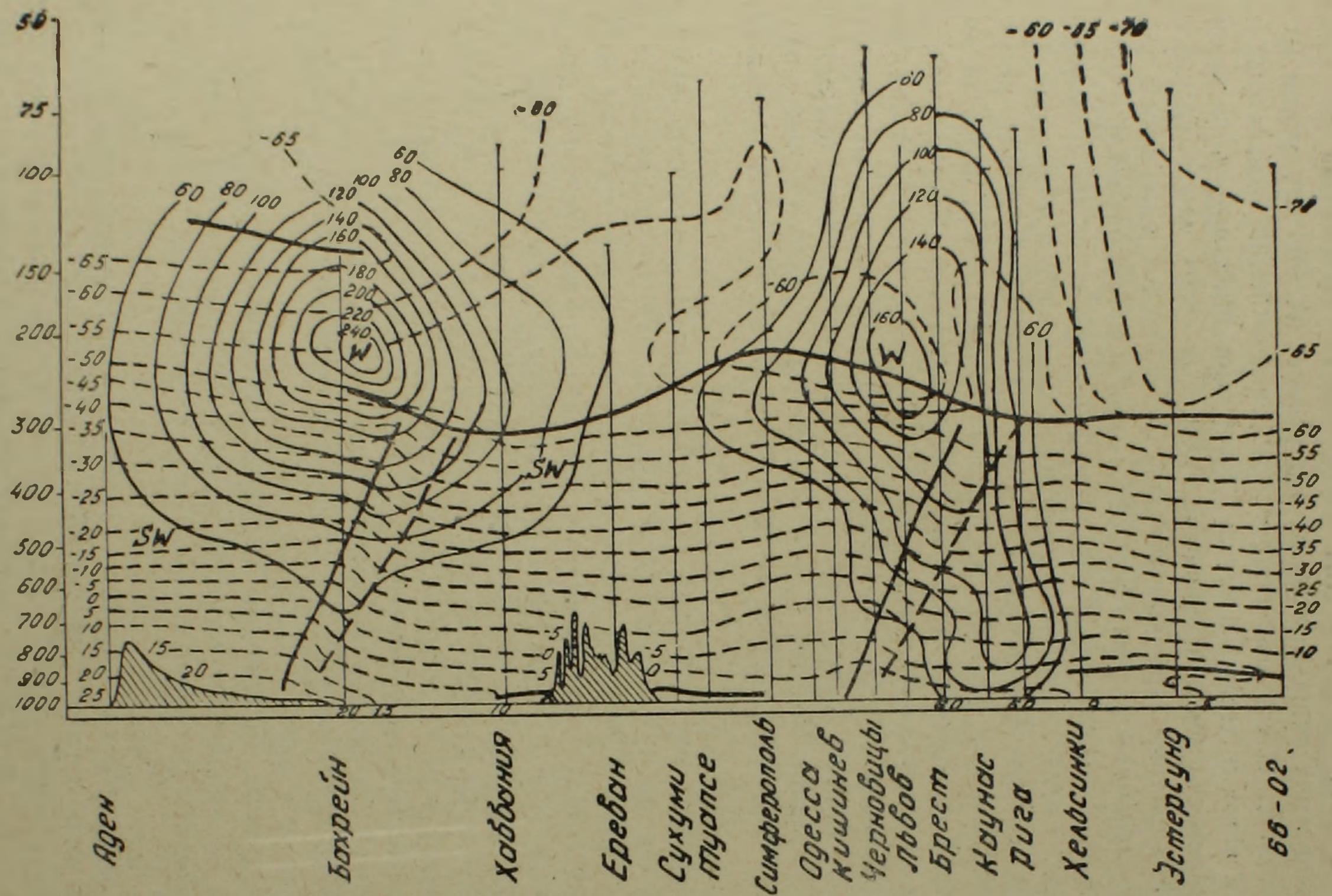
На фиг. 1 представлена карта изотак, полученная по данным распределения скоростей ветра на уровне АТ 300 мб, утром 10 января 1957 г. Здесь изолиниями изображены линии одинаковых скоростей ветра в десятках км/час, зубчатыми линиями—линии фронтов у поверхности земли и жирными стрелками—зону максимальных скоростей в системе струйных течений. В пределах охваченной картой территории имеются два струйных течения: субтропическое и внетропическое. Скорости ветра на этом уровне (около 9 км) достигают 180—200 км/час. Северная струя проходит между Британскими островами и севером Европейской части СССР, со скоростями ветра до 180—240 км/час. Как всегда, так и в данном случае, скорости ветра в системе струйных течений не везде одинаковы. В частности, над юго-востоком Европейской части СССР и частично над Малой Азией струя размыта. Здесь максимальные скорости ветра едва достигают 90—100 км/час (слабо выраженная часть струи дана прерывистой линией). Далее, из фиг. 1 следует, что ось струйного течения располагается на определенном расстоянии от линии фронта у поверхности земли.

Вертикальные разрезы струйных течений, обнаруживаемых по картам изотак, позволяют определить характерные особенности структуры струйного течения, установить связь с атмосферными фронтами, облачностью и т. п. Обычный разрез струйных течений вечером 14 января 1956 г. приведен на фиг. 2. Между Аденом и Скандинавией имеются две струи. Южная над Бахрейном, с максимальными скоростями ветра, превышающими на уровне 200 мб (12 км) 220 км/час и северная над Брестом, с максимальными скоростями ветра на оси струи, равными на уровне 360 мб (около 8 км) 160 км/час. В данном случае над Армянским нагорьем ветры на всех высотах слабые (направление ветра на рисунке изображено маленькими стрелочками на вертикальных линиях).

**Сезонное положение струйных течений.** Над Армянским нагорьем и прилегающими к нему районами обнаружены два типа тропосферных струйных течений: субтропический и внетропический [1].

Субтропические струйные течения зимой формируются южнее Армянского нагорья, на широтах 25—35° N, а летом над самым нагорьем или несколько севернее (36—47° N). Испытывая сезонные смещения, они отличаются постоянством существования и малой подвижностью внутри сезона.

Более часто субтропические струйные течения формируются над Армянским нагорьем в переходные сезоны года, особенно весной.



Фиг. 2. Вертикальный разрез субтропического и внутритропического струйных течений между Аравией и севером Гренландий 14 января 1957 г.

В таблице 1 представлены сведения о положении 55 субтропических струйных течений в различные сезоны 1955 года на  $45^\circ \epsilon$ .

Таблица 1  
Положение субтропических струйных течений  
на  $45^\circ \epsilon$  в различные сезоны

Месяцы	Широты	Число случаев
I	25—36 N	18
V	32—40 .	7
VII	36—47 .	17
X	31—37 .	13

Эти сведения не отличаются полнотой, поскольку число случаев мало. Однако отнюдь не случайно, что ось субтропической струи в январе не переходит за  $35—36^\circ \text{N}$ , а в июле не бывает южнее  $37—48^\circ \text{N}$ .

Внетропические струйные течения над Армянским нагорьем, как правило, менее мощны, но более подвижны. Формируются они обычно в средней полосе и при циклоническом преобразовании высотного деформационного поля над Восточной Европой, перемещаются в район Малой Азии. Нередко они сливаются с субтропическими струями и образуют одно мощное струйное течение с 2—8 осями. При этом ось внетропической струи находится на уровне 8—10 км, т. е. ниже субтропической на 2—3 км. Внетропические высотные фронтальные зоны и связанные с ними струйные течения над нагорьем, чаще всего, наблюдаются в холодную половину года, что объясняется активностью междуширотного обмена и цикло и антициклонической деятельностью.

Для установления географического распределения струйных течений, мы составили карты повторяемости их над северным полушарием для всех сезонов 1956 г. Повторяемость была определена по скоростям ветра, превышающим на уровне 300 мб, 100 км/час в трех градациях, в квадратах с площадью около двух миллионов км<sup>2</sup> [2].

Здесь мы приводим вырезки из этих карт за два сезона (фиг. 3—6). На них, кроме изолиний повторяемости больших скоростей ветра, выраженных в процентах, приведены сведения о повторяемости скоростей ветра (приведенным к 30 дням) в трех градациях: 100—150, 151—200 и 200 км/час. Сведения эти по вертикали записаны в центре каждого квадрата. Они позволяют судить о повторяемости сильных и слабых струйных течений в различных районах. Кроме того, в центре каждого квадрата изображена роза направлений струйных течений.

На фиг. 3-а представлена карта повторяемости струйных течений за зимний сезон. Не трудно видеть, что наибольшая повторяемость их (65%) зимой приходится на широты  $25—25^\circ \text{N}$ .

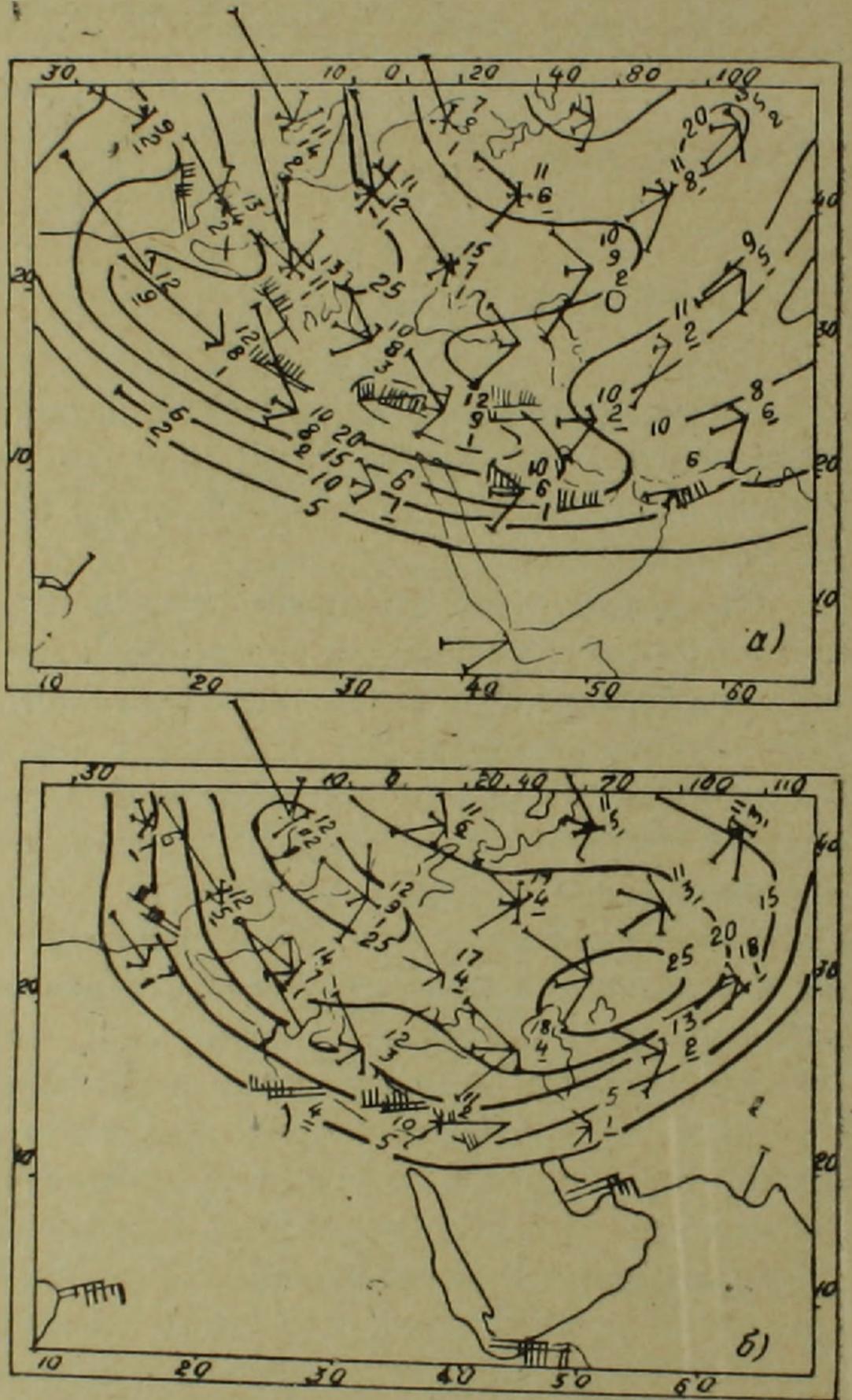
Над самым Армянским нагорьем повторяемость ветра со ско-

ростями, превышающими 100 км/час, на уровне 300 мб не превышает 50—60%.

Следует однако заметить, что в соответствие с высотой оси струи, поверхность 300 мб лучше отражает повторяемость внетропических и хуже—субтропических струйных течений, поскольку ось последних обычно располагается ближе к уровню 200 мб поверхности. Поэтому, очевидно, повторяемость субтропических струйных течений (южнее 35°) на наших картах несколько занижена. На это указывают данные о средних скоростях ветра южнее 40° N, нанесенных на карты стрелками с оперением. Эти данные заимствованы из работы [3]. На картах повторяемости струйных течений ветер на уровне 300 мб изображен тонкими стрелками, а на уровне 200 мб — жирными стрелками (каждое перо стрелки равно 20 км/час).

Зимой между Средиземным морем и севером Персидского залива средняя скорость ветра на уровне 300 мб достигает 100—140 км/час, а на уровне 200 мб 150—170 км/час. В то же время, над Ереваном средняя максимальная скорость ветра в верхней тропосфере на уровне 8—10 км, равна лишь 60—70 км/час, что хорошо согласуется с повторяемостью струй. Лишь временами максимум скорости ветра здесь превышает 180—200 км/час.

Десятки резервов струйных течений, как и карта повторяемости струй показали, что субтропические струйные течения зимой почти постоянно находятся южнее Армянского нагорья. Наиболее часто ось этих струй находится в районе между Хаббанией (вблизи Багдада) и Бахрейном. В пределах Армянского нагорья формируются струйные течения внетропического типа, обусловленные меридиональным цикло-



Фиг. 3. Повторяемость максимальных скоростей ветра на уровне 300 мб зимой и летом 1956 г.

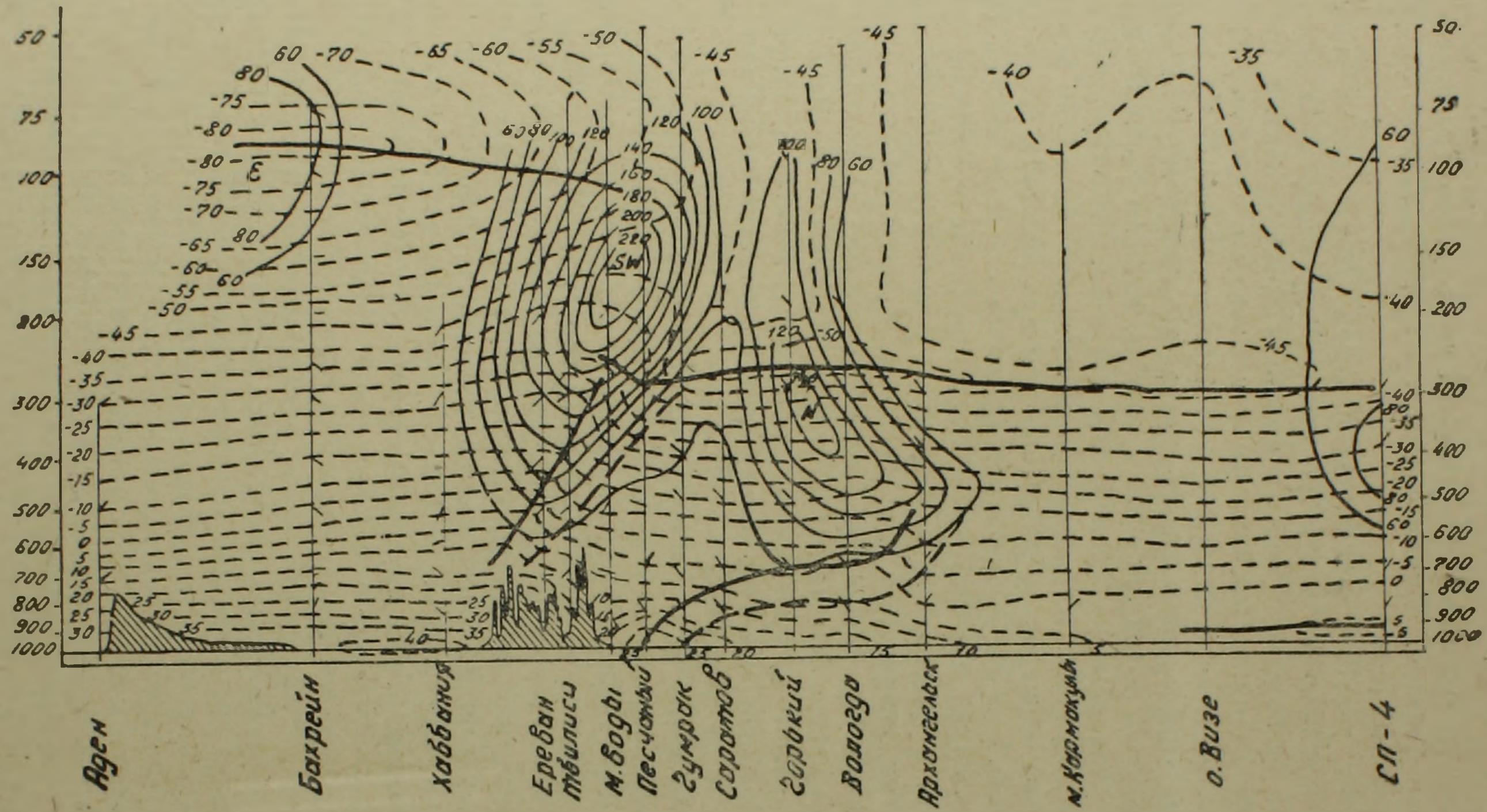
ническим преобразованием термобарического поля тропосферы над Восточной Европой. Направление струйных течений, [фиг. 3] преимущественно западное.

Летом условия циркуляции в нашем районе резко меняются. Зона субтропических струйных течений перемещается к северу на  $10-15^\circ$  и располагается над Армянским нагорьем на Кавказе (табл. 1). Карта (фиг. 3-б) показывает, что над Кавказом и соседней Средней Азией повторяемость струйных течений, по сравнению с соседними областями—наибольшая. Увеличение повторяемости над Кавказом, как и над Средней Азией от зимы к лету происходит в связи с перемещением сюда зоны субтропических струйных течений, находящихся зимой над Аравией. Кроме того, относительно реже, чем зимой, но все же при меридиональных преобразованиях высотных деформационных полей, в район Кавказа перемещаются с севера внетропические струи и сливаются с субтропическими струйными течениями. На это указывают и средние скорости ветра на уровне 300 и 200 мб поверхностей. Так, например, в зоне наибольшей повторяемости струй зимой, т. е. между Кипром и Хаббанией средние скорости западного ветра на уровне 300 мб летом уже не превышают 50—100 км/час, а над Бахрейном преобладающим становится восточное направление ветра. Наоборот, над Ереваном средние скорости максимального ветра возрастают до 80 и более км/час.

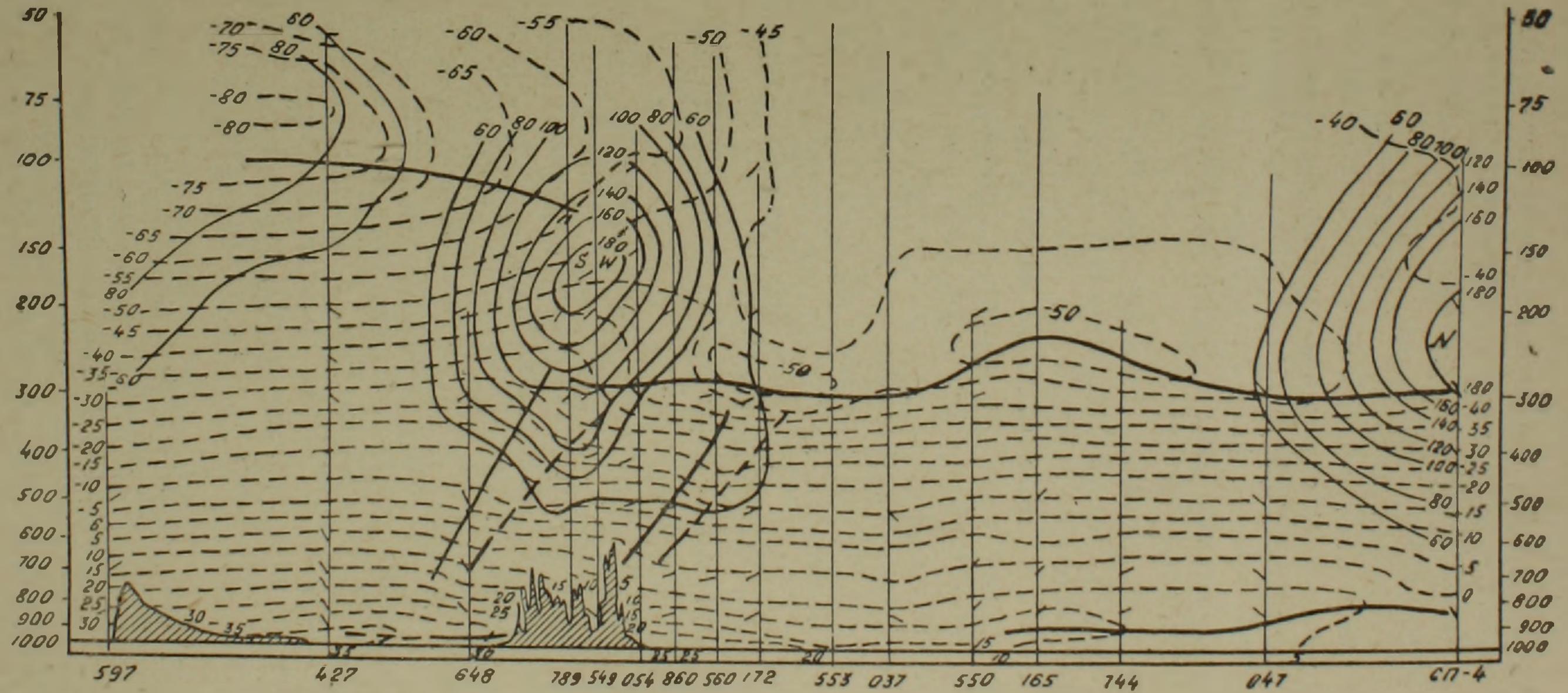
Такое различие в сезонном распределении ветра в рассматриваемом районе, как и в других частях северного полушария, обусловлено радиационными процессами. Зимой линия нулевого радиационного баланса поверхности земли находится вблизи  $40^\circ$  N. Тем самым имеются условия для значительного прогрева воздуха в тропиках и охлаждения его во внетропических широтах. Поэтому над сушей, где прогревание и охлаждение воздуха обусловлено непосредственно сезонными условиями радиационного притока тепла к земной поверхности и турбулентной передачей его воздуху (в тропосфере), в зоне нулевого радиационного баланса зимой создаются большие горизонтальные градиенты температуры и струйные течения [5].

Летом радиационный баланс поверхности земли над всем северным полушарием хотя и положителен, все же, в связи с распределением других составляющих теплового баланса, наибольшее прогревание воздуха происходит в низких широтах, в связи с чем, зона больших горизонтальных контрастов и субтропических струйных течений перемещается к северу, что сезонное распределение температуры воздуха в тропосфере находится в непосредственной зависимости от притока тела от подстилающей поверхности, нами было показано еще в работе [6]. Очевидно, что положения, развитые в указанной работе могут быть привлечены к объяснению межсезонных перемещений зон наибольшей повторяемости струйных течений.

Поскольку зона наибольшей повторяемости струйных течений зимой находится южнее Армянского нагорья, а летом несколько се-



Фиг. 4. Струйное течение над Северным Кавказом вечером 2 июля 1956 г.



Фиг. 5. Струйные течения над Кавказом и Костромой 6 июля 1956 г.

вернее его, то естественно, что в промежуточные сезоны над нагорьем должна иметь место наибольшая повторяемость струй. Весной и осенью над Армянским нагорьем струйные течения наблюдаются чаще, чем в экстремальных сезонах.

Как уже говорилось выше, над Армянским нагорьем зимой преобладают внетропические струи, формирование и усиление которых связаны с вторжением холодного воздуха с севера, обычно через Центральную и Восточную Европу. Весной также преобладают внетропические струйные течения. Лишь летом в связи с общим перемещением высотной фронтальной зоны к северу, над нагорьем преобладают субтропические струйные течения.

Таким образом, основным фактором струеобразования является температура воздуха. Что касается влияния хребтов и, в первую очередь, главного Кавказского хребта, то, очевидно, в возникновении струйных течений они играют ничтожно малую роль.

В подтверждении сказанного обратимся к району северо-восточной Африки востока Средиземного моря. Здесь при совершении отличных физико-географических условиях, струйные течения имеют аналогичные с Армянским нагорьем сезонные изменения. Однако возможно находится близко к истине утверждение К. И. Папинашвили, что Главный Кавказский хребет при определенных условиях оказывает некоторое влияние на направление и скорость струйных течений над Кавказом и Армянским нагорьем.

Кроме межсезонных перемещений струйные течения испытывают и внутрисезонные перемещения.

**Струйные течения и фронты.** Говоря о различии характеристик между субтропическими и внетропическими струйными течениями, выше мы указали, в частности, на почти постоянное существование первых и меньшую подвижность их внутри сезона. Это послужило поводом для деления струйных течений на фронтальные и нефронтальные. К фронтальным обычно относят внетропические струи, а к нефронтальным, как правило, — субтропические струи. С этим нельзя согласиться, ибо любое струйное течение возникает в результате формирования высотных фронтальных зон, с большими горизонтальными градиентами температуры. Такова природа не только упомянутых струйных течений, но и стратосферных [7], где согласно новым исследованиям фронты отличаются тем же постоянством, как и в тропосфере [8].

Действительно, внутрисезонные перемещения субтропических струйных течений, как и усиление и ослабление их, обязаны междуширотному обмену, сопровождающемуся перемещением фронтов к югу и вхождению их в систему субтропической высотной фронтальной зоны, независимо от того, размыты или хорошо выражены у поверхности земли.

Один из примеров смещения субтропической струи над Кавказом, покажем здесь. На фиг. 4 и 5 изображено вертикальное се-

чение атмосферы до уровня 50 мб (20 км), 2, 6 и 10 июля 1956 года. 2 июля (фиг. 4) ось струйного течения со скоростью 200 км/час была расположена между Минеральными Водами и Песчаным на уровне 160—170 мб. В поле изотерм (пунктирные линии) хорошо выражен тропосферный фронт, с которым связано субтропическое струйное течение.

В соответствии с медленным продвижением фронта к югу, струйное течение также сместилось немного к югу и 6 июля ось струи была обнаружена над Минеральными Водами. В последующие дни этот процесс продолжался и 10 июля ось струйного течения достигла Еревана—Тбилиси.

Как видно, субтропическое струйное течение в течение этой декады сместилось к югу более чем на 400 км. Перемещение было вызвано общими циркуляционными процессами при адвекции холода из средних широт.

В этом процессе интересно и другое. Вторгшийся за холодным фронтом воздух, в слоях близких к поверхности земли, быстро прогревался. При вторжении на Северный Кавказ с 2-го по 10 июля, согласно данным зондирования в пункте Минеральные Воды, похолодание было зарегистрировано не только на высотах, но и у поверхности земли. В Ереване значительное понижение температуры, до 10°, было отмечено во всей тропосфере, и весьма ничтожное—в приземном слое воздуха. Еще южнее, — в Хаббании, при общем понижении температуры воздуха в тропосфере, в нижнем километре не произошло сколько-нибудь заметного изменения температуры. Это хорошо видно на вертикальных разрезах (фиг. 4—5).

С продвижением холодного фронта и связанного с ним струйного течения к югу, естественно, происходила перестройка термобарического поля и поля течений. В связи с этим особенно интересно отметить, что над Хаббанией, куда частично вторглась холодная масса воздуха, ветер на высотах существенно изменился. Так, если 2-го июля ветер над Хаббанией, выше уровня 7 км был юго-восточный, слабый (фиг. 4), то 6 июля (фиг. 5) он стал юго-западным со скоростями до 50 км/час, а 10 июля западный ветер усилился до 80—90 км/час.

Таким образом, вторжение холода с севера в низкие широты сопровождалось понижением температуры на высотах. Но не редко, вследствие прогрева воздуха в слоях, близких к поверхности земли, заметного похолодания здесь не происходит. В этих случаях, влажность удаляется от состояния насыщения и прохождение фронта не сопровождается облакообразованием и выпадением осадков. Широко расположенные горные цепи в достаточной мере этому способствуют. Однако и при отсутствии гор, процесс прогрева воздуха в низких широтах был бы интенсивным, а размывание фронта в нижних слоях воздуха—неизбежным.

Это не является чем то присущим лишь для физико-географических Известия XI, 2—5

ческих условий рассматриваемого района. Исследования условий возникновения и перемещения струйных течений над севером Африки—Средиземным морем, Индией—Средней Азией, как и Дальним Востоком показали, что размывание фронта в нижних слоях и устойчивое сохранение контрастов температур на высотах характерно и для этих районов.

**Струйное течение и тропопауза.** В системе струйных течений тропопауза либо непрерывна, но наклонена, либо претерпевает разрыв. На приведенных здесь вертикальных разрезах в зоне субтропической струи зимой (фиг. 2) тропопауза разорвана, а в зоне северной струи—наклонена.

На приведенных летних примерах субтропических струйных течений фиг. (4—5), тропопауза везде разорвана.

Существуют различные мнения по объяснению причин разрыва тропопаузы. Некоторые исследователи считают, что разрыв тропопаузы типичен для всех видов тропосферных струйных течений, а причиной разрыва считают турбулентность. В частности, по Меррею [9], в начале возникновения струи тропопауза наклонена, затем с усилением струи и турбулентности, тропопауза претерпевает разрыв. В стадии ослабления струйного течения турбулентность тропопаузы восстанавливается.

Нашими исследованиями это положение не подтвердилось. Было установлено, что независимо от сезона и местонахождения, в системе субтропических струйных течений тропопауза, как правило, бывает разорвана. Это настолько типично, что даже на средних вертикальных разрезах, построенных разными авторами вдоль различных долгот, тропопауза в низких широтах всегда представляется разорванной [10, 13].

В системе внетропических струйных течений тропопауза наклонена, а разрыв ее происходит лишь в исключительных случаях и то кратковременно.

Чтобы объяснить причины разрыва тропопаузы в системе субтропических струйных течений напомним, что над тропиками тропопауза располагается на высотах 16—18 км, а над средними и высокими широтами на уровне 8—12 км. Следовательно, в месте разрыва, в системе субтропической высотной фронтальной зоны и связанного с ней струйного течения, разность высот тропопаузы в теплой и холодной частях зоны достигает в среднем 6—8 км.

Разность высот расположения тропопаузы в тропиках, с одной стороны, и в средних и высоких широтах—с другой, объясняется главным образом условиями радиационного режима в низких и внетропических широтах. Однако при отсутствии циркуляции атмосферы и макротурбулентного обмена, несмотря на разность высоты, тропопауза в переходной зоне была бы наклонена. В действительности, вследствие междуширотного обмена, в низкие широты непрерывно вторгаются относительно холодные массы воздуха, с низко расположен-

ной тропопаузой, где соприкасаются с теплым воздухом тропиков и субтропиков, с высоко расположенной тропопаузой. В образующейся субтропической высотной фронтальной зоне низкая полярная тропопауза как бы вклинивается под высокую тропическую и непрерывность тропопаузы нарушается. Разрыву тропопаузы содействует турбулентность, которая особенно усиливается вместе с усилением струйного течения. Иначе говоря, турбулентность очевидно способствует разрыву тропопаузы, но не является основной причиной его.

Во внетропических широтах разрыв тропопаузы очевидно происходит лишь в тех случаях, когда разность высот сближающихся тропопауз является значительной и, в усиливающейся высотной фронтальной зоне, величины контраста температур становятся экстремально высокими. В системе высотных фронтальных зон средней интенсивности, тропопауза обычно остается наклоненной и не претерпевает разрыва.

При повторных вторжениях холодных масс воздуха, в системе высотных фронтальных зон и струйных течений образуются и промежуточные тропопаузы, которые не отличаются большой устойчивостью. Очевидно поэтому слоистость тропопаузы характерна для высотных фронтальных зон.

**Струйные течения и погода.** В системе высотных фронтальных зон и струйных течений, процессы вызывающие изменения погоды происходят наиболее интенсивно. Поэтому предпринято много попыток установить связь между струйными течениями и погодой. Однако успехи в этой области пока что скромны. Объясняется это тем, что струйные течения бывают в системе, как циклона, так и антициклона и располагаются различно, в разных стадиях из развития. При наличии струйного течения любой интенсивности, ветер у поверхности земли под струей может быть как сильным, так и слабым любого направления.

Здесь мы ограничимся рассмотрением особенностей распределения ветра на высотах и в приземном слое над Ереваном и Хаббанией в первой половине июля 1956 и январе 1957 гг. В соответствии с распределением температуры в тропосфере и характером циркуляции воздуха, вне слоя трения до уровня 3—4 км, летом над Ереваном преобладают слабые восточные и южные ветры, которые с высотой усиливаясь меняют направление на юго-западное.

Распределение ветра показывает, что струйные течения над Армянским нагорьем летом определяются исключительно термическим ветром. Изменения погоды (обычно ухудшение) бывают при резких усилениях струйных течений, поскольку оба процесса обусловлены обострением высотной фронтальной зоны.

В период с 1 по 15 июля 1956 г. не было мощных преобразований термобарического поля и обусловленных ими похолоданий, с выпадением обычных для лета ливневых осадков. Поэтому максимальные скорости ветра над Ереваном, в системе субтропического струй-

ного течения не претерпевали существенных изменений. В соответствии с этим ветер в приземном слое воздуха не испытывал почти никаких изменений. Здесь следует заметить, что и температура воздуха у поверхности земли не испытывала колебаний, поскольку юго-восточным потоком в слоях, близких к поверхности земли притекал прогретый воздух с севера Ирана.

То же относится и к зиме. При любых направлениях слабых ветров вблизи поверхности земли, на высотах преобладали относительно сильные ветры западных румбов. Слабые ветры у поверхности земли в известной степени обязаны горному характеру рельефа. Как следствие слабых ветров и условий рельефа, температура в приземном слое воздуха подвергалась малым изменениям. В частности, в течение 1—15 января 1957 г. максимальные температуры в Ереване оставались ниже  $-5^{\circ}$ , а минимальные — ниже  $-10^{\circ}$ , хотя на высотах максимальные скорости ветра, как видно из графика, претерпевали заметные изменения. Однако в течение этого периода наблюдались лишь случаи слабого меридионального преобразования высотного поля, которые не привели к существенным изменениям приземного барического поля и ветра. Вместе с тем, происшедшие небольшие изменения ветра на высотах сопровождалось в отдельные дни выпадением обильных для зимы осадков. В частности 5—7 января суточное количество фронтальных осадков достигало 2—5 мм.

Котловинный характер Араратской долины во многом содействовал сохранению почти в течение всей зимы низких температур в приземном слое воздуха. Даже на уровне 700 мб (3 км) изменению подвергались как скорость, так и направление ветра, а в приземном слое воздуха в течение всего периода ветры оставались преимущественно восточными, слабые до штилевых.

Благодаря слабым приземным ветрам, в данных условиях рельефа повышение температуры в средней и верхней тропосфере почти не сказалось у поверхности земли. Судя по данным зондирования в Ереване, на высотах 3—7 км, температура воздуха с 3-го по 9-е января повысилась на  $10-12^{\circ}$ . В то же время, температура воздуха у поверхности земли изменялась независимо от изменений температуры в свободной атмосфере. Для сопоставления хода температуры на высотах и у земли, в таблице 2 приведены соответствующие данные. Если на высотах изменения температуры были связаны с адвекцией теплого или холодного воздуха, то у земли колебания температуры были обусловлены преимущественно радиационными условиями.

Несколько иной характер носил режим ветра южнее Армянского нагорья. В частности, над Хаббанией 1—15 июля ветры на всех высотах были преимущественно слабые. Но в связи со слабыми преобразованиями термобарического поля тропосферы над Европой и Передней Азией, небольшим изменениям подвергались не только ско-

Таблица 2

Изменения температуры на уровне изобарической поверхности 500 мб (5 км)  
и у поверхности земли в Ереване с 1 по 15 января 1957 г.

Числа месяца	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Температура на уровне 500 мб	-30	—	-34	-29	-25	-27	-28	-22	-23	-28	-22	-26	-28	-26	-24
Температура у поверхн. тах	-6	-6	-10	-11	-9	-6	-5	-7	-7	-11	-13	—	-14	-26	-6
Земли в °С min	-10	-15	-15	-20	-12	-10	-10	-18	-17	-16	-22	—	—	-21	-13

рости, но и направление ветра. Слабые ветры над Хаббанией летом вызваны северным положением субтропической высотной фронтальной зоны.

Зимой наоборот, над Хаббанией почти постоянно находится северная периферия субтропического струйного течения с сильными ветрами. На уровнях 300 и 200 мб, скорости западного ветра в большинстве случаев превышали 200 км/час. В то же время до высоты 1,5—2,0 км преобладали слабые ветры. Здесь, как и над Армянским нагорьем, усиление ветра в приземном слое воздуха, как и резкие изменения погоды связаны с интенсивными меридиональными преобразованиями высотных полей температуры и давления. В течение двух рассмотренных периодов лета и зимы меридиональные преобразования были не настолько интенсивны, чтобы вызвать резкие изменения погоды.

Армянское географическое общество

Поступила 16. X. 1957 г.

Խ. Պ. ՊՈՂՈՍՅԱՆ

### ՕՂԱՇԻԹԱՅԻՆ ՀՈՍԱՆՔՆԵՐԸ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԼԵՌՆԱՇԽԱՐՀՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայկական լեռնաշխարհի և հարևան շրջանների վրա հայտնաբերվել է երկու տեսակի օդաշիթային հոսանքներ՝ Մերձարևադարձային և ոչ Մերձարևադարձային:

Ձմեռը օդաշիթային հոսանքները ձևավորվում են Հայկական լեռնաշխարհից հարավ հյուսիսային լայնություն 25—35° շրջանում, իսկ ամառը հենց լեռնաշխարհի վրա (36—47° հյուսիս. լայնություն): Ուժեղ քամիների այդպիսի տեղաբաշխումը, այդ շրջանում, ինչպես նաև երկրի Մերձարևադարձային գոտու մուսոնային փոփոխումը պայմանավորված է ռադիացիոն պայմաններով: Ոչ Մերձարևադարձային բարեխառն օդաշիթային հոսանքները, որպես օրենք, Հայկական լեռնաշխարհի վրա փոքր հզորություն ունեն, սակայն ավելի շարժական են: Տեղափոխվելով միջին լայնություններից նրանք այստեղ ձուլվում են Մերձարևադարձային շիթերի հետ սուադացյան կողմից երկուսից երեք առանցք ունեցող մեկ հզոր օդաշիթային հոսանք: Ըստ որում ոչ արևադարձային շի-

թերի առանցքը գտնվում է 8—10 կմ բարձրության վրա, իսկ Մերձարևա-  
գարձայինը՝ 10—13 կմ:

Չմեռը քամու միջին առավելագույն արագությունը 9 կմ բարձրության  
վրա հասնում է 100—140 կմ/ժամ, իսկ 12 կմ բարձրության վրա՝ 150—  
170 կմ/ժամ:

Քամու միջին արագությունը Երևանի վրա շիթի հյուսիսային ծալրամա-  
սում հասնում է 60—70 կմ/ժամի, երբեմն միայն առավելագույն արագությունը  
այդտեղ գերազանցում է 180—200 կմ/ժամ:

Բացի վերոհիշյալից հողվածում քննության է առնվում օդաշիթային հո-  
սանքների հետ կապված որոշ հարցեր, ինչպես օրինակ, տրոպոպաուզային  
բնույթը արևադարձային և ոչ արևադարձային շիթերի շրջանում, մթնոլոր-  
տային ճակատների տարալուծումը Մերձարևադարձներում և այլն:

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Погосян X. П. Высотные фронтальные зоны и струйные течения в атмосфере, Метеорология и Гидрология, № 7, 1957.
2. Погосян П. X. Особенности распределения повторяемости струйных течений над северным полушарием. Метеорология и Гидрология, № 9, 1957.
3. Gelehrig M. A. Winds between 300 and 100 mb in the Tropics and Subtropics Met. Rep., Met. off. 1955, № 2, № 16.
4. Будыко М. И. (ред.) Тепловой баланс поверхности земли. Гидрометеониздат, 1956.
5. Усманов Р. Ф. О причинах формирования планетарной фронтальной зоны и субтропической полосы высокого давления. Метеорология и Гидрология, № 3, 1953.
6. Погосян X. П. Сезонные колебания общей циркуляции атмосферы. Труды ЦИП, вып. (28), 1946.
7. Kochanski A. and Wasco P. Meand wind flow of the 50 und 25 mb leuvels. BAMS, № 2, 1956.
8. Зубян Г. Д. Синоптико-аэрологическое исследование атмосферных фронтов. Гидрометеониздат, 1955.
9. Marray P. Jet stream over the British Isles during yune 41—18, 1951 Mem. Mag, v. 82, № 971, 1953.
10. Tu Chen-Jeh. The circulation in the Uligh Troposphera over China in the winter 1945—1946. Tellus, VIII, 1950, № 2, № 3.
11. Palmen E. and Newton C. W. A study of the meau wind and temperature distribution in the vincinity of the polar front in winter. Journ. of Met., v. 5. № 5, 1948.
12. Koteswaram P. and Parthasarathy S. The mean jet stream over Yndia in the pre-mousoou and post monsoon seansons and vertucal motions associated with sub-tropical jet stram. Ynd J. M. geoph. vol. 5, № 3, 1953.
13. Kochanski A. Gross-sections of the mean qonal flon and temperature along 80° w. Journ. of Met. vol. 12, № 2, 1955.