

ПРОВЕРЕНО

1951 г.

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

НАУЧНЫЙ ФОНД

ПРОВЕРЕНО

1930 г.

Т Р У Д Ы ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ

ВЫПУСК 15 (77)

КЛИМАТОЛОГИЯ

БИБЛИОТЕКА
ЛЕНИНГРАДСКОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1949

Д. В. СУХАНОВ

К ВОПРОСУ ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА НИЗИН И ЛЕСНЫХ ПОЛЯН

Автор настоящей работы Д. В. Суханов проходил аспирантуру под моим руководством. Это был вышедший из самой гущи народа чрезвычайно одаренный человек. Данная работа представляет его кандидатскую диссертацию, которую он не успел защитить, так как в начале Великой Отечественной войны ушел добровольцем в армию, был ранен, а затем погиб в Ленинграде. Предложенную ему тему он разработал с большой инициативой и полученные им результаты представляют значительный теоретический и практический интерес. Крайне желательно продолжение его работы и для других районов СССР, а также и для других ландшафтов и форм рельефа.

Работа подготовлена к печати А. В. Рудневой.

Е. Рубинштейн

ВВЕДЕНИЕ

Вопросу о различии метеорологического режима холма и долины, открытого места и лесной поляны в литературе уделялось довольно большое внимание. Результаты таких исследований давались, обычно, в виде средних величин метеорологических элементов: средних годовых, средних месячных, определенных для сроков наблюдений (7, 13, 21 час.). Различие метеорологического режима рассматриваемых объектов изучалось и в связи с условиями погоды (в основном уже не по средним, а по наблюдаемым величинам), в первую очередь в связи с условиями облачности и скорости ветра. Однако изучение это производилось без увязки с воздушными массами. Между тем, провести такую увязку при настоящем состоянии метеорологии возможно и целесообразно.

Настоящая статья имеет цель выяснить влияние местных факторов (главным образом влияние степени защищенности) на метеорологические характеристики воздушных масс в нижнем слое тропосферы. Необходимость выяснения этого вопроса вытекает, между прочим, из надобности давать более уточненный и конкретный прогноз погоды для района, такой прогноз, в котором были бы учтены местные особенности отдельных составных частей района.

В дальнейшем будет рассмотрен метеорологический материал двух пар станций: холма и долины, степи и поляны.

ХОЛМ И ДОЛИНА

Объект исследования

Из метеорологических станций, материал которых был в распоряжении автора, наиболее подходящими для поставленной цели исследования оказались станции Башкирии: Бирск (холм) и Надеждино (долина).

Расстояние между этими станциями по прямой — около 58 км.

Предварительный анализ материала показал, что, несмотря на то, что станции довольно далеко отстоят друг от друга, их оказалось возможным взять как пару для выяснения рассматриваемого вопроса.

Метеорологическая станция Бирск ($\varphi = 55^{\circ}25'$, $\lambda = 55^{\circ}32'$, $H = 155,1$ м) расположена на правом высоком берегу р. Белой, на южной окраине г. Бирска, на верхней, относительно ровной части холма. Поверхность почвы имеет небольшой уклон к северу. Ближайшие к метеорологической станции городские постройки — преимущественно одноэтажные дома. За чертой города, недалеко от станции, начинаются поля.

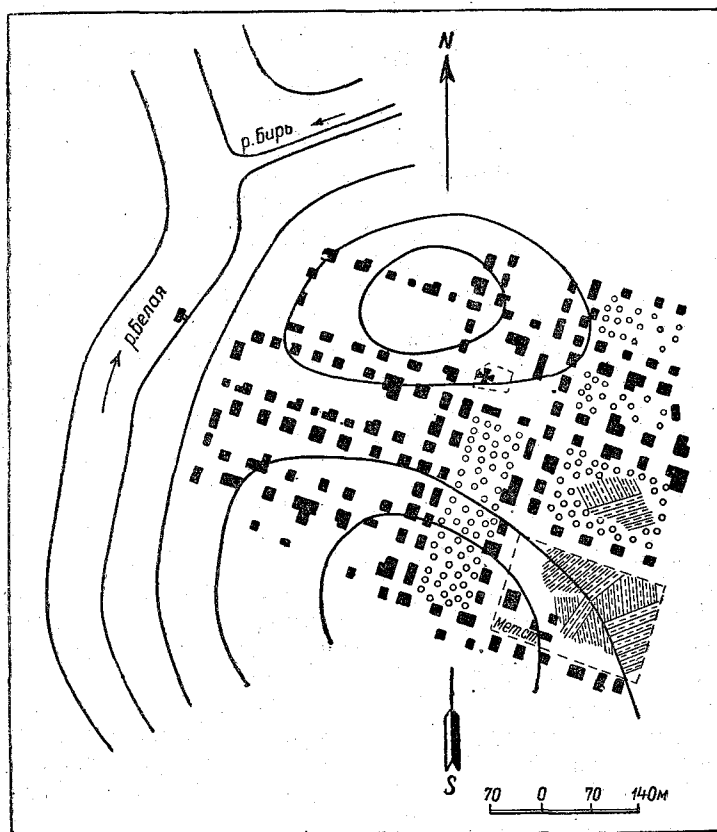


Рис. 1. Схематический план окрестностей метстанции в г. Бирске.

За время существования станции метеорологическая площадка несколько раз перемещалась, однако перемещения не оказали существенного влияния на показания приборов станции.

На рис. 1 показан план расположения г. Бирска и местоположение метеорологической станции.

Село Надеждино, в центре которого расположена метстанция ($\varphi = 55^{\circ}13'$, $\lambda = 56^{\circ}27'$, $H = 129$ м), находится у подножья возвышенности, в долине. Вблизи станции протекает р. Черная. Село окружено пахотными полями. Метеорологическая площадка расположена во дворе школы. С западной, северной и частью с восточной стороны школьного двора растут деревья (до 20 м высотой). Расстояние от наружных приборов станции до деревьев от 20 до 40 м. К востоку от психометрической будки, на расстоянии около 12 м, находится здание школы, высотой около 5 м. Флюгер установлен на здании школы и возвышается над крышей на 1 м. Высота флюгера над поверхностью земли 6 м.

На рис. 2 показан схематический план окрестностей метстанции Надеждино. Станция Бирск, расположенная на холме, в дальнейшем будет иногда, ради краткости, называться просто „холмом“ и долинная станция Надеждино — „долиной“.

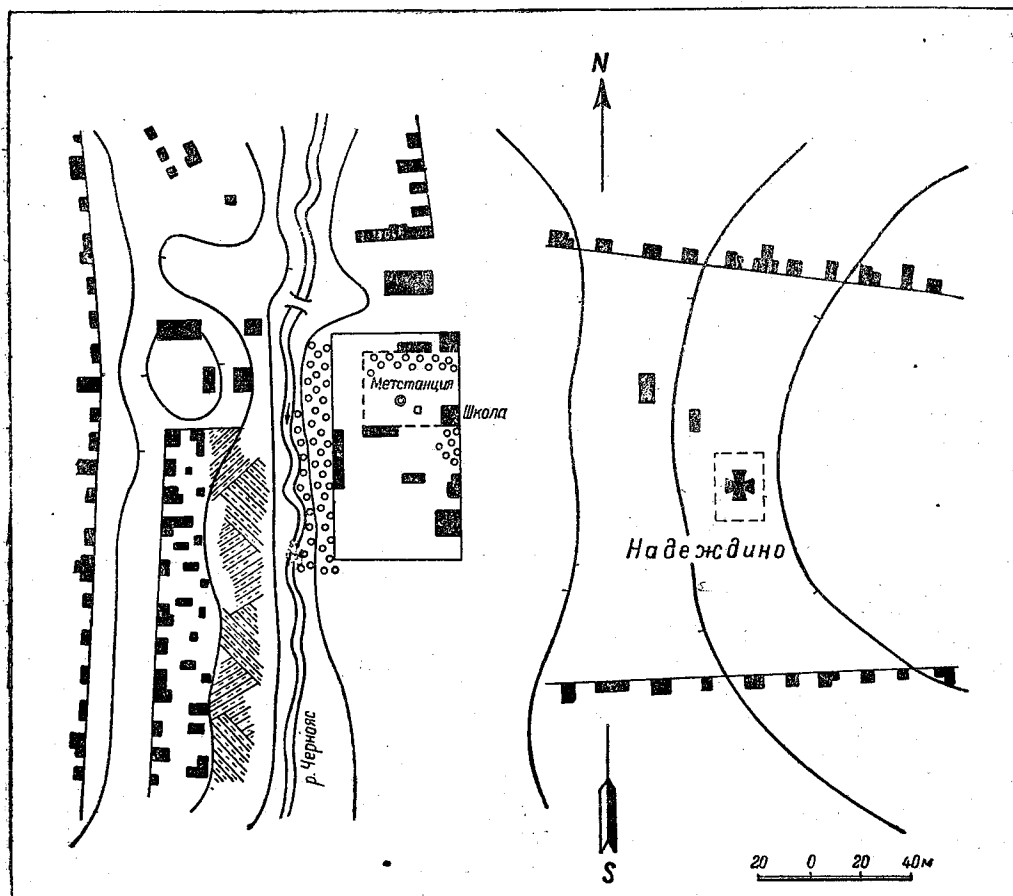


Рис. 2. Схематический план окрестностей метстанции в с. Надеждино.

Материал наблюдений и метод обработки

В работе рассматривается материал для холодной части года только за один месяц — февраль, а для теплой части — за два месяца — май и июнь.

Материалом для работы послужили таблицы общих наблюдений станций II разряда. Материалов самопишущих приборов, микроклиматических наблюдений в распоряжении автора не было. Отсутствие специальных наблюдений, какие могли бы быть организованы для разрешения поставленной задачи, является существенным недостатком работы.

Для статьи использованы одновременные наблюдения станций за май и июнь 1924—1930, 1935—1936 гг. и за февраль 1924—1929, 1935—1936 гг.

За 1924—1930 гг. использованы ежедневные бюллетени Ленинградского Бюро погоды, а за годы 1935—1936 — бюллетени Центрального Бюро погоды.

По данным месячных таблиц общих наблюдений станций (Надеждино и Бирск) составлялись особые месячные таблицы, в которые заносились разности средних суточных, срочных и минимальных значений температуры воздуха на станциях (Бирск минус Надеждино), а также для каждого дня — средняя суточная темпера-

тура, средняя суточная абсолютная и относительная влажность по станции Бирск и срочные показания облачности, скорости ветра, суточные суммы осадков и примечания по обеим станциям.

Такие таблицы были составлены для февраля за 8 лет, а для мая и июня за 9 лет. Каждая таблица показывает различие станций по температуре и дает представление об условиях облачности и скорости ветра, об осадках, а также об изменении погодных условий от одного дня к другому. Данные таблицы позволяют установить связь разностей температуры станций с другими метеорологическими элементами.

К сожалению, в использованных для работы таблицах наблюдений станции Надеждино материал по влажности воздуха оказался только за 1935 и 1936 гг.

По материалу бюллетеней Бюро погоды и данным таблиц метеорологических наблюдений для названной пары станций был составлен календарь воздушных масс, который записывался в месячные таблицы.

Большая часть рассмотренных синоптических карт относится ко времени до 1931 г., т. е. вычерчена без фронтологического анализа. Использовать такие карты для составления календаря воздушных масс нелегко и возможно только при условии, если рассматриваемый район достаточно полно представлен на карте станциями и если в дополнение к картам пользоваться таблицами метеорологических станций, для которых календарь воздушных масс составляется.

В настоящей статье воздушные массы рассматриваются согласно обычной классификации. Только массы, поступающие с севера через восточную часть Баренцова моря, через Карское море и с северо-востока через Таймыр, названы не континентальными арктическими, а просто массами арктического воздуха; теплые же воздушные массы, поступающие с юго-востока (из Казахстана), или с юга (из Малой Азии), или с юго-запада (через Балканы), а также летом сильно прогретые местные, сформировавшиеся в рассматриваемом районе и в районах, к нему прилегающих, названы не тропическими, а субтропическими.

Название морского арктического воздуха (мАВ) дано такой воздушной массе, которая поступила в район станции в направлении с северо-запада — с Гренландского моря через северную часть Атлантического океана, северную часть Скандинавии (или западную часть Баренцова моря) и далее на Европейскую территорию Союза ССР (ЕТС) в направлении к SE или к SSE. Для уточнения происхождения массы арктического воздуха (АВ) в календаре воздушных масс указывалось, откуда поступила эта масса (через Баренцово море, Карское море или Таймыр).

Название морского полярного воздуха (мПВ) дано массам, поступавшим на ЕТС с Атлантического океана через Северное море, Германию, или через Англию, Германию, или через Северную Францию, Центральную Европу и далее к востоку.

Для уточнения происхождения масс субтропического воздуха (субТВ) в календаре отмечалось, поступила ли она из других районов (и из каких именно) или сформировалась как местная.

Название массы континентальный полярный воздух (кПВ) ничего не говорит о ближайшем прошлом этой воздушной массы. Между тем, знать это прошлое желательно. Ясно, что континентально-полярная масса, которая в недавнем прошлом была арктической, значительно беднее по влагосодержанию, чем масса кПВ, трансформированная из морской полярной. Для того чтобы название массы кПВ точнее соответствовало ее особенностям, в календаре воздушных масс, когда это было необходимо, указывалось происхождение этой массы.

Тогда, когда адвекция таких масс, как масса мАВ, АВ, мПВ и субТВ (в холодное время года) из того географического района, откуда они поступают на материк, прекращалась и массы эти под влиянием подстилающей поверхности начинали терять свои свойства, к названиям этих масс добавлено слово „прежний“ — пр. (масса прежнего мАВ, пр. АВ, пр. мПВ, пр. субТВ). Могут быть случаи, когда перенос воздушной массы из района ее формирования в рассматриваемый район выражен достаточно четко, однако масса еще до поступления в рассматриваемый

район уже настолько сильно изменила свои свойства, что ее нельзя назвать, например, массой АВ или мПВ, а следует назвать массой пр. АВ или пр. мПВ.

Будучи вынужден пользоваться синоптическими картами за прежние годы, составленными без фронтологического анализа, автор не счел возможным при анализе материала карт проводить различия между фронтом, фронтом окклюзии и фронтальной зоной. Все эти случаи в календаре воздушных масс представлены одной и той же записью — фронтальная зона. Но для каждой фронтальной зоны указывалось, какими воздушными массами эта фронтальная зона образована.

Средние метеорологические данные станций Бирск и Надеждино

Температура воздуха. В табл. 1 приведены средняя месячная температура воздуха, средний минимум и средняя температура воздуха в 13 час. за 1922—1932 и 1935—1936 гг.

Естественно, что в течение года средние (за 10—13 лет) минимальные температуры на долинной станции ниже, чем в Бирске. С февраля же по октябрь в дневной срок наблюдений на долинной станции Надеждино температура выше, чем в Бирске. Такое соотношение температур совершенно естественно для данной пары станций (холм и долина). Днем, при наличии притока солнечного тепла, долина нагревается сильнее, чем холм, а в утренние и вечерние часы, когда эффект излучения подстилающей поверхности сказывается сильнее, чем приток радиации, — в долине холоднее.

Сопоставление величин разностей минимальных температур станций с разностями температур станций в сроки наблюдений (7, 13, 21 час) — показывает, что температурный режим станций наиболее резко различается ночью. Средний месячный минимум температуры воздуха на долинной станции в отдельные годы может быть на 6° ниже, чем на холме.

Разности средних месячных температур станций за отдельные годы могут весьма значительно отличаться по величине от средней разности, вычисленной за 10—13 лет. Наибольшие изменения средних месячных температур станций от года к году в феврале сильнее, чем в другие месяцы.

Величины разностей средних месячных минимумов температуры холма и долины могут быть использованы для отбора месяцев, выделяющихся по погодным условиям. В случае надобности по разностям средних минимумов температуры можно быстро отобрать яркие и показательные случаи различия метеорологического режима станций.

Облачность. Наибольшее количество облачности наблюдается в ноябре, наименьшее — в августе. В большей части ЕТС максимум облачности приходится на холодные месяцы года. В азиатской части СССР, там, где зимой преобладает антициклональная погода — максимум облачности приходится на теплую часть года. Рассматриваемый район (Башкирия) по годовому ходу облачности является переходным, и максимум облачности здесь приходится не на зиму или лето, а на осень (октябрь, ноябрь). Характерной особенностью данного района является резкое увеличение облачности от августа к ноябрю.

Годовой ход облачности рассматриваемых станций мало различается. Разности средних месячных величин в утренний и вечерний сроки наблюдений почти за все месяцы года не превышают 0,5 балла. Только в дневной срок наблюдений в некоторые месяцы теплой части года разность средних месячных величин облачности была около 1 балла. Меньше, чем в другие сроки, различаются станции по облачности в вечерний срок наблюдений (21 час). В холодную часть года станции разнятся по облачности меньше, чем в теплую.

Для выявления степени соответствия одновременных оценок количества общей облачности станций были построены специальные графики.

Графики показали, что степень согласованности одновременных отметок облачности на станциях Бирск и Надеждино достаточно хорошая. Так, в феврале, мае и июне случаи, когда на обеих станциях облачность одновременно была одной

Таблица I

Станции	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Средняя месячная температура воздуха													
Бирск (холм)	-13,2	-14,4	-6,9	3,1	12,6	18,1	19,6	17,6	11,4	4,2	-3,4	-11,4	3,1
Надеждино (долина)	-14,8	-16,0	-7,9	2,2	12,0	17,9	19,2	16,9	10,7	4,1	-3,7	-12,5	2,3
Разность	1,6	1,6	1,0	0,9	0,6	0,2	0,4	0,7	0,7	0,1	0,3	1,1	0,8
Средний минимум температуры воздуха													
Бирск (холм)	-17,0	-18,5	-11,1	-1,2	6,7	12,1	14,1	12,3	7,0	1,2	-6,0	-15,0	-1,3
Надеждино (долина)	-19,6	-21,7	-13,5	-3,2	4,5	10,3	12,4	10,2	5,5	0,8	-6,7	-16,9	-3,2
Разность	2,6	3,2	2,4	2,0	2,2	1,8	1,7	2,1	1,5	0,4	0,7	1,9	1,9
Средняя температура в 13 час.													
Бирск (холм)	-12,3	-12,8	-5,1	5,6	16,0	21,4	22,9	21,4	14,6	6,0	-2,3	-10,7	5,4
Надеждино (долина)	-12,9	-12,8	-4,6	5,9	16,3	22,2	23,4	21,8	15,0	6,4	-2,3	-11,0	5,6
Разность	0,6	0,0	-0,5	-0,3	-0,3	-0,8	-0,5	-0,4	-0,4	-0,4	0,0	0,3	-0,2

и той же градации¹, составили 65—80%, несогласованные же отметки облачности (на одной станции — ясно, на другой в то же время пасмурно) составили только около 5% случаев. Степень согласованности одновременных оценок облачности на станциях Бирск и Надеждино оказалась того же порядка, как и для других двух станций (станции № 5 и № 6 Мариупольского лесничества), расстояние между которыми всего лишь около 4,5 км.

На основании этого можно считать, что станции Бирск и Надеждино, как правило, одновременно находятся в одной и той же воздушной массе или в сфере влияния одной фронтальной зоны, значит, Бирск и Надеждино составляют такую пару станций, по материалу которой можно выяснить основной вопрос, поставленный в настоящей работе.

Ветер. В месяцы с октября по апрель на обеих станциях преобладают ветры южной четверти горизонта, что находится в соответствии с положением района станции севернее области высокого давления, названной А. И. Воейковым большой осью материка [1]. В сентябре преобладание ветра южной четверти горизонта выражено менее четко. С мая по август ветры более или менее равномерно распределены по всем (восьми) румбам.

Наибольшие скорости ветра приходятся на переходные сезоны — весну и осень. Годовой ход скорости ветра на обеих станциях в основном одинаковый.

Величины скорости ветра на холме, естественно, больше, чем в долине.

Среднее число штилей в Бирске по трехсрочным наблюдениям изменяется от 20 (в ноябре) до 33 (в мае и августе), а в Надеждино от 25 (в ноябре) до 51 (в мае). Таким образом на обеих станциях ноябрь с наименьшим числом штилей, а май с максимальным.

Степень согласованности данных одновременных наблюдений по направлению ветра на рассматриваемых станциях в мае, июне и феврале характеризуют следующие величины. В мае и в июне, по материалу за 9 лет, случаи, когда одновременные данные направления ветра на станциях Бирск и Надеждино различались менее, чем на 90°, составили около 89%; в феврале такие случаи дали около 94%. Случаи же, когда данные одновременных наблюдений различались более чем на 90°, составили в мае и в июне примерно 5%, а в феврале 3%. Эти числа показывают, что данные направления ветра наших двух станций находятся в хорошем соответствии. Это еще раз подтверждает возможность проводить исследования по двум взятым станциям Бирск и Надеждино.

Осадки. Средние месячные суммы осадков (в миллиметрах) и среднее число дней с осадками за 1922—1932 и 1935—1936 гг. даны в табл. 2.

Таблица 2

Станции	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Среднее месячное и годовое количество осадков													
Бирск	12	13	21	28	28	48	78	45	56	62	48	22	461
Надеждино	34	24	49	35	38	67	87	53	64	82	50	49	626
Число лет	13	13	13	13	12	13	12	12	13	13	13	13	
Среднее месячное и годовое число дней с осадками													
Бирск	15	11	15	12	10	12	14	12	14	18	17	17	167
Надеждино	17	13	16	12	12	13	15	13	15	19	19	19	183
Число лет	13	13	13	13	12	13	12	12	13	13	13	13	

¹ 0—2 балла — ясно, 3—7 баллов — полуясно, 8—10 баллов — пасмурно.

Как видно из табл. 2, различие станций Бирск и Надеждино по суммам осадков оказалось весьма значительным. Это различие можно объяснить тем, что Надеждино ближе расположено к высокой части Уральских гор, чем Бирск, и тем, что в Бирске имеет место выдувание зимних осадков.

С октября по январь для каждого месяца среднее число дней с осадками на станциях больше, чем для остальных месяцев года. Наибольшее число дней с осадками приходится на октябрь, наименьшее — на май.

В преобладающем большинстве случаев осадки в Бирске были отмечены в те же сутки, что и в Надеждино. Случаи, когда осадки в данные сутки наблюдались только в Бирске или только в Надеждино, составили в мае менее 10%, в июне — не более 6% и в феврале — 1% от месячной суммы осадков каждой из станций.

Особенности термического режима холма и долины в отдельные месяцы

МАЙ

Прежде чем перейти к итоговым заключениям по всему рассмотренному за май материалу, рассмотрим данные за май 1936 г.

В мае этого года разность средних месячных минимумов температуры воздуха станций Бирск и Надеждино составляла 3,4° (в Надеждино минимальная температура ниже), являясь самой большой для мая за 9 лет. Поэтому можно предполагать, что погодные условия в мае 1936 г. имели существенные особенности, отличные от остальных 8 лет.

Это видно также из учета величин средней месячной относительной влажности, месячных сумм осадков и числа дней с осадками за этот месяц. В Бирске (более репрезентативная станция) средняя месячная относительная влажность была 49%, сумма осадков за месяц 9,9 мм и дней с осадками только 5. Май 1936 г. был сухим, если не засушливым. Однако он не был жарким, скорее его можно назвать холодным. В продолжение месяца было только 7 дней (первые 3 и последние 4 дня), когда средняя суточная температура превышала норму более, чем на 3°. И в этом же месяце было 14 дней, когда средняя суточная температура была не менее, чем на 3° ниже нормы. Следует отметить, что 16 мая средняя суточная температура была отрицательной.

Особенностью мая 1936 г. являются частые поступления массы АВ с севера через восточную часть Баренцова моря, через Карское море и с северо-востока через Таймыр. Массы АВ поступали на восточную часть ЕТС и на Западную Сибирь. За время с 29 апреля по 31 мая было 8 поступлений массы АВ на указанную территорию, причем 5 из этих 8 поступлений были весьма интенсивными. Западно-восточный перенос массы мПВ на востоке ЕТС отсутствовал.

Эти особенности циркуляции были причиной того, что на рассматриваемых станциях средняя месячная температура в мае 1936 г. оказалась ниже нормы, а месячные суммы осадков были незначительными.

В мае приток солнечной радиации в умеренных широтах весьма значителен. В это время года массы АВ, поступающие на континент под влиянием подстилающей поверхности, быстро прогреваются — трансформируются. В результате прогрева, масса АВ формируется на континенте в теплую и сухую массу кПВ и даже при длительной трансформации очень теплую и исключительно сухую массу субТВ. Процесс трансформации массы АВ объясняет низкую относительную влажность, частые суховеи в мае 1936 г. в рассматриваемом районе.

Различие режима температуры и влажности на станциях (холм и долина) по материалу мая 1936 г. было следующее.

При вторжении в район станций массы АВ понижение температуры в Бирске (холм) сказывается обычно резче, чем на долинной станции Надеждино. Однако разности температур станций в большинстве таких случаев не превышают 1—2° и только как исключение могут быть 4—6° (на холме холоднее).

Если станции находятся в трансформирующейся или в трансформированной массе арктического происхождения, то поздним вечером, ночью, ранним утром (т. е. в ту часть суток, когда излучение подстилающей поверхности сильно превышает приток к подстилающей поверхности) в долине бывает существенно холоднее, чем на холме. Естественно, что разности температур оказываются наибольшими при штиле и безоблачной погоде. Возможны случаи, когда минимальная температура в долине ночью опускается на 7—9° ниже, чем на холме. При наличии трансформирующейся массы пр. АВ в долине в мае заморозки вероятны не только ночью после первого дня пребывания такой массы, но и ночью после второго и даже третьего дня, хотя бы средняя суточная температура и была в результате прогревания массы относительно высокой. На холме же заморозок вероятен ночью после первого дня трансформации и мало вероятен ночью после второго дня трансформации. Всего за месяц на холме было 5 дней с заморозками, на долинной станции — 11.

Если район станции находится во фронтальной зоне, то облачность на станциях бывает большой, выпадают осадки, ветер обычно не затихает и ночью. При таких условиях разности температур станций невелики, обычно они не превышают 1°.

Соотношение температур станций определяет и соотношение величин относительной влажности. Днем величины относительной влажности на станциях, так же как и величины температур, обычно разнятся мало. Ночью же и утром в тех случаях, когда район станций находится в трансформирующейся или в трансформированной массе пр. АВ, относительная влажность в долине значительно больше, чем на холме. Разности величин относительной влажности в ночной срок наблюдений в мае 1936 г. достигали 42—48%. Если район станций находился во фронтальной зоне, то эти разности были небольшими. При суховеях относительная влажность в долине ночью была, как правило, значительно больше, чем на холме.

Приняв при определении суховея критерий проф. А. А. Каминского [2, 3], в результате подробного анализа погодных условий получаем, что в течение месяца в Бирске было 14 дней с суховеями, в Надеждино — 7 дней.

В табл. 3 для всего рассмотренного за май материала (9 лет) даются повторяемости и средние метеорологические характеристики воздушных масс.

Как видно из табл. 3, наибольшее число случаев (по 28% от общего числа) приходится на массу кПВ и на фронтальные зоны, примерно по 15% на массы АВ и субТВ и 13% на массу пр. АВ. Массы мАВ и пр. мАВ имели небольшую повторяемость.

Повторяемости воздушных масс (табл. 3) дают представление о роли различных воздушных масс в образовании погодных условий на территории Башкирии. Для того чтобы это представление было более определенным, следует несколько уточнить группу случаев кПВ, субТВ и фронтальных зон.

79 случаев массы кПВ по происхождению (недавнему прошлому) воздушной массы распределяются так: мАВ — 10 случаев, мПВ — 7 и АВ — 53. В 9 случаях происхождение воздушной массы не установлено. Таким образом $\frac{2}{3}$ от общего числа случаев массы кПВ по ближайшей истории были арктического происхождения.

Наличие в районе станций массы субТВ в утренний срок было отмечено в 44 случаях, из них 23 были представлены массой субТВ арктического происхождения.

Формирование массы субТВ из АВ происходило или в районе Башкирии или в ближайших к Башкирии районах, чаще к востоку и юго-востоку от Башкирии.

Указать историю остальных случаев оказалось затруднительным. Большую часть составляют такие, при которых масса субТВ сформировалась на территории нашего Союза — на южной половине ЕТС, в Казахстане, на юге Западной Сибири. Вероятно некоторая и, может быть, значительная часть из них также арктического происхождения, однако в данном случае такое прошлое массы субТВ является гораздо более отдаленным.

Повторяемости и средние метеорологические характеристики воздушных масс

Таблица 3

Воздушные массы	Число случаев (на 7 час. утра)		Температура (холм — долина)				Влажность (холм)		Облачность, в баллах (холм)		Ветер, в м/сек. (холм—долина)		Осадки (холм—долина)				
							относительная, в 0/100	абсолютная, в мм	7 час.	13 час.					21 час		
	абсолютное	в 0/100	7 час.	13 час.	21 час	общее количество, в мм					в 0/100 от суммы за месяц						
АВ	39	14,0	3,8	8,3	6,2	6,0 ¹	0,5	57 ¹	3,9 ¹	4,7	6,1	3,7	5,3/3,8	6,8/5,2	2,1/1,5	0,7/0,9	0,3/0,3
пр. АВ	37	13,2	6,8	14,8	10,0	10,0	1,0	56	5,1	3,5	3,8	2,6	2,6/1,9	4,7/4,8	2,2/1,3	0,7/2,4	0,3/0,7
мАВ	—	—	—	—	6,6	—	—	—	—	—	—	0,0	—	—	6,0/3,0	—	—
пр. МАВ	3	1,1	6,4	12,3	9,6	9,8	0,9	63	6,0	3,3	4,0	2,7	1,7/1,3	5,5/4,8	0,0/0,0	2,2/0,0	0,9/—
кПВ	79	28,3	11,2	18,5	14,1	14,5	3,4	51	6,2	4,1	4,4	3,8	2,8/1,8	4,9/4,3	2,1/0,8	4,2/3,0	1,7/0,9
субТВ	44	15,8	16,0	24,5	18,5	19,6	7,7	48	7,9	3,5	4,6	3,8	3,3/1,8	4,6/4,6	1,8/0,8	2,1/1,2	0,9/0,4
В том числе субТВ (прогретый пр. АВ) . .	(23)	8,2	15,7	25,1	18,3	19,9	6,6	38	6,7	3,4	3,9	2,7	3,7/1,6	4,6/4,3	2,3/1,0	0,1/—	—
Размытые фронтальные зоны .	4	1,4	13,8	18,9	17,0	15,8	6,7	50	6,8	7,5	8,0	4,0	1,2/0,0	4,7/4,0	2,0/0,0	0,2/0,2	0,1/0,1
Фронтальные зоны	73	26,2	8,8	12,6	10,5	9,9	6,3	77	7,2	9,3	9,0	8,6	4,4/3,3	6,1/5,0	4,0/2,5	234,6/323,4	95,8/97,6
Всего случаев . .	279	100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Средние величины для всех случаев	—	—	9,7	15,7	11,9	12,4	4,2	57	6,4	5,4	5,9	5,1	3,6/2,5	5,4/4,7	2,7/1,5	—	—

¹ Величины средней суточной температуры, абсолютной и относительной влажности определены из учета только тех случаев, при которых станции находились в данной воздушной массе в продолжение всего дня (всех сроков наблюдений данного дня).

Таких случаев, когда масса субТВ поступала в район станций из весьма удаленных мест — через Средиземное море и Балканы и через Средиземное море и Малую Азию — было всего только два.

В табл. 4 показано, какими воздушными массами были образованы в мае в районе станций фронтальные зоны и число случаев их по материалу за утренний срок.

Таблица 4

АВ и пр. АВ	АВ и кПВ	АВ и субТВ	пр. АВ и кПВ	пр. АВ и субТВ	Холодный кПВ и теплый кПВ	кПВ и субТВ	мАВ и кПВ	пр. мАВ и кПВ	кПВ (пр. мАВ) и теплый кПВ	кПВ (пр. мАВ) и субТВ	мПВ и кПВ	пр. мПВ и кПВ	кПВ и субТВ	пр. мАВ и субТВ	Всего
6	18	4	17	3	13	3	1	1	1	1	1	1	1	2	73
28			20		13	3	4				5			73	

Из табл. 4 видно, что фронтальных зон с участием масс мАВ, пр. мАВ и кПВ (пр. мАВ) было только 4, а с участием масс мПВ и пр. мПВ — 5. Вместе эти 9 случаев составляют только 12% от общего числа фронтальных зон в утренний срок. Фронтальных же зон с участием масс АВ и пр. АВ было 48, т. е. почти 66%.

Из учета чисел повторяемости воздушных масс и тех дополнений, которые были сделаны относительно масс кПВ, субТВ и группы фронтальных зон, видно, что в мае поступления в район станций масс мПВ и мАВ были редкие и не эти массы определяли особенности погодных условий на территории Башкирии.

Весьма малой была роль в образовании погодных условий массы субТВ, поступающей из Северной Африки, со Средиземного моря, из Малой Азии.

С другой стороны, поступления масс из Арктики были очень частыми, и роль масс арктического происхождения была исключительно большой.

Это видно, например, из того, что более 75% случаев нефронтальной погоды приходится на массы АВ, пр. АВ, кПВ [прогретый пр. АВ], субТВ [прогретый пр. АВ]. Можно сказать, что в мае в Башкирии массы арктического происхождения играют определенную роль в образовании погодных условий. Если учесть, что в мае в умеренных широтах солнце высоко поднимается над горизонтом и продолжительность дня большая, что подстилающая поверхность в рассматриваемом районе и в районах с ним соседних имеет относительно небольшие запасы влаги, то станет ясным, почему в мае в Башкирии невелика сумма осадков, а засухи и суховеи — не редкое явление.

Чем же вообще обусловлены осадки в мае, если перенос влаги с запада мал и если массы АВ, часто поступающие в рассматриваемый район, в результате нагревания удаляются от насыщения и должны поэтому вызывать засухливость, а не выпадение осадков? Почему, например, в феврале, когда поступления в рассматриваемый район масс мПВ более часты, чем в мае, средняя сумма осадков меньше, чем в мае?

Осадки в мае, хотя они и являются, как это видно из табл. 3, почти исключительно фронтальными, обусловлены, вероятно, влиянием подстилающей поверхности. Май в рассматриваемом районе — первый месяц после зимы, в котором испарение влаги с подстилающей поверхности интенсивно. Средняя месячная температура в марте за общий период наблюдений станций равна 7—8° ниже нуля, а средняя месячная температура апреля всего лишь 3,1°. Средняя же месячная температура мая равна 12,6°. Зимние запасы влаги, оставшиеся в почве при таянии снега, в мае интенсивно расходуются через испарение. Количество водяного

пара, поступающего в воздух этим путем, вероятно, достаточно для того, чтобы обеспечить если не почти все майские осадки, то, по крайней мере, большую их часть.

То обстоятельство, что осадки, как правило, выпадают во фронтальных зонах, не должно заслонять от нас значения влияния подстилающей поверхности. Фронтальная зона, фронт — это только условия, которые благоприятствуют выпадению в виде осадков влаги, имеющейся в воздушной массе. Влага же эта может поступить в воздушную массу с подстилающей поверхности, а не быть принесенной откуда-то (и в данном случае весьма неопределенно откуда) со стороны.

Когда указывается, что майские осадки в Башкирии, вероятно, обусловлены в основном испарением влаги с подстилающей поверхности, то при этом подразумевается, что подстилающей поверхностью является не только территория Башкирии, но и территория тех соседних районов, которые обогащают массы, поступающие в Башкирию, влагой.

Средние метеорологические характеристики воздушных масс и фронтальных зон (табл. 3), полученные из более или менее значительного числа случаев, находятся в достаточно хорошем соответствии между собой и в пояснениях не нуждаются.

Представляет интерес сопоставить средние амплитуды суточного колебания температуры различных масс за май (табл. 5). Как видим, суточный ход температуры больше в тех массах, которые имеют более высокую температуру.

Таблица 5

Средние амплитуды суточного колебания температуры в различных воздушных массах

Станции	АВ	пр. АВ	кПВ	субТВ	субТВ (прогретый пр. АВ)	Фронталь- ные зоны	При сухо- веях
Бирск	7,4	10,6	11,3	12,3	13,3	6,3	12,2
Надеждино	8,3	12,9	15,4	16,7	18,3	7,0	16,5
Разность (Бирск—Надеждино)	—0,9	—2,3	—4,1	—4,4	—5,0	—0,7	—4,3
Средняя температура воз- душных масс (по станции Бирск)	6,0	10,0	14,5	19,6	19,9	9,9	15,7

Амплитуда температуры вычислялась как разность между средней температурой в 13 час. и средним минимумом температуры при соответствующей воздушной массе.

Различие температурного режима станций. Перейдем к выяснению различия температурного режима станций в мае (табл. 6 и 7).

На долинной станции вечером, ночью и утром в среднем было холоднее, чем на холме.

Влияние долины сказывается значительно сильнее в ночном понижении температуры, чем в дневном повышении ее (табл. 6).

Разности температур на станциях при той или иной воздушной массе приведены в табл. 7. В этой таблице приведены, главным образом, данные минимальных температур, по которым можно выяснить, насколько ночью долина выхолаживалась сильнее, чем холм, и данные температур в дневной срок наблюдений, по которым можно выяснить, насколько сильнее долина нагревалась днем.

Масса АВ. Разности срочных и минимальных температур холма и долины при этой воздушной массе в среднем оказались не больше 1° : днем (в 13 час.) температура была на $0,3^{\circ}$ ниже на холме, ночью (по минимальному термометру), наоборот, несколько, на $0,5^{\circ}$, ниже в долине. Из табл. 7 можно видеть, каковы были фактические (не средние) разности минимальных и дневных температур станций.

Таблица 6
Средние разности температур
(холм — долина)

Воздушные массы	7 час.	13 час	21 час	Средняя суточная	Средний минимум
АВ	-0,1	-0,3	0,8	0,2 ¹	0,5
Число случаев	39	37	41	34	36
пр. АВ	0,8	-0,3	1,8	0,7	2,1
Число случаев	37	36	27	27	38
мАВ	—	—	-5,1	—	—
Число случаев	—	—	1	—	—
пр. мАВ	-1,2	-1,6	1,9	-1,0	2,4
Число случаев	3	4	3	2	3
кПВ	2,1	-0,3	2,4	1,5	3,9
Число случаев	79	78	63	64	78
субТВ	2,7	0,0	2,5	1,9	4,5
Число случаев	44	41	39	39	44
Размытые фронталь- ные зоны	1,4	-1,4	0,7	0,4	1,3
Число случаев	4	3	2	3	5
Фронтальные зоны	-0,2	-0,6	0,1	-0,2	0,1
Число случаев	73	80	72	57	75
Средние величины для всех случаев	1,1	-0,3	1,3	0,8	2,2

Характерно то, что при массе АВ число случаев положительных (на холме теплее) и отрицательных (на холме холоднее) разностей минимальных температур оказалось одинаково вероятным, а в общем, в преобладающем большинстве случаев разности (89%) эти были небольшими — в пределах $\pm 2^{\circ}$.

Соотношение минимальных температур холма и долины при массе АВ определяется следующими причинами. Дни с АВ это, как правило, дни с адвекцией холодной воздушной массы, когда температура на холме в течение всех суток была несколько ниже, чем в долине. Этот факт может объяснить нам случаи отрицательных разностей.

Однако не во всех случаях адвекция массы АВ была интенсивной. Были и такие случаи, когда на долинной станции при наличии массы АВ ветер ночью был слабый или даже совсем отсутствовал. Значит, и при массе АВ иногда создавались условия с ослабленным воздухообменом в нижнем слое атмосферы. На долинной станции такие условия ночью особо благоприятствовали застою ветра и более сильному, чем на холме, понижению температуры (разности минимальных температур — положительные).

При массе АВ в мае погодные условия, и в частности условия облачности, менее однообразны в пространстве, чем при других воздушных массах. Так как расстояние между нашими станциями довольно значительно (58 км), то этой особенностью погодных условий могли быть обусловлены некоторые и положительные и отрицательные разности. Скорость ветра при массе АВ обычно больше, чем при других воздушных массах (табл. 3). Следовательно, в массе АВ сильнее перемеши-

¹ Разности величин средней суточной температуры определены из учета только тех случаев, при которых станции находились в данной воздушной массе в продолжение всех сроков наблюдений за сутки.

Таблица 7

Предельные значения и повторяемости величин разностей температуры (холм — долина)

Воздушные массы	Величины разностей температур		всего	Число случаев						разности температур в пределах		
	сред-ние	крайние		на холме теплее			на холме холоднее					
				$\Delta t > 0^\circ$	$\Delta t > 2^\circ$	$\Delta t > 5^\circ$	$\Delta t < 0^\circ$	$\Delta t < -1^\circ$	$\Delta t < -2^\circ$			$\Delta t < -5^\circ$
Разности минимальных температур												
АВ	0,5	4,6	36	18	4	—	17	4	1	—	20	31
Число случаев в %	—	—	100	50	11	—	47	11	3	—	55	86
пр. АВ	2,1	6,1	38	31	18	6	6	2	2	—	11	18
Число случаев в %	—	—	100	82	48	16	16	5	5	—	29	47
кПВ	3,9	8,6	78	75	59	25	3	—	—	—	10	19
Число случаев в %	—	—	100	96	76	32	4	—	—	—	13	24
субТВ	4,5	8,9	44	44	39	16	—	—	—	—	3	5
Число случаев в %	—	—	100	100	89	36	—	—	—	—	7	11
Фронтальные зоны	0,1	5,8	75	32	11	1	42	16	5	—	40	59
Число случаев в %	—	—	100	43	15	1	56	21	7	—	53	79
Разности температур в 13 час.												
АВ	-0,3	2,8	37	14	1	—	23	9	3	—	24	33
Число случаев в %	—	—	100	38	3	—	62	24	3	—	65	89
пр. АВ	-0,3	1,1	36	15	—	—	19	6	—	—	28	36
Число случаев в %	—	—	100	42	—	—	53	17	—	—	78	100
кПВ	-0,3	5,6	78	30	7	1	48	30	11	—	33	60
Число случаев в %	—	—	100	38	9	1	62	38	14	—	42	77
субТВ	0,0	4,5	41	17	5	—	23	8	2	—	24	34
Число случаев в %	—	—	100	41	12	—	56	20	5	—	59	83
Фронтальные зоны	-0,6	9,4	80	32	9	1	46	26	19	6	30	52
Число случаев в %	—	—	100	40	11	1	58	32	24	8	38	65

вание воздуха в нижнем слое тропосферы, значит, меньше условий для застоя воздуха. Облачность в массе АВ также несколько больше, чем в других массах. Это объясняет нам, почему относительно невелика амплитуда суточного колебания температуры (табл. 5) в массе АВ и почему разности минимальных температур наших станций при этой массе не достигали больших величин.

Днем (13 час.) в большинстве случаев (62%) в долине было теплее, чем на холме, и в преобладающем большинстве случаев разности не выходили за пределы $\pm 2^\circ$.

Масса пр. АВ. Днем при этой воздушной массе температура холма и долины разнилась еще меньше, чем при массе АВ. Случаи, когда разности температур станций по абсолютной величине были не более 1° , составили 78%. Отрицательные разности (на холме холоднее) наблюдались чаще. В среднем температура на холме была ниже, чем в долине на $0,3^\circ$.

При наличии в районе станций массы пр. АВ случаи безоблачной или малооблачной при слабом ветре погоды были гораздо чаще, чем в массе АВ. Дни с массой АВ — по преимуществу, случаи четко выраженной адвекции арктического воздуха при довольно устойчивом сохранении (по наблюдениям в данной географической точке) свойств воздушной массы; дни же с массой пр. АВ — по преимуществу, случаи трансформации массы АВ → пр. АВ → кПВ. Свойства воздушной массы при этом менялись во времени довольно быстро (в сторону повышения температуры и некоторого уменьшения относительной влажности). Вследствие таких особенностей погодных условий суточный ход температуры в массе пр. АВ был больше, чем в массе АВ. Естественно, что при такой погоде ночью воздухообмен в низине при массе пр. АВ был обычно слабый. Это вызывало здесь застой охлаждающегося воздуха и способствовало интенсивному ночному радиационному выхолаживанию. На холме же отток по склонам охлаждающегося, и потому более тяжелого, припочвенного воздуха вызывал приток вышележащего более теплого воздуха, отчего понижение температуры за ночь достигало таких больших величин, как на долиной станции. Судя по средним величинам (табл. 6), соотношение температур станций, характерное для ночи, достаточно четко проявлялось уже в вечерний срок наблюдений (21 час) и преобладало еще утром (7 час.).

Масса кПВ. В дневной срок наблюдений и при этой воздушной массе разности температур станций обычно не достигали больших величин.

Разности минимальных температур холма и долины могут служить оценкой степени ночного выхолаживания долины. Как видим, при массе кПВ интенсивность ночного выхолаживания на станции Надеждино была больше, чем в массах АВ и пр. АВ.

Судя по средним величинам, в долине было обычно значительно холоднее также в вечерний и утренний сроки наблюдений.

Средняя разность температур станций в дневной срок наблюдений при массе субТВ была равна нулю. Случаев отрицательных разностей было 23, положительных 17, т. е. случаи, когда в долине было теплее, наблюдались чаще. Это естественно, так как в долине, вследствие более слабо выраженного воздухообмена, прогревание воздуха на уровне будки должно быть сильнее, чем на холме. Вообще же разница температур станции днем была обыкновенно небольшая: случаи, при которых разности температур были в пределах $\pm 2^\circ$, составили 83% от общего числа дней с массой субТВ.

Чем же, однако, можно объяснить случаи положительных разностей (на холме теплее)? Такой же вопрос можно было задать и при рассмотрении случаев массы кПВ. В качестве объяснения этого факта можно указать на такие две причины.

Адвекция воздушных масс и теплых и холодных, по мнению П. А. Молчанова [4], совершается не непосредственно по земной поверхности, а по некоторому слою, который он называет слоем турбулентного перемешивания. Если согласиться с таким предположением, то следует прийти к заключению, что мощность слоя турбулентного перемешивания при адвекции воздушной массы на холме (выпуклая форма рельефа) должна быть меньше, чем в долине (вогнутая форма рельефа). А это,

в свою очередь, должно означать, что при адвекции холодной или теплой воздушной массы похолодание или соответственно потепление на холме должно сказаться резче, чем в долине.

Второй причиной, обуславливающей днем на холме более высокую температуру, может быть более или менее существенное различие погодных условий на станциях, хотя бы обе они находились в одной и той же воздушной массе. Возможно, что такое различие погодных условий может быть объяснено наличием старых окклюзий на некоторой высоте от земной поверхности.

Средняя температура в 7 час. утра в Бирске при массе субТВ была на $2,7^{\circ}$, а в 21 час на $2,5^{\circ}$ выше, чем в Надеждино, причем в это время суток на холме было теплее, чем в долине в преобладающем числе случаев. Таким образом, при массе субТВ в течение почти половины каждых суток устойчиво сохранялся тип соотношения температуры станций, характерный для ночи — в долине холоднее.

Сопоставление разностей минимальных температур станций при массах пр. АВ, кПВ и субТВ показывает, что ночное выхолаживание долины при массе кПВ было сильнее, чем при массе пр. АВ, а при массе субТВ сильнее, чем при массе кПВ.

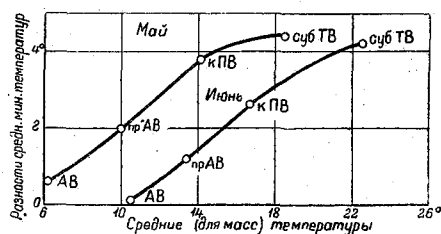
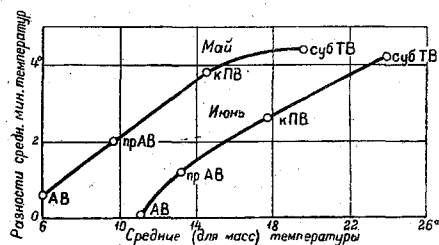


Рис. 3 и 4. Интенсивность ночного выхолаживания долины при разных воздушных массах на станции Бирск.

Чем это объяснить? Условия облачности и ветра этот факт объяснить нам не смогут, так как массы пр. АВ, кПВ и субТВ по облачности и ветру сравнительно мало разнятся между собой. Не даст ответа на поставленный вопрос и учет влагосодержания масс: при массе субТВ средняя относительная влажность наименьшая, но средняя абсолютная влажность больше, чем в массах кПВ и пр. АВ. Эффективное излучение подстилающей поверхности уменьшается с увеличением абсолютной влажности [5] и по этой причине при массе субТВ при равных прочих условиях (облачность, ветер) излучение должно быть более слабым, чем в массе кПВ и пр. АВ.

Запыленность масс кПВ и субТВ также должна бы, казалось, ослаблять эффективное ночное излучение в них по сравнению с массой пр. АВ.

Ответ на поставленный выше вопрос может нам дать учет температуры подстилающей поверхности. Излучение подстилающей поверхности, при прочих равных условиях, должно быть тем сильнее, чем больше разность температур излучающей поверхности и среды, в которую энергия излучается. Влияние температуры подстилающей поверхности, повидимому, настолько значительно, что оно превышает и влияние влагосодержания воздушных масс и влияние их запыленности, которые действуют в обратную сторону, в сторону уменьшения излучения при массах кПВ и субТВ, по сравнению с массой пр. АВ.

На рис. 3, 4 показана зависимость разностей минимальных температур холма и долины от воздушных масс в мае и июне. По оси абсцисс (рис. 3) откладывались средние температуры воздушных масс, по оси абсцисс (рис. 4) — средние температуры воздушных масс по наблюдениям в 21 час. По оси ординат откладывались средние разности минимальных температур станций (холм — долина) при соответствующих воздушных массах.

Графики (рис. 3 и 4) наглядно показывают, насколько интенсивность ночного выхолаживания долины зависит от того, в какой воздушной массе находится район станции. Из графиков видно, что интенсивность ночного выхолаживания долины

возрастает с увеличением температуры воздушной массы. Полагая, что между температурой воздушной массы и температурой поверхности почвы есть достаточно хорошее соответствие, можно говорить о том, что интенсивность ночного выхолаживания тем сильнее, чем выше температура подстилающей поверхности. То обстоятельство, что в мае средние величины облачности и ветра в воздушных массах пр. АВ, кПВ и субТВ (табл. 3) были примерно одинаковы, говорит за правильность этого заключения.

При массе субТВ арктического происхождения на холме утром, вечером и в особенности ночью было обычно значительно теплее, чем в долине. Случаи, когда минимальная температура на холме превышала минимум в долине более, чем на 2 и 5°, составляли соответственно 91 и 52%. Ни в какой другой воздушной массе снижение температуры за ночь не было таким сильным, как именно в этой массе.

Из сопоставления средних амплитуд колебания температуры для массы субТВ (прогретый пр. АВ) и для всех случаев массы субТВ видно, какое влияние на степень ночного выхолаживания оказывает происхождение воздушной массы.

При случаях фронтальных зон и срочные и минимальные температуры наших станций в среднем разнились мало (табл. 6). Однако в данном случае за средними величинами скрывается весьма большое разнообразие фактических величин разностей температур. Табл. 7 дает возможность конкретнее видеть различие температурного режима на станциях при фронтальных зонах.

Крайние значения разностей минимальных температур станций были +5,8° и -4,3°, т. е. разности изменялись в более широких пределах, чем при любой из рассмотренных выше воздушных масс. Чаще наблюдались случаи, когда на холме ночью было холоднее.

Постараемся выяснить причины, обусловившие то или иное различие температурного режима на станциях ночью при фронтальных зонах. В мае через район станций холодные фронты проходят гораздо чаще, чем теплые. Переходу от теплой массы к холодной в мае всегда предшествует прохождение фронтальной зоны. Переход же от массы АВ к массе пр. АВ, от массы пр. АВ к массе кПВ, от массы кПВ к массе субТВ часто является результатом трансформации воздушной массы.

Понятно поэтому, что резкие понижения температуры в мае более часты, чем настолько же резкие повышения температуры. А при резких понижениях температуры, вызванных поступлением холодных воздушных масс, температура на холме оказывалась обычно, как мы отмечали, более низкой, чем в долине. Все это объясняет нам, почему при фронтальных зонах температура на холме чаще бывает более низкой, чем в долине.

Обратное соотношение минимальных температур станций (т. е. теплее на холме) можно объяснить такими причинами. При прохождении теплых фронтов потепление по той же причине, о которой мы говорили выше, могло сказаться на холме сильнее, чем в долине. Некоторая часть случаев положительных разностей может быть объяснена этой причиной.

При прохождении фронтальных зон, чаще чем в каких-либо других случаях, возможно существенное различие станций по погодным условиям. Так например, на одной из станций может идти дождь, а на другой дождя в это время может и не быть. При таких случаях различие минимальных и тем более срочных температур станций может быть значительным. При этом возможно, что в Бирске температура может быть выше и ниже, чем в Надеждино. Этой причиной также обусловлена некоторая часть как положительных, так и отрицательных разностей.

Но в общем все же основной особенностью температурного режима на станциях при фронтальных зонах, с интересующей нас точки зрения, является преобладание малых по абсолютной величине разностей минимальных температур станций (см. табл. 7).

Причины, обусловившие ту или иную величину разности температур станций в дневной срок, те же, какие указывались для разностей минимальных температур. Только различие станций по погодным условиям могло сказаться на разностях

температур станций в дневной срок наблюдений резче, чем на разностях минимумов за сутки.

Все случаи особенно больших по абсолютной величине разностей температур станций в дневной срок обусловлены различием станций по погодным условиям. Так, например, разность $+9,4^{\circ}$ приходится на такой день, когда в Надеждино в дневной срок был дождь, тогда как в Бирске дождь в этот день выпал только к вечеру. Разность же $-7,5^{\circ}$ наблюдалась в такой день, когда в Бирске утром и до полудня шел дождь, а в дневной срок наблюдений был туман, тогда как в Надеждино дождь был только к вечеру того же дня и в предшествующую ночь, днем тумана не было.

Влияние облачности и скорости ветра на соотношение минимальных температур станций. Различие температурного режима холма и долины находится в очень большой зависимости от условий облачности и ветра. Это можно видеть из табл. 8, в которой даны средние и крайние значения разностей минимальных температур станций за май, а также повторяемости разностей в различных пределах для случаев с различными метеорологическими условиями ночью. В табл. 8 для сравнения даны средние и крайние величины разностей минимальных температур и повторяемости разностей для всех случаев каждой массы.

Ночные наблюдения начали производиться на метеорологических станциях с 1936 г., поэтому в большей части использованного в статье материала данные, характеризующие ночные условия, отсутствуют. Выбирать из этого материала случаи в группу „ночью ясно“, „ночью пасмурно“ и т. д. приходилось только на основании показаний в вечерний и утренний сроки наблюдений. Ночь считалась ясной, если на обеих станциях вечером и в последующее утро облачность была в пределах 0—2 балла, и пасмурной, если в те же сроки она была 8—10 баллов. Ночь считалась с ветром, если в каждый из указанных выше сроков наблюдений в Бирске скорость ветра превышала 4 м/сек., а в Надеждино хотя бы в один из трех сроков была больше 2 м/сек. Ночь считалась тихой, если и вечером и утром на станциях была отмечена скорость не более 2 м/сек.

Критерии, по которым производилась указанная группировка, нельзя считать полностью удачными из-за отсутствия ночного срока наблюдений. Условия облачности и ветра оцениваются в большинстве случаев недостаточно точными предполагаемыми величинами, кроме того, в статье рассматривается общая облачность, следовательно, пасмурной считалась и такая погода, когда облачность была верхняя. Между тем, известно, что при такой облачности ночное радиационное выхолаживание может быть почти таким же, как и при ясной погоде. Следует иметь в виду, что одни и те же случаи могли войти в две группы, например в группу „ночью ясно“ и в группу „ночью тихо“, или в группу „ночью пасмурно“ и в группу „ночью ветер“.

Из табл. 8 видно, что ночью ясная погода наблюдается гораздо чаще, чем пасмурная. Это совершенно естественно, так как в теплое время года воздух вообще над континентом обычно значительно дальше от насыщения, чем в холодное время года; рассматриваются же внутримассовые, а не фронтальные случаи. Можно даже, наоборот, задать вопрос о том, чем же обусловлена в данном случае пасмурная погода. Просмотр случаев „ночью пасмурно“ показал, что они приходятся почти исключительно на первый день, когда после прохождения фронтальной зоны район станций оказывался в данной воздушной массе. Наибольшую повторяемость случаев „ночью пасмурно“ (14%) имеет масса АВ, для каждой из остальных масс повторяемость ночей с большой облачностью не превышала 5%.

Случаи „ночью тихо“ в мае для каждой воздушной массы, кроме массы АВ, более часты, чем случаи „ночью ветер“. Случаи „ночью тихо“ наблюдаются в общем чаще, чем случаи „ночью ясно“, а случаи „ночью ветер“ гораздо более часты, чем случаи „ночью пасмурно“.

Табл. 8 показывает, насколько интенсивность ночного выхолаживания долины зависит от условий облачности и ветра. Но характерно при этом, что при группировке случаев по условиям облачности и ветра внутри каждой из пяти приведен-

Таблица 8

Влияние облачности и ветра на соотношение минимальных температур холма и долины

Воздушные массы	Разности минимальных температур (холм — долина)			Число случаев					Разности температур, в пределах	
	средние	крайние значения		абсолютное	в ‰	на холме холоднее	на холме теплее, ($\Delta T > 5^\circ$)			
								$\pm 1^\circ$	$\pm 2^\circ$	
Ночью ясно										
АВ	0,6	3,8	—0,9	7	19	4	—	5	6	
пр. АВ	3,7	6,1	1,5	10	26	—	4	—	3	
кПВ	4,9	8,6	1,8	26	33	—	12	—	2	
субТВ	5,4	8,9	0,6	11	25	—	6	1	1	
Ночью тихо										
АВ	1,8	3,8	0,0	8	22	—	—	1	6	
пр. АВ	3,6	6,1	1,5	13	34	—	5	—	3	
кПВ	4,9	8,6	—0,5	26	33	1	13	2	3	
субТВ	5,4	8,9	3,2	22	50	—	10	—	—	
Ночью ясно и тихо										
АВ	1,0	1,8	0,0	3	8	—	—	1	3	
пр. АВ	5,1	6,1	3,2	4	11	—	3	—	—	
кПВ	5,4	8,6	2,5	16	21	—	9	—	—	
субТВ	6,0	8,9	3,2	8	18	—	5	—	—	
Ночью пасмурно										
АВ	—0,8	—0,6	—1,1	5	14	5	—	4	5	
пр. АВ	—0,4	0,1	—0,9	2	5	1	—	2	2	
кПВ	0,5	1,6	—0,5	3	4	1	—	2	2	
субТВ	4,7	4,8	4,6	2	5	—	—	—	—	
Ночью ветер										
АВ	—0,1	4,6	—2,5	17	47	11	—	13	15	
пр. АВ	1,4	2,2	—0,3	4	11	1	—	1	3	
кПВ	2,1	5,2	—1,0	10	13	1	1	3	6	
субТВ	3,0	6,3	0,6	13	30	—	2	2	3	
Для всех случаев каждой массы										
АВ	0,5	4,6	—2,5	36	100	18	—	20	31	
пр. АВ	2,1	6,1	—2,8	38	100	7	6	11	18	
кПВ	3,9	8,6	—1,0	78	100	3	27	10	19	
субТВ	4,5	8,9	0,5	44	100	—	16	3	5	

ных групп сохраняется та же зависимость интенсивности ночного выхолаживания долины от воздушных масс, о которой говорилось выше.

Различие температурного режима станций при общих резких изменениях температуры. Случаями резких понижений и повышений температуры считались такие, когда средняя суточная температура в Бирске изменялась от одного дня к другому более, чем на $4,5^{\circ}$. Резкие понижения температуры в мае более часты, чем такие же повышения температуры за рассмотренные 9 месяцев. Например, было 6 случаев, когда средняя суточная температура снижалась от одного дня к другому больше чем на 10° . Из них в двух случаях снижение превышало даже 15° . Повышение же температуры в мае от одного дня к другому более чем на 10° за то же время не наблюдалось (табл. 9).

Случаи снижений температуры были обусловлены прохождением фронтальной зоны и поступлением в район станций более холодной воздушной массы.

Холодной массой чаще всего являлась масса АВ (26 случаев), реже — массы пр. АВ, МАВ (по 3 случая), КПВ (2 случая) и масса мПВ (1 случай).

Облачность и скорость ветра при понижениях температуры оказались большими, что связано с прохождением фронтальных зон.

В большинстве случаев на холме температура в любой из сроков была ниже, чем в долине. При значительных понижениях температуры похолодание на холме сказывается обычно сильнее, нежели в долине. При случаях очень резких похолоданий (больше чем на 10° от одного дня к другому) более сильное снижение температуры на холме, по сравнению с долиной, выступает еще четче. Все 6 случаев резких похолоданий обусловлены прохождением фронта АВ и вторжением массы АВ.

Случаев повышения средней суточной температуры от одного дня к другому более чем на $4,5^{\circ}$ было 30. Далеко не все они связаны с прохождением фронтальных зон. Распределяются они так: 10 случаев были связаны с прохождением фронтальной зоны (в системе циклона) и последующим поступлением теплой воздушной массы. 14 случаев были обусловлены тем, что район станций, в связи с перемещением области антициклона к востоку, оказывался сначала в восточной, потом в центральной и, наконец, в западной части антициклона. Температура на станциях могла повышаться в таких случаях весьма значительно.

Причинами повышения температуры были или интенсивное прогревание одной и той же воздушной массы (условия антициклонной погоды благоприятствуют такому прогреванию), или же поток более теплой массы, которая могла быть того же арктического происхождения, что и масса, находящаяся в восточной части антициклона, но только первая из них успела уже прогреться на континенте и поступает теперь с юга, тогда как вторая поступает с севера и еще не прогрелась. 4 случая из указанных 14 были обусловлены интенсивным прогреванием в области антициклона одной и той же воздушной массы и 10 — подтоком более теплой массы (в западной части антициклона). Остальные 6 случаев были обусловлены теплой адвекцией в южной части циклона или на западной периферии антициклона.

В каждый из сроков наблюдений температура на холме при резких повышениях температуры в среднем оказалась выше, чем в долине. В преобладающем большинстве случаев в любой из сроков на холме было теплее, чем в долине. На основании этого можно сделать заключение, что при резких повышениях температуры потепление на холме сказывается сильнее, чем в долине. Табл. 9, таким образом, свидетельствует, что адвекция воздушных масс осуществляется не по земной поверхности, а по более или менее значительному по вертикальной мощности нижнему слою тропосферы. Но значение этого факта при учете различия температуры холма и долины не следует переоценивать.

Из материала рассматриваемых станций Бирск (холм) и Надеждино (долина) видно, что хотя резкие похолодания и резкие повышения температуры на холме сказываются сильнее, чем в долине, однако их величина сравнительно редко превышает 2° . Да и проявляется эта особенность в распределении температур станций только при смене масс, достаточно сильно различающихся по температуре,

Таблица 9

Разности температур станций при резких похолоданиях и потеплениях

	Разности температур (холм — долина)					Облачность, в баллах. (холм — долина)			Ветер, в м/сек. (холм — долина)		
	7 час.	13 час.	21 час	средние суточ- ные	средний минимум	7 час.	13 час.	21 час	7 час.	13 час.	21 час
Понижение средней суточной температуры от одного дня к другому более чем на 4,5° (по данным ст. Бирск)											
Средние величины	-1,1	-1,6	0,1	-0,8	0,0	6,7/5,9	7,7/7,5	4,7/5,0	4,7/3,5	7,4/5,3	4,2/3,0
Число случаев	35	35	32	35	35	35	35	32	35	35	32
Число случаев, когда на холме температура выше, чем в долине.	8	10	16	10	17						
Повышение средней суточной температуры от одного дня к другому более чем на 4,5°											
Средние величины	2,1	0,3	1,8	1,5	3,6	5,1/4,5	5,6/4,8	5,3/5,0	3,5/2,1	7,2/5,0	3,9/1,5
Число случаев	30	30	26	30	30	30	30	26	30	30	26
Число случаев, когда на холме температура выше, чем в долине.	24	17	22	27	28						
Понижение средней суточной температуры от одного дня к другому более чем на 9,5°											
Средние величины	-2,2	-1,5	-0,2	-1,2	0,0	8,0/8,5	7,5/7,8	3,8/4,5	6,8/5,3	9,2/6,2	7,8/5,8
Число случаев	6	-	-	-	-						
Число случаев, когда на холме температура выше, чем в долине.	1	2	3	1	3						

что вообще наблюдается не слишком часто. Несравненно большее значение, конечно, имеет различие температур холма и долины, обусловленное разной степенью радиационного ночного выхолаживания и разной степенью нагрева станций днем.

Заморозки. В Надеждино заморозки в мае довольно частое явление — за 9 лет было отмечено 47 случаев (в среднем 1 случай на 6 дней). В Бирске заморозки наблюдались гораздо реже: за то же время их было только 18 случаев (в среднем 1 случай на 17 дней). Число заморозков в мае год от года изменялось в больших пределах. Так, в Надеждино в мае 1937 г. всего был лишь 1 заморозок, а в мае 1936 г. их было 11.

Сельскохозяйственная метеорология для оценки интервалов времени в тепловом отношении пользуется иногда суммами средних суточных температур. По аналогии с этим способом оценки можно дать некоторым промежуткам времени оценку в отношении заморозков в виде сумм величин минимальных (за сутки) температур. Для долинной станции сумма таких температур равна для 9 майских месяцев — $88,2^\circ$, а для холма — $25,3^\circ$. Вместе с числом случаев заморозков, сумма минимальных температур 0° дает несколько более конкретную оценку заморозкам.

Самая низкая минимальная температура в мае за рассмотренный промежуток времени в Надеждино оказалась $-6,3^\circ$ (7/V 1926 г.), а на холме $-4,2^\circ$ (7/V 1926 г.). На первую половину месяца в среднем пришлось, примерно, $\frac{2}{3}$ числа заморозков. Но интенсивные заморозки в долине могут наблюдаться и во второй половине месяца. Так, в Надеждино 21/V 1936 г. минимальная температура (в будке) была $-5,7^\circ$.

Только в одном случае заморозок в мае наблюдался при массе, по происхождению являющейся массой мАВ (поступила в Башкирию с северо-запада). Во всех остальных случаях заморозки были при массах арктического происхождения, поступивших на континент с севера или северо-востока. Интересно сопоставить число заморозков в долине и на холме при массах АВ и пр. АВ. В долине заморозки при массе пр. АВ более часты (в среднем на каждые 2 дня приходится 1 заморозок), чем при массе АВ. Объясняется этот факт тем, что при массе пр. АВ ночью ясная и тихая погода бывает чаще, чем при массе АВ. На холме же, наоборот, заморозки гораздо чаще наблюдаются при массе АВ. Можно сказать, таким образом, что заморозки на холме по преимуществу адвективные, а в долине — радиационные.

При массе кПВ арктического происхождения (прогретый пр. АВ) число заморозков в долине оказалось еще значительным (10 случаев), тогда как на холме при этой массе заморозков не было. Заморозки при фронтальных зонах наблюдались при прохождении через район станции фронта АВ.

Суховей. Суховей, как метеорологическое явление, в настоящее время не имеет общепризнанного определения. А. А. Каминский [2, 3] и Е. А. Леонтьева [6], занимавшиеся изучением этого явления, в качестве критерия для выборки дней с суховеями использовали такой признак: относительная влажность в каждый из сроков наблюдений (7, 13, 21 час) не должна превышать 50% . В качестве кри-

Средние метеорологические

	Температура				
	холм				долина
	7 час.	13 час.	21 час	средняя	минимум
Средние величины (холм)	12,1	19,9	16,4	15,7	7,7
Разность (холм—долина)	2,5	-0,1	2,3	1,7	4,2
Число случаев	37	37	23 ¹	37	37

Примечание. ¹ Без 1936 г.

терия был использован, следовательно, очень характерный признак суховея—малая относительная влажность воздуха. Техническое пользование этим критерием при выборке суховейных дней очень просто и удобно. Однако критерий этот нельзя считать достаточным. Не считал его достаточным и Каминский.

В настоящей работе не ставилась цель детального исследования явления суховея, поэтому был использован тот же критерий для выборки суховейных дней, какой применялся Каминским и Леонтьевой. Отобранные по таким признакам случаи в дальнейшем будут называться суховеями. Но ввиду недостаточности признака, по которому эти случаи были выделены, их можно считать суховеями только условно.

Для выборки суховейных дней были использованы данные станции Бирск. Сопоставление наблюдений станций Бирск и Уфа показало, что в большинстве случаев даты суховеев на этих станциях совпадают. На основании этого число суховеев за май 1924 г. взято по Уфе, так как за этот год материал по влажности воздуха для Бирска отсутствовал.

В табл. 10 приведено число дней с суховеями в Бирске за май.

Число суховеев на станции Бирск

Таблица 10

Воздушные массы	1924	1925	1926	1927	1928	1929	1930	1935	1936	Всего	Вероятность суховеев, в %
АВ	—	—	—	—	—	1	—	2	—	3	9
пр. АВ	—	—	—	—	1	1	1	—	3	6	10
кПВ (пр. АВ)	—	—	—	1	3	2	—	1	8	15	28
субТВ (прогретый пр. АВ)	4	—	—	—	—	—	1	1	1	7	
субТВ (из Казахстана прогретый пр. АВ)	—	—	—	2	—	—	3	—	—	5	67
субТВ (из Южной Сибири и Северного Казахстана, прогретый пр. АВ)	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2	
субТВ (из Казахстана)	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1	
субТВ (из Южной Сибири и Северного Казахстана)	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1	14
субТВ (с Европейской территории СССР)	—	—	—	—	—	—	1	—	—	1	
Всего . . .	4			4	5	4	6	4	14	41	

Наибольшая разность минимальных температур станций в мае для нефронтальной погоды пришлось на случай суховея: минимум на холме был на 8,9° выше, чем

Таблица 11

данные для дней с суховеями

Влажность					Облачность, в баллах			Ветер, в м/сек.		
относительная, в %				абсолютная средняя влажность (мм)						
7 час.	13 час.	21 час	средняя							
45	26	43	37	4,9	3,1	4,2	3,5	4,4	6,3	2,7
37	37	23 ¹	37	37	37	37	23 ¹	37	37	23 ¹

в долине (29/V 1936 г.). Из 37 случаев суховея (табл. 11) 10 были такими, при которых в долине отмечен заморозок, а 4 случая — с минимальной температурой в долине выше 0° , не ниже 1° (будка). Средний минимум температуры в долине для всех 37 случаев оказался равным $3,5^{\circ}$. Выбранные дни с суховеями характеризуются довольно большим суточным ходом температуры на обеих наших станциях и низкими минимальными температурами в долине (табл. 11 и 5).

Одним из необходимых признаков суховея обычно считают малый суточный ход температуры воздуха при относительно высоком ночном минимуме.

Это говорит о том, что явление суховея изучено еще слабо. Весьма вероятно, что некоторая и может быть значительная часть случаев, представленных табл. 10 и 11, в действительности — не суховеи. Возможно также и то, что некоторые губительные суховеи, длящиеся кратковременно (часть дня), не были учтены.

Но, как увидим далее, в мае, а также в июне критерий, использованный для отбора дней с суховеями, является очень четкой характеристикой результата быстрой трансформации (прогрева) массы АВ над континентом с малыми запасами влаги в почве. Следует признать далее, что при относительной влажности в 7, 13, 21 часа не более 50% или суховой действительно налицо, или он в данной массе выражен потенциально и станет реальностью при наличии некоторых дополнительных условий. Следует полагать, что если не все, то во всяком случае большая часть действительных суховея на станции Бирск вошла в табл. 10.

На основании просмотренного материала можно заключить, что суховеи в Башкирии в мае обусловлены в основном следующими причинами. Поступление масс АВ с севера на континент есть первое условие, делающее такие случаи возможными. Интенсивное прогревание массы АВ над континентом с малыми запасами влаги в почве, осуществляющееся в области антициклона, сопровождается уменьшением относительной влажности и приводит к тому, что суховой становится реальностью или реально возможным. Наличие же значительного градиента давления и большой скорости ветра в прогретой сухой массе пр. АВ дает возможность реализации суховея в интенсивной форме. Таким представляется происхождение суховея в исследуемом районе по материалу за май. Примерно к таким же заключениям приводит (как увидим далее) и материал за июнь.

Направление ветра в антициклоне, от его центральной части к периферии, заставляет предполагать наличие в антициклонах опускания воздуха. Опусканием воздуха в антициклоне в большинстве случаев и объясняли происхождение суховея. Но ведь условия для этого предполагаемого опускания воздуха следует считать в общем не зависящими от того, над какой подстилающей поверхностью антициклон находится и какого происхождения воздушная масса представлена в антициклоне. А раз это так, то почему же суховеи не редкое явление на юго-востоке ЕТС и редкое явление в Белоруссии или, скажем, в Англии? Ведь наблюдается же фён не только на Кавказе или в Альпах, но даже и в Заполярье. Разве те схемы распределения барических областей, которые строились для обоснования существования активно выраженных нисходящих потоков воздуха в антициклоне, нельзя найти по материалу данных давления на западе ЕТС или в Англии? Конечно, и в Белоруссии и в Англии может иметь место такое взаимное расположение областей антициклона и циклона, которое наблюдается при суховеях на юго-востоке ЕТС. Значит, объяснение суховея, основанное на наличии нисходящих потоков воздуха или несостоятельно, или оно не учитывает некоторых дополнительных обстоятельств. Этими не учтенными, но важными факторами и являются, как мы уже отмечали по материалу за май 1936 г., происхождение и ближайшая история тех воздушных масс, в которых суховой проявляется. Суховеи потому (по крайней мере, в мае и июне) относительно не редкое явление на юго-востоке ЕТС, что сюда часто поступают бедные по влагосодержанию массы арктического происхождения, и потому, что в теплое время года при некоторых условиях (в антициклоне) в такой массе, в результате интенсивного прогревания и слабого пополнения влаги от подстилающей поверхности, относительная влажность становится очень малой. Возможно, что некоторую и, может быть, значительную роль действительно играют при этом

и нисходящие потоки воздуха в антициклоне, но в этом случае все же нисходящие потоки есть только одно из условий, но не единственное необходимое условие для возникновения суховея.

Исходя из всех этих соображений, можно заключить, что суховеи в Башкирии в мае можно предсказывать так же, как и заморозки. И далее, можно заключить, что если суховеи возможно предсказывать, то следует изыскать и средства активной борьбы с вредными влияниями суховеев (может быть заблаговременное искусственное дождевание).

И Ю Н Ъ

О повторяемости воздушных масс в июне (1924—1930, 1935—1936 гг.) можно судить по табл. 12 и 13. В дополнение к этому материалу укажем, из каких масс формировались массы кПВ и субТВ:

Происхождение	Число случаев	
	кПВ	субТВ
Из АВ	46	16
Из мАВ	14	2
Из мПВ	4	—
Не определено	15	30
Всего (по данным на 7 час.)	79	48

Для некоторой конкретизации тех 30 случаев массы субТВ, происхождение которых не было определено, следует сказать, что большая часть их (23 случая) представлена воздушной массой, поступившей на территорию Башкирии или с востока, или с юго-востока, или с юга (табл. 12 и 13).

Из сопоставления материала за май и июнь можно сделать такое заключение: воздушные массы арктического происхождения в июне в районе станций играют в образовании погодных условий значительно меньшую роль, чем в мае. Масса же мПВ в июне играет большую роль, чем в мае. Это особенно хорошо видно из учета числа случаев фронтальных зон (табл. 13), образованных с участием массы мПВ, пр. мПВ и кПВ (пр. мПВ). Однако и в июне, в районе Башкирии, роль масс арктического происхождения в образовании погодных условий является доминирующей. По условиям влажности воздуха июнь менее сухой, чем май (табл. 13 и 12). Это находится в соответствии с тем, что в июне повторяемость масс арктического происхождения меньше, чем в мае; может быть, это объясняется отчасти еще и тем, что в июне влагосодержание поступающих на континент масс АВ больше, чем в мае.

Различие температурного режима станций. В табл. 14 представлены средние величины разностей температур (холм — долина) за июнь для различных воздушных масс. В табл. 15 даны предельные значения и повторяемости величин разностей температуры для той же пары и за тот же месяц. Судя по средним величинам, в июне долина ночью выхолаживается слабее, а днем нагревается сильнее, чем в мае. Этот факт подтверждают разности температур станций, определенные для отдельных воздушных масс. Такое отличие июня от мая следует, вероятно, объяснять в основном тем, что в июне ночи короче, а дни соответственно продолжительнее. Однако и в июне влияние долины сильнее сказывается в ночном понижении температуры, чем в дневном повышении ее.

Повторяемости и средние метеорологические характеристики воздушных масс

Воздушные массы	Число случаев (на 7 час. утра)		Температура					Влажность (холм)		Облачность, в баллах (холм)			Ветер, в м/сек (холм—долина)			Осадки (холм—долина)	
			холм			доли-на	средний минимум	относительная, в %	абсолютная, в мм								
	абсолютное	в %	7 час.	13 час.	21 час.					средняя суточная							
						7 час.	13 час.	21 час.									
АВ.	12	4,4	8,3	14,3	10,5	11,1	5,4	55	5,1	4,2	6,1	5,9	4,7/2,9	6,4/5,0	0,8/0,7	8,0/7,1	1,7/1,1
пр. АВ.	21	7,8	10,9	16,8	13,4	13,2	5,5	66	7,3	4,5	5,9	5,8	2,7/2,9	5,0/5,5	2,1/1,4	0,1/6,6	0,0/1,0
пр. МАВ.	4	1,5	13,8	18,4	14,7	15,6	10,7	64	8,3	0,2	7,0	5,8	2,0/4,5	5,8/5,8	0,0/2,2	0,2/7,3	0,0/1,1
пр. мПВ.	11	4,1	14,6	19,6	16,6	17,0	10,2	60	9,0	3,2	6,0	4,3	1,6/1,8	3,4/3,7	1,3/0,9	0,9/1,3	0,2/0,2
кПВ.	79	29,3	15,0	21,3	16,8	17,8	8,6	61	8,9	4,3	6,7	4,8	2,5/1,8	4,3/4,3	1,7/1,3	3,6/5,2	0,8/0,8
субТВ.	48	17,8	20,5	28,5	22,7	24,0	12,0	44	9,3	4,2	4,5	5,3	2,9/1,4	3,8/3,2	2,5/0,7	2,6/1,2	0,5/0,2
Размытые фронтальные зоны	12	4,4	16,8	22,4	18,8	19,3	13,0	81	13,2	5,2	6,5	5,2	1,9/2,1	3,2/2,8	1,8/1,5	37,5/65,6	7,9/10,0
Фронтальные зоны	83	30,7	14,7	18,5	14,5	16,1	12,2	77	10,5	8,7	8,8	8,7	3,0/2,4	4,7/4,3	3,0/2,7	421,1/561,1	88,9/85,6
Всего	270	100,0														474,0/655,4	100/100
Средние величины для всех случаев	—	—	15,4	21,1	16,2	17,8	10,2	64	9,5	5,6	6,6	6,3	2,8/2,1	4,4/4,1	2,2/1,7	—	—
Число лет	—	—	9	9	8	9	9	7	7	9	9	8	9	9	8	9	—

Таблица 13

АВ и пр. АВ	АВ и КПВ	АВ и субТВ	пр. АВ и КПВ	пр. АВ и субТВ	пр. АВ и МПВ	Холодный КПВ и теп- лый КПВ	КПВ и субТВ	КПВ (пр. МАВ) и КПВ	КПВ (пр. МАВ) и субТВ	КПВ (пр. МАВ) и КПВ	КПВ и пр. МПВ	КПВ и МПВ	КПВ (пр. МПВ) и субТВ	пр. МПВ и субТВ	МПВ и субТВ	Всего
2	10	2	9	4	2	22	12	1	1	2	5	2	6	1	2	83
14			15			34		2		18						

Таблица 14

Средние разности температур (холм — долина)

Воздушные массы	7 час.	13 час.	21 час	Средняя суточная	Средний минимум
АВ	-0,7	0,0	0,6	0,0	0,1
Число случаев	12	12	12	12	12
пр. АВ	0,7	0,0	1,3	0,6	1,2
Число случаев	21	17	16	14	21
пр. МПВ	-0,3	-1,0	0,7	-0,2	0,2
Число случаев	4	4	4	4	3
пр. МАВ	0,4	-0,5	1,4	0,5	1,2
Число случаев	11	11	11	9	12
КПВ	0,6	-0,6	1,2	0,3	2,6
Число случаев	79	73	70	5,7	79
субТВ	2,0	-0,7	2,6	1,3	4,2
Число случаев	48	49	38	46	53
Размытые фронтальные зоны	0,0	-1,2	0,8	-0,1	1,1
Число случаев	12	12	12	12	12
Фронтальные зоны	-0,5	-1,1	-0,6	-0,7	-0,3
Число случаев	83	92	77	65	78
Средние величины всех случаев	0,5	-0,7	0,5	0,2	1,7
Число лет	9	9	8	9	9

Соотношение температурного режима холма и долины в мае и в июне оказалось весьма сходным.

Из рассмотренного за июнь материала для каждой из масс, представленных более или менее значительным числом случаев, были выделены в отдельные группы случаи ясной, тихой, пасмурной, ветреной погоды ночью. Для этих групп были определены затем разности минимальных температур холма и долины. Выборка случаев производилась так же, как и для мая. Характеристики, полученные для этих групп (табл. 16), аналогичны соответствующему материалу, полученному для мая (табл. 8) и поэтому не нуждаются в пояснении.

Сравнение табл. 9 и 17, в которых даны разности температур станций при резких похолоданиях и потеплениях за май и июнь, приводит к выводу, что в июне резкие изменения температуры наблюдались реже, чем в мае. Резкие похолодания в июне, как и в мае, наблюдались чаще, чем такие же резкие повышения температуры.

Из табл. 17 видно, что и в июне при резких изменениях температур похолодания и потепления проявляются на холме, обычно, несколько сильнее, чем в долине.

Случаи резких снижений температуры характерны большей облачностью и повышенной скоростью ветра (табл. 17). Материал наблюдений июня подтверждает соответствующий материал для мая и сделанные по нему заключения.

В июне за 9 лет на долинной станции было 3 заморозка, в Бирске же заморозков не было. Все заморозки, отмеченные в долине, пришлось на первые шесть дней месяца. Самая низкая температура, отмеченная в июне на станции Надеждино (будка), была ночью с 31 мая на 1 июня 1924 г. Минимум температуры в этом случае был равен $-2,6^{\circ}$. Самый поздний весенний заморозок был ночью с 5 на 6 июня 1927 г., минимальная температура была равна $-1,0^{\circ}$. В эту же ночь отмечена самая низкая минимальная температура ($0,7^{\circ}$) на станции Бирск. Характерно, что наиболее низкая минимальная температура в Бирске приходится на ночь с ветром, а в Надеждино на ночь с тихой погодой.

Вредное влияние низких температур может сказываться, вероятно, и при температурах (в будке) положительных, но близких к 0° , так как при этом не исключена возможность заморозка на поверхности почвы или на уровне поверхности растительного покрова. Поэтому представляет интерес учесть случаи, когда минимум спускался до температуры, близкой к 0° .

Таблица 15

Предельные значения и повторяемости величин разностей температуры (холм—долина)

Воздушные массы	Величины разностей температур		Число случаев								Разности температур в пределах	
			всего	на холме теплее			на холме холоднее					
	средние	крайние		$\Delta t \geq 0^{\circ}$	$\Delta t \geq 2^{\circ}$	$\Delta t \geq 5^{\circ}$	$\Delta t < 0^{\circ}$	$\Delta t < -1^{\circ}$	$\Delta t < -2^{\circ}$	$\Delta t < -5^{\circ}$	$\pm 1^{\circ}$	$\pm 2^{\circ}$

Разности минимальных температур

АВ	0,1	3,1	-1,7	12	5	2	—	7	3	—	—	6	10
Число случаев, в %				100	42	17	—	58	25	—	—	50	83
пр. АВ	1,2	6,7	-3,1	21	11	7	3	10	2	1	—	10	13
Число случаев, в %				100	52	33	14	48	10	5	—	48	62
пр. мПВ	1,2	5,0	-2,4	12	7	5	—	5	2	1	—	5	6
Число случаев, в %				100	58	42	—	42	17	8	—	42	50
кПВ	2,6	7,0	-2,0	79	67	51	8	11	1	—	—	18	28
Число случаев, в %				100	85	65	10	14	1	—	—	23	35
субТВ	4,2	9,4	-1,1	53	52	43	19	1	1	—	—	3	10
Число случаев, в %				100	98	81	36	2	2	—	—	6	19
Размытые фронтальные зоны	1,1	5,2	-2,6	12	10	3	1	2	2	1	—	5	8
Число случаев, в %				100	83	25	8	17	17	8	—	42	67
Фронтальные зоны	-0,3	5,7	-5,6	78	28	5	1	46	17	6	1	50	67
Число случаев, в %				100	36	6	1	59	22	8	1	65	87

Разности температур в 13 час.

АВ	0,0	3,6	-3,4	12	7	1	—	5	3	1	—	6	10
Число случаев, в %				100	58	8	—	42	25	8	—	50	83
пр. АВ	0,0	2,3	-1,9	17	8	1	—	9	1	—	—	14	16
Число случаев, в %				100	47	6	—	53	6	—	—	82	94
пр. мАВ	-0,5	0,5	-3,8	11	4	—	—	7	3	1	—	8	10
Число случаев, в %				100	36	—	—	64	27	10	—	73	91
кПВ	-0,5	2,6	-3,6	73	20	1	—	50	22	4	1	40	68
Число случаев, в %				100	27	1	—	68	30	5	1	55	93
субТВ	-0,7	1,6	-3,6	49	12	—	—	37	20	2	—	25	47
Число случаев, в %				100	24	—	—	76	41	4	—	51	96
Размытые фронтальные зоны	-1,2	1,2	-3,6	12	3	—	—	9	6	4	—	5	8
Число случаев, в %				100	25	—	—	75	50	33	—	42	67
Фронтальные зоны	-1,1	8,7	-9,2	92	27	3	2	61	40	27	6	39	62
Число случаев, в %				100	29	3	2	66	43	29	7	42	67

Влияние облачности и ветра на соотношение минимальных температур холма и долины

Воздушные массы	Разности мини- мальных темпера- тур (холм—долина)			Ч и с л о с л у ч а е в					
	сред- ние	крайнее зна- чение	абсо- лютное	в ‰	на холме холоднее	на холме теплее ($\Delta T > 5^{\circ}$)	разности тем- ператур в пре- делах		
							$\pm 1^{\circ}$	$\pm 2^{\circ}$	
Н о ч ь ю я с н о									
пр. АВ	2,5	5,1	-0,8	3	14	1	1	1	1
кПВ	3,6	7,0	0,8	16	20	—	3	1	2
субТВ	5,0	8,4	2,9	14	26	—	5	—	—
Н о ч ь ю т и х о									
пр. АВ	2,2	5,0	-0,4	4	19	2	1	2	2
пр. мПВ	2,4	4,0	0,4	3	25	—	—	1	1
кПВ	3,9	7,0	0,8	22	28	—	5	1	1
субТВ	4,8	9,4	1,1	16	30	—	8	1	1
Н о ч ь ю я с н о и т и х о									
кПВ	4,0	7,0	0,8	10	13	—	3	1	1
субТВ	5,3	8,4	3,5	8	15	—	4	—	—
Н о ч ь ю п а с м у р н о									
пр. АВ	-0,4	0,2	-1,1	5	24	4	—	4	5
кПВ	0,0	2,7	-2,0	8	10	4	—	6	7
субТВ	0,0	1,1	-1,1	2	4	1	—	—	2
Н о ч ь ю в е т е р									
АВ	-1,0	-0,4	-1,7	3	25	3	—	2	3
пр. АВ	-0,2	1,2	-0,8	5	24	4	—	4	5
кПВ	1,1	6,1	-0,8	10	13	4	1	6	8
субТВ	3,1	5,3	1,2	7	13	—	1	—	3
Д л я в с е х с л у ч а е в к а ж д о й м а с с ы									
АВ	0,1	3,1	-1,7	12	100	7	—	6	10
пр. АВ	1,2	6,7	-3,1	21	100	10	3	10	13
пр. мПВ	1,2	5,0	-2,4	12	100	5	1	5	6
кПВ	2,6	7,0	-2,0	79	100	12	9	18	28
субТВ	4,2	9,4	-1,1	53	100	1	19	3	10

На станции Надеждино за 9 лет было 18 случаев с минимальной температурой $\leq 3^\circ$. Из них 13 пришлось на первую, два — на вторую и три — на третью декаду месяца. В Бирске таких случаев было 8, все они пришлись на первую декаду месяца. Низкие минимальные температуры в июне наблюдались, главным образом, в начале месяца. Однако на долинной станции температура может опускаться весьма низко и в конце июня. Так, в Надеждино ночью с 25 на 26 июня 1935 г. минимум температуры был $2,1^\circ$, а ночью с 26 на 27 июня 1930 г. $2,8^\circ$.

Низкие минимальные температуры в июне наблюдались лишь в воздушных массах арктического происхождения. Вероятность температур $\leq 3^\circ$ в массе АВ на обеих станциях оказалась одинаковой (по 25%). В пр. АВ низкие температуры, как и в мае, в долине наблюдались чаще, а на холме, наоборот, реже, чем в АВ.

Таблица 17

Разности температур станций при резких похолоданиях и потеплениях

	Разности температур (холм, долина)			Облачность, в баллах (холм, долина)			Ветер, в м/сек. (холм, долина)	
	7 час.	13 час.	21 час	средние суточные	средний минимум	7 час.	13 час.	21 час

Понижение средней суточной температуры от одного дня к другому более чем на 4,5°

Средние величины . . .	-1,4	-1,7	-0,3	-1,1	-0,2	7,4/7,0	8,0/0,5	7,6/6,0	4,5/3,7	6,9/5,2	3,8/3,2
Число случаев	25	25	22	25	25	25	25	22	25	25	22
Число случаев, когда на холме температура выше, чем в долине	5	5	8	3	7						

Повышение средней суточной температуры от одного дня к другому более чем на 4,5°

Средние величины . . .	1,4	-0,4	2,4	1,1	2,6	3,9/3,8	4,7/3,0	5,5/4,8	2,8/2,2	4,7/4,4	1,9/0,9
Число случаев	20	20	19	20	20	20	20	19	20	20	19
Число случаев, когда на холме температура выше, чем в долине	16	14	18	15	14						

В континентально-полярной массе температура ниже 3° на холме не наблюдалась, а в долине наблюдалась редко и только в массе, недавно трансформированной из арктической.

Суховей. Дни с суховеями в июне отбирались (табл. 18) по тому же признаку, по какому они были отобраны в мае.

Таблица 18

Число суховеев (дни с относительной влажностью $\leq 50\%$ в каждый из сроков наблюдений) на станции Бирск

Воздушные массы	1926	1927	1928	1929	1930	1935	1936	Всего
кПВ (пр. АВ)	—	—	—	—	—	—	2	2
субТВ (прогретый пр. АВ)	—	2	—	—	—	—	8	10
кПВ (прогретый пр. МАВ)	—	—	—	1	—	—	—	1
субТВ (прогретый пр. МАВ)	—	—	—	2	—	—	—	2
субТВ (из Казахстана)	—	1	—	1	1	—	1	4
Всего	—	3	—	4	1	—	11	19

Для 1924 и 1925 гг. суховей даны в таблице по наблюдениям в Уфе, так как за эти годы по станции Бирск данные о влажности воздуха отсутствовали.

Из табл. 18 видно, насколько неравномерно распределились дни с суховеями по отдельным годам и относительно воздушных масс.

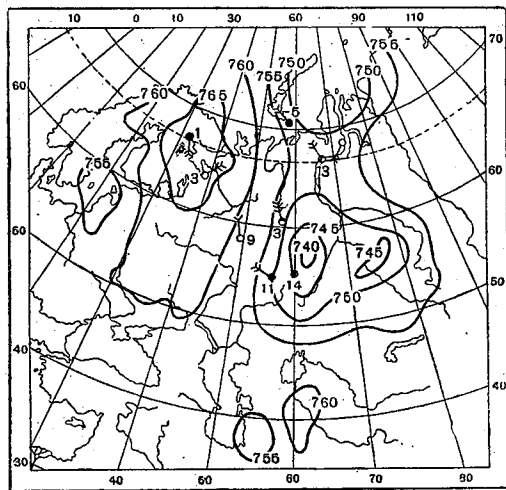


Рис. 5. 5 июня 1927 г.

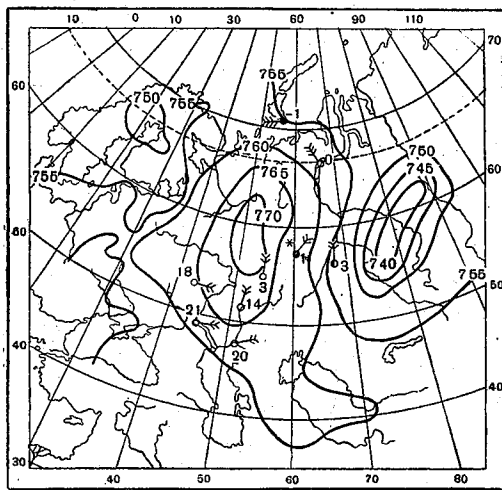


Рис. 6. 6 июня 1927 г.

„Историю“ суховеев могут иллюстрировать синоптические карты (рис. 5—9), показывающие обусловленность суховеев 8—9 июня 1927 г. поступлением на континент массы арктического воздуха и интенсивной трансформацией этой воздушной массы в условиях антициклона на территории востока ЕТС, Западной Сибири, Казахстана.

Средние метеорологические данные

	Температура				
	холм				долина
	7 час.	13 час.	21 час	средняя	минимум
Средние величины	20,5	28,5	22,3	23,7	9,9
Разность (холм — долина)	3,3	—0,5	2,7	1,8	5,7
Число случаев	19	19	8 ¹	19	19

Примечание.¹ Без 1936 г.

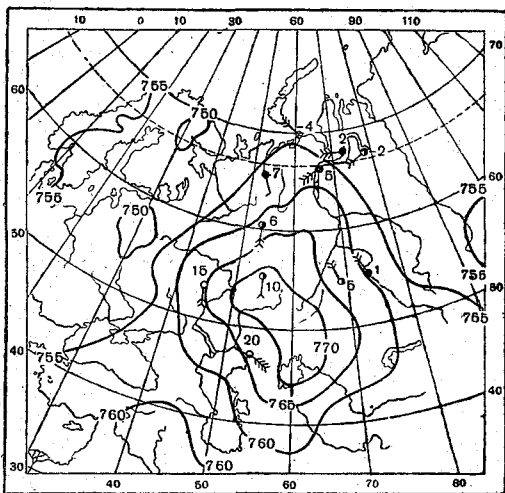


Рис. 7. 7 июня 1927 г.

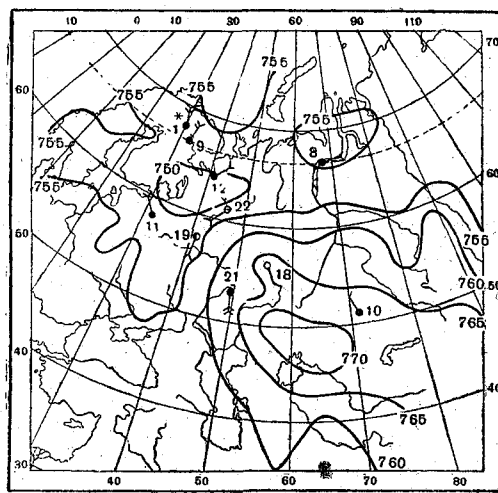


Рис. 8. 8 июня 1927 г.

Но в июне относительно малую роль составили случаи суховеев при наличии в районе станций воздушной массы, поступившей из Казахстана, причем прошлое этой массы указать было трудно. Такую воздушную массу, довольно длительно находившуюся на территории Казахстана и других среднеазиатских республик, можно назвать массой субТВ (из Казахстана). Следует предполагать, что в следующие летние месяцы (июль, август) обусловленность суховеев поступлением в район станции массы субТВ (из Казахстана) будет еще большей. Суховеи наблюдались тогда, когда район станций находился в области антициклона. На рис. 10 для суховеев, представленных табл. 18, дана сборная карта центров максимумов и минимумов давления. Как видим, на этой карте восточная часть ЕТС, Западная Сибирь, Северный Казахстан выделяются как территории, занятые областями высокого давления.

Средние метеорологические величины для дней с суховеями в июне (без 1924 и 1925 гг.) даны в табл. 19.

Случаи суховеев, как видим, характерны большим суточным ходом температуры, интенсивным понижением температуры в долине ночью, т. е. тем же, чем они были характерны в мае.

для дней с суховеями.

Влажность					Облачность, в баллах (холм)			Ветер, в м/сек. (холм)		
относительная, в % (холм)				абсолютная средняя, в мм						
7 час.	13 час.	21 час.	сред- няя		7 час.	13 час.	21 час.	7 час.	13 час.	21 час.
45	27	40	37	8,0	3,6	5,1	6,2	3,7	5,4	4,9
19	19	8 ¹	19	19	19	19	8 ¹	19	19	8 ¹

ФЕВРАЛЬ

В табл. 20 по материалу за 8 лет (1924—1929 и 1935—1936 гг.) даны повторяемости и средние характеристики воздушных масс в феврале, а в табл. 21 показано, при участии каких воздушных масс были образованы фронтальные зоны (число случаев) по данным за 7 час. утра.

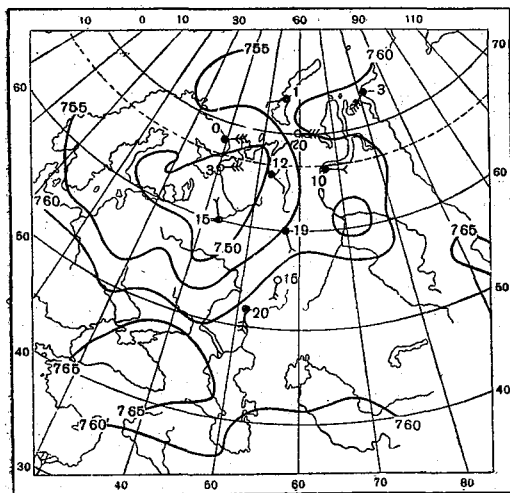


Рис. 9. 9 июня 1927 г.

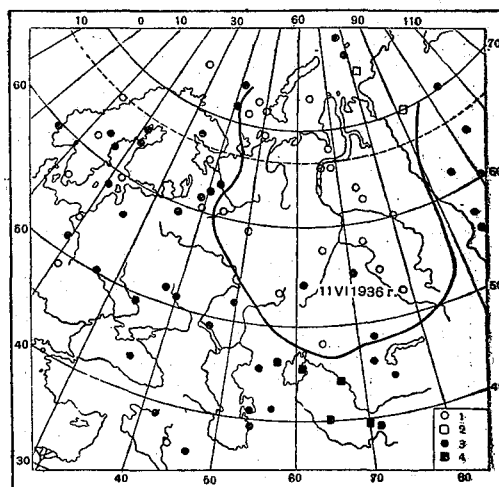


Рис. 10. Суховейные дни. Июнь.

1 — центр максимума давления, 2 — ориентировочный центр максимума давления, 3 — центр минимума давления, 4 — ориентировочный центр минимума давления.

В феврале рассматриваются две массы кПВ — теплая и холодная, так как их температурные характеристики различны. Теплый кПВ или поступает в Башкирию с юга и юго-востока, т. е. из Казахстана (в большинстве случаев), или представляет собой трансформирующуюся (выхолаживающуюся) массу пр. мПВ.

Холодный кПВ по происхождению является арктической массой или же представляет собой результат достаточно длительного выхолаживания на континенте мПВ или теплого кПВ.

Наибольшую повторяемость имела масса холодного кПВ. На втором месте по повторяемости стоит масса теплого кПВ, на обе эти массы пришлось более половины (51%) всего числа дней.

Таблица 20

Повторяемости и средние метеорологические характеристики воздушных масс

Воздушные массы	Число случаев на 7 час. утра		Температура					Влажность (холм)		Облачность, в баллах (холм)			Ветер, в м/сек. (холм — долина)			Осадки (холм — долина)	
			холм			доли-на	относительная, в %	абсолютная, в мм									
	абсолютное	в %	7 час.	13 час.	21 час.	Средне-суточная			Средний минимум								
										7 час.	13 час.	21 час.	7 час.	13 час.	21 час.	общее количество, в мм	в % от суммы за месяц
АВ	11	4,8	-24,6	-20,3	-21,1	-21,8	-30,3	80	0,6	5,5	4,1	3,1	1,6/1,2	1,8/1,6	0,7/0,3	-/0,3	-/0,2
пр. АВ	2	0,9	-18,8	-16,7	-18,2	-18,0	-25,4	—	—	9,0	10,0	5,0	2,0/1,0	3,0/1,0	2,0/0,0	-/0,5	-/0,3
Холодный кПВ	81	35,7	-21,3	-16,6	-18,9	-18,8	-27,8	82	0,8	4,8	3,8	2,5	2,0/0,9	2,1/0,9	1,2/1,0	1,4/3,0	1,2/1,5
Теплый кПВ	35	15,4	-11,2	-7,4	-8,7	-9,0	-18,1	75	1,7	6,4	5,0	3,3	3,6/1,1	3,8/1,1	3,8/1,6	0,6/1,4	0,5/0,7
мпВ	24	10,6	-3,8	-2,8	-4,1	-3,5	-6,0	89	2,9	9,9	9,8	9,0	5,0/2,8	5,7/2,9	5,8/2,5	4,6/32,7	3,9/16,8
пр. мПВ	9	4,0	-5,8	-4,6	-5,7	-4,2	-11,7	87	2,9	7,9	8,4	5,1	4,1/3,0	5,7/2,0	3,3/1,4	0,3/1,0	0,3/0,5
Размытые фронтальные зоны	15	6,6	-13,9	-10,7	-14,6	-11,9	-15,3	84	1,7	10,0	9,2	9,2	1,7/1,4	2,3/0,9	0,9/1,2	6,8/8,6	5,8/4,4
Фронтальные зоны	50	22,0	-10,6	-9,7	-10,0	-8,4	-14,1	89	2,2	9,5	9,4	9,2	6,7/3,8	6,3/3,6	6,0/4,3	104,7/147,2	88,3/75,6
Всего	227	100														118,4/194,7	100/100
Средние величины для всех случаев	—	—	14,6	-11,4	-12,7	-12,9	-20,0	83	1,6	7,2	6,6	5,3	3,7/1,9	4,2/2,0	3,0/1,8		
Число лет			8	8	7	8	8	6	6	8	8	7	8	8	7		

Таблица 21

АВ и холод- ный кПВ	АВ и теплый кПВ	АВ и ир. мПВ	мАВ и холод- ный кПВ	ир. мАВ—теп- лый кПВ	Холодный кПВ и теп- лый кПВ	Холодный кПВ и мПВ	Холодный кПВ и пр. мПВ	Теплый кПВ и мПВ	Теплый кПВ и пр. мПВ	Теплый кПВ и суотВ	мПВ и пр. мПВ
2	5	2	1	1	11	11	5	3	2	2	5
9			2		27			7			5

Таблица 22

Амплитуда суточного колебания температуры

Станции	АВ	Холодный кПВ	Теплый кПВ	мПВ	Презжий мПВ	Размытая фронталь- ная зона	Фронталь- ная зона	Средняя
Бирск (холм)	5,5	6,2	5,0	3,1	4,7	3,8	3,8	5,5
Надеждино (долина) . .	9,5	11,6	10,6	2,9	7,6	4,9	4,5	8,8
Разность (холм — доли- на)	—4,0	—5,4	—5,6	0,2	—2,9	—1,1	—0,7	—3,3

Поступление в Башкирию масс АВ непосредственно с севера в феврале наблюдается редко. Гораздо чаще воздух арктического происхождения приходит из Сибири в виде холодного кПВ.

В качестве дополнительной характеристики воздушных масс, в табл. 22 даны средние амплитуды суточного колебания температуры за февраль.

Различие температурного режима станций. В феврале день значительно короче ночи и продолжительность периода ночного понижения температуры длительная. Время утреннего и вечернего сроков наблюдений (7, 21 час) в этом месяце, по существу, приходится на ночь. Из табл. 23 видно, что в среднем для всех случаев долина оказалась в вечерний срок на $2,0^{\circ}$ и в утренний на $2,3^{\circ}$ холоднее холма. Средний же минимум в долине был ниже, чем на холме на $3,1^{\circ}$. Зимой, как видим, ночью холм и долина различались по температуре в среднем сильнее, чем в мае или июне. Днем же средние температуры станций разнились незначительно.

Крайние значения разностей температур станций (отдельно для ночи и для дня) и повторяемости величин разностей в различных пределах даны (по массам) в табл. 24.

Соотношение величин минимальных температур станций при массах АВ, холодного кПВ и теплого кПВ в общем оказалось весьма сходным: в подавляющем большинстве случаев, а для массы теплого кПВ полностью, разности были положительные (на холме теплее), причем разности более 2° и более 5° имели соответственно около 75 и 50% общего числа случаев каждой из названных воздушных масс.

В дневной срок наблюдений разности температур холма и долины при любой из масс в большинстве случаев по абсолютной величине не превышали 2° , при массе мПВ разности были особенно малы. Положительные и отрицательные разности во всех массах распределялись, примерно, поровну.

Таблица 23

Средние разности температур (холм—долина)

Воздушные массы	7 час.	13 час.	21 час	Средняя суточная	Средний минимум
АВ	1,8	0,5	4,7	1,8	4,5
Число случаев	11	10	9	10	12
пр. АВ	2,0	—0,5	—1,0	0,2	3,5
Число случаев	2	2	2	2	2
Холодный кПВ	3,9	—0,4	3,4	2,3	5,0
Число случаев	81	78	70	71	89
Теплый кПВ	3,9	0,1	2,9	2,5	5,7
Число случаев	35	34	32	33	32
мПВ	0,3	0,3	0,0	0,2	0,1
Число случаев	24	24	24	23	26
пр. мПВ	0,8	—0,5	1,3	0,5	2,4
Число случаев	9	9	9	7	8
Размытые фронтальные зоны	0,7	—0,3	—0,3	0,0	0,8
Число случаев	15	15	12	13	13
Фронтальные зоны	0,5	—0,1	0,0	0,0	0,6
Число случаев	50	55	40	34	45
Средние величины для всех случаев	2,3	—0,2	2,0	1,4	3,1
Число лет	8	8	7	8	8

Учитывая метеорологические характеристики воздушных масс (табл. 20), мы можем сказать, что наши станции во время ночи существенно различались по температуре при воздушных массах, имеющих малое влагосодержание, небольшие величины облачности и скорости ветра. При большой же влажности, при большой облачности и значительной скорости ветра станции по температуре различались мало.

Но не только эти элементы влияют на степень температурного различия станций. Сопоставим метеорологические данные масс холодного кПВ и теплого кПВ. Средние величины абсолютной влажности, облачности и скорости ветра в массе теплого кПВ больше соответствующих величин массы холодного кПВ. На основании этого можно было бы предполагать, что средняя разность минимальных температур (холм — долина) будет больше при холодной континентально-полярной массе. Фактически же эта разность несколько больше при массе теплого кПВ.

По материалу мая и июня было сделано заключение о том, что степень ночного выхолаживания долины находится в некоторой зависимости от температуры подстилающей поверхности. Материал за февраль дает основание распространять это заключение и на холодное время года. Правда, в феврале эта зависимость выступает менее четко, чем в мае и в июне. Это можно объяснить тем, что в феврале влияние температуры подстилающей поверхности полностью (при массе мПВ) или частично (при массе теплого кПВ) перекрывается обратным влиянием облачности, скорости ветра, влажности воздуха.

О влиянии облачности и ветра на соотношения минимальных температур станций (без учета фронтальной погоды) дает представление табл. 25.

В феврале ясная погода ночью наблюдалась реже, чем в мае и в июне. Относительно чаще такая погода наблюдалась в холодной континентально-полярной массе. Пасмурная погода была в общем чаще, чем в мае и в июне. Однако в феврале пасмурное небо наблюдалось, главным образом, при одной массе — мПВ. В массах АВ и холодного кПВ случаев „ночью пасмурно“ не было.

Случаи „ночью тихо“ наблюдались в массах АВ и холодного кПВ чаще, чем в других. Наличие в течение ночи ветра значительной скорости в феврале наблю-

Предельные значения и повторяемости величин разностей температур (холм — долина)

Воздушные массы	Величины разностей температур		Число случаев						Разности температур в пределах				
	сред-ние	крайние	на холме теплее		на холме холоднее								
			$\Delta t > 0^\circ$	$\Delta t > 2^\circ$	$\Delta t > 5^\circ$	$\Delta t < 0^\circ$	$\Delta t < -1^\circ$	$\Delta t < -2^\circ$		$\Delta t < -5^\circ$			
Всего													
Разности минимальных температур													
АВ	4,5	9,8	-0,3	12	10	9	5	1	—	—	—	2	3
Число случаев, в ‰				100	83	75	42	8	—	—	—	17	25
Холодный КПВ	5,0	11,9	-4,9	89	78	71	47	11	—	—	—	6	15
Число случаев, в ‰				100	88	80	53	12	3	3	—	7	17
Теплый КПВ	5,7	12,1	+0,3	32	32	24	18	—	—	—	—	5	8
Число случаев, в ‰				100	100	75	56	—	—	—	—	16	25
мПВ	0,1	4,7	-4,0	26	14	2	—	12	2	4	8	17	22
Число случаев, в ‰				100	54	8	—	46	15	15	—	65	85
пр. мПВ	2,4	6,6	-0,1	8	7	4	—	1	—	—	—	3	4
Число случаев, в ‰				100	88	50	12	12	—	—	—	38	62
Размытая фронтальная зона	0,8	2,5	-3,6	13	8	5	—	5	2	2	1	5	7
Число случаев, в ‰				100	62	38	—	38	15	15	8	38	54
Фронтальная зона	0,6	8,4	-6,4	45	21	9	—	24	14	14	10	15	26
Число случаев, в ‰				100	47	20	7	53	31	31	22	33	58

Разности температур в 13 час.

АВ	0,5	4,8	-3,7	5	2	3	2	—	3	6
Число случаев, в ‰	10	50	100	20	8	30	20	—	30	60
Холодный КПВ	-0,4	4,2	-6,2	78	10	31	18	1	29	52
Число случаев, в ‰	78	44	100	44	6	40	20	1	37	67
Теплый КПВ	0,1	4,4	-3,3	34	18	5	4	—	18	24
Число случаев, в ‰	34	41	100	18	2	15	12	—	53	71
мПВ	0,3	2,8	-1,3	24	8	1	—	—	18	22
Число случаев, в ‰	24	54	100	8	38	4	—	—	75	92
пр. мПВ	-0,5	2,7	-4,1	9	1	3	3	—	4	5
Число случаев, в ‰	9	44	100	4	56	33	33	—	44	56
Размытая фронтальная зона	-0,3	3,0	-3,8	15	8	3	2	—	3	12
Число случаев, в ‰	15	47	100	7	53	20	13	—	20	80
Фронтальная зона	-0,1	5,8	-5,8	25	6	13	7	1	34	42
Число случаев, в ‰	55	11	100	6	28	24	13	2	62	76
					2					

Таблица 25

Влияние облачности и ветра на соотношение минимальных температур холма и долины

Воздушные массы	Разности минимальных температур (холм — долина)		Число случаев				
			абсолютное	в %	на холме холоднее	на холме теплее $\Delta t > 5^\circ$	Разности температур в пределах
	средние	крайние значения					$\pm 1^\circ$

Ночью ясно

АВ	6,8	7,5	6,2	2	17	—	2	—	—
Холодный кПВ . .	5,9	11,2	—1,3	19	21	2	12	1	2
Теплый кПВ . . .	9,1	12,1	5,7	4	12	—	4	—	—

Ночью тихо

АВ	5,0	7,5	1,5	4	33	—	3	—	1
Холодный кПВ . .	6,9	11,9	3,5	29	33	—	22	—	—
Теплый кПВ . . .	8,2	11,2	4,0	5	16	—	4	—	—
мПВ	—0,4	0,1	—1,0	2	8	1	—	2	2

Ночью ясно и тихо

АВ	7,5	—	—	1	8	—	1	—	—
Холодный кПВ . .	7,3	11,2	4,4	9	10	—	7	—	—
Теплый кПВ . . .	11,2	—	—	1	3	—	1	—	—

Ночью пасмурно

Теплый кПВ . . .	2,6	3,3	1,4	3	9	—	—	—	1
мПВ	—0,1	2,6	—4,0	13	50	6	—	8	11
Прежний мПВ . .	0,5	1,1	—0,1	2	25	1	—	1	2

Ночью ветер

Холодный кПВ . .	0,0	3,4	—2,2	7	8	5	—	2	4
Теплый кПВ . . .	2,9	6,7	—0,7	5	16	—	1	1	3
мПВ	0,9	2,6	—0,3	6	23	2	—	4	5

Для всех случаев каждой массы

АВ	4,5	9,8	—0,3	12	100	1	7	2	3
Холодный кПВ . .	5,0	11,9	—4,9	89	100	11	47	6	15
Теплый кПВ . . .	5,7	12,1	0,3	32	100	—	18	5	8
мПВ	0,1	4,7	—4,0	26	100	12	—	17	22
Прежний мПВ . .	2,4	6,6	—0,1	8	100	1	1	3	4

далось реже, чем в мае и в июне, в массах же АВ и холодного кПВ таких случаев совсем не отмечено. Наиболее благоприятные условия для интенсивного ночного понижения температуры в долине имелись при массе холодного континентально-полярного воздуха.

Из табл. 25 видно, как сильно сказываются условия облачности и ветра на соотношение минимальных температур станций.

В табл. 26 по материалу за 8 лет даны средние разности температур холма и долины при резких похолоданиях и потеплениях и соответствующие этим случаям средние величины облачности и скорости ветра.

Из таблицы видно, что в феврале резкие потепления были более часты, чем резкие похолодания. В мае и в июне, наоборот, чаще наблюдались похолодания. Этот факт для континентов умеренных широт — нормальное явление. В феврале здесь подстилающая поверхность в основном действует как охладитель находящегося над ней воздуха. В мае и в июне, наоборот, подстилающая поверхность в основном нагревает находящийся над ней воздух. Выхолаживание воздушных масс зимой, а также нагревание их летом, вызванное влиянием подстилающей поверхности (иначе говоря, трансформация воздушных масс), происходит постепенно и обычно не сопровождается резким изменением температуры от одного дня к другому. Значит, повышение температуры летом и понижение ее зимой может происходить без смены воздушных масс, тогда как значительный обратный ход температуры возможен только при смене масс. А смена масс, соответствующая такому обратному ходу, и будет означать летом похолодание, а зимой — потепление.

Отметим, что в феврале резкие изменения температуры наблюдались чаще, чем в июне, но реже, чем в мае. Так, в мае в среднем на 1 месяц пришлось 7 случаев изменений средней суточной температуры более чем на $4,5^{\circ}$ (похолодания и потепления), тогда как в феврале таких случаев было 6, а в июне 5.

В феврале в районе станций возможны повышения средней суточной температуры от одного дня к другому более чем на 20° . В мае и в июне таких изменений температуры за 9 лет не было.

При резких потеплениях погодные условия были характерны большей облачностью и повышенной скоростью ветра, при похолоданиях облачность и скорость ветра были существенно меньше. В мае же и июне, наоборот, величины облачности и скорости ветра были больше при похолоданиях.

Из табл. 26 видно, что в среднем для 28 случаев резких повышений температуры, в день потепления, в утренний и вечерний сроки и в среднем за сутки температура на холме была выше, чем в долине. При потеплениях, как мы отмечали, облачность была обычно большей, а скорость ветра значительней. Следовательно, условия погоды при потеплениях не способствовали интенсивному ночному выхолаживанию долины излучением подстилающей поверхности. Значит, более высокую температуру на холме в случаях потеплений следует объяснить также, как объяснялись аналогичные случаи по материалам мая и июня. Надо, однако, сказать, что средняя суточная температура на холме была выше, чем в долине, не во всех 28 случаях потеплений, а только в 20 из них, в остальных же 8 случаях, наоборот, средняя суточная температура на холме была ниже, чем в долине.

При резких похолоданиях температура на холме оказалась в среднем немного (на $0,6^{\circ}$) выше, чем в долине. На основании этого можно было бы сказать, что материал за февраль не только не подкрепляет заключений, сделанных в отношении различия температуры на станциях при резких похолоданиях в мае и в июне, но даже противоречит им. Однако это не так. Половина случаев (10 из 20) дала более сильное понижение температуры на холме. Остальные случаи, при которых похолодание сильнее сказалось в долине, выделяются небольшой облачностью, чем и можно объяснить более интенсивное выхолаживание долины в утренний и, в особенности, в вечерний сроки наблюдений в день похолодания. Соотношение температуры на станциях в этих случаях определялось не столько тем, произошло ли потепление или похолодание, сколько условиями облачности. Таким образом, данные за февраль не противоречат сделанному ранее заключению, что общие резкие

Разности температуры станций при резких похолоданиях и потеплениях

	Разности температур (холм — долина)				Облачность (холм — долина)				Ветер (холм — долина)		
	Разности температур		средние суточные минимум		7 час.	13 час.	21 час.	7 час.	13 час.	21 час.	
	7 час.	13 час.	21 час.	средние суточные минимум							
Понижение средней суточной температуры от одного дня к другому более чем на 4,5°											
Средние величины	0,5	- 0,6	2,5	0,6	3,3	6,2/6,2	5,4/4,2	4,4/3,2	2,0/1,7	2,5/1,9	1,8/1,2
Число случаев	20	20	16	20	20	20	20	16	20	20	16
Число случаев, когда на холме температура выше, чем в долине . .	10	10	8	10	16						
Повышение средней суточной температуры от одного дня к другому более чем на 4,5°											
Средние величины	2,4	0,0	1,4	1,3	2,9	8,9/8,6	8,2/8,5	6,0/7,3	6,1/2,8	5,7/3,0	4,9/3,7
Число случаев	28	28	23	28	28	28	28	23	28	28	23
Число случаев, когда на холме температура выше, чем в долине . .	20	13	17	20	20						
Понижение средней суточной температуры от одного дня к другому более чем на 9,5°											
Средние величины	-0,8	-1,6	2,8	-0,6	3,0	2,0/5,4	5,4/3,8	3,3/0,0	1,6/1,8	2,8/1,6	1,3/1,0
Число случаев	5	5	3	5	5	5	5	3	5	5	3
Число случаев, когда на холме температура выше, чем в долине . .	2	1	2	2	4						
Повышение средней суточной температуры от одного дня к другому более чем на 9,5°											
Средние величины	1,4	0,9	1,8	1,3	1,8	10,0/10,0	10,0/9,8	5,7/7,1	7,1/4,0	6,6/4,3	4,6/3,0
Число случаев	9	9	7	9	9	9	9	7	9	9	7
Число случаев, когда на холме температура выше, чем в долине . .	7	5	5	6	6						

изменения температуры на холме проявляются сильнее. Однако данные за февраль дополнительно показали, что значение этого факта не следует переоценивать.

После рассмотрения метеорологических данных станций Бирск и Надеждино (холм и долина) за три месяца перейдем теперь к анализу материала другой пары станций.

СТЕПЬ И ПОЛЯНА

Объект исследования

Для выяснения различия метеорологического режима открытой степи и лесной поляны была выбрана пара станций Мариупольского опытного лесничества: степная станция № 6 и полянная станция № 5.

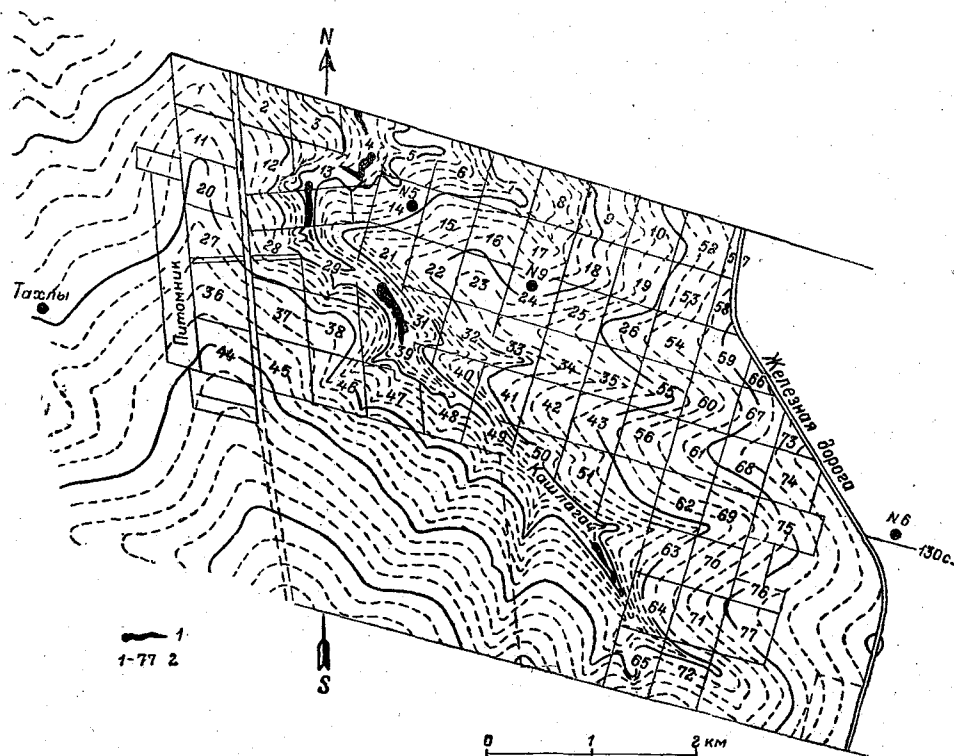


Рис. 11. План Велико-Анадольской дачи с горизонталями через 1 сажень.

1 — пруды, 2 — кварталы лесничества.

Мариупольское лесничество представляло собой наиболее крупное искусственное лесное насаждение в степной полосе Европейской территории СССР. Лесничество расположено в районе водораздела р. Кальмиуса (впадает в Азовское море) и р. Волчьей (приток Днепра), примерно, в 70 км к северу от Азовского моря. Первые лесные посадки были произведены здесь в середине 40-х годов прошлого столетия. Основной массив насаждений был известен под названием Велико-Анадольского лесничества [7].

В 1882 г. экспедицией В. В. Докучаева [8] в Велико-Анадольском лесничестве были организованы две метеорологические станции: станция № 5 — на небольшой поляне в лесу и станция № 6 — в степи. Летом 1905 г. на довольно большой поляне (около 1,5 га), находящейся внутри лесного массива, была установлена станция № 9, а в 1912 г. в степи на расстоянии, примерно, 1 км к западу от западной окраины лесничества начала работать станция Ташлы. Кроме этих станций,

внутри лесных насаждений существовали еще подлесная и подкронная станции и в различных пунктах велись временные наблюдения [9, 10].

Географическое положение Мариупольского лесничества, расположение его кварталов и лесокультурных полос, геологический профиль участка и его рельеф, взаимное расположение метеорологических станций можно видеть на рис. 11.

Описание станций

Станция № 5 ($\varphi = 47^{\circ}41'$, $\lambda = 37^{\circ}26'$, $H = 233$ м) расположена на небольшой (20×10 м²) поляне в 14-м квартале на почти ровном месте, имеющем слабый общий склон к северо-западу. Посадка леса (ясень с примесью полевого клена, липы и гледичии) была произведена здесь в 1860 г. В 1891 г. под влиянием засухи значительная часть деревьев высохла. Засохшие деревья были вырублены. В последующие годы окружающие станцию деревья несколько оправились от засухи, подлесок разросся гуще. Станция удалена от северной опушки леса на 1 км, от южной — на 1,5 км, от восточной — на 4 км и от западной — на 2 км. Станция существовала на этом месте с августа 1893 г. по май 1907 г.

Станция № 6 ($\varphi = 47^{\circ}39'$, $\lambda = 37^{\circ}30'$, $H = 266$ м) расположена "... в полуверсте к востоку от леса на совершенно открытой для господствующих здесь восточных и юго-восточных ветров, высокой (даже несколько выпуклой) широко волнистой сухой степи, рядом с древними могилами" [8].

Расстояние между станциями № 5 и 6 по прямой составляет, примерно, 4,5 км; степная станция № 6 расположена над уровнем моря выше полянной на 33 м. Насколько же удачно станции № 5 и 6 составляют пару, по которой целесообразно исследовать различие метеорологического режима степи и лесной поляны вообще? Станция № 5 расположена на маленькой поляне (вернее — на полянке), площадью всего лишь около 200 м²; лес, окружающий поляну, имеет довольно густой подлесок.

Надо иметь в виду, что станции № 6 и 5 установлены в условиях различных форм рельефа.

Степная станция Тахлы расположена на такой же высоте над уровнем моря и в таких же условиях рельефа, как и полянная станция № 9.

Однако одновременный материал наблюдений последних двух станций имелся в нашем распоряжении менее чем за 2 года. По этой причине он был использован в работе как подсобный, а не основной.

За 1906 г. имелись одновременные наблюдения по обеим полянным станциям (№ 5 и 9). Рассмотрение материала за этот год показало, что между данными обеих полянных станций есть достаточно хорошее соответствие, позволяющее переносить, с определенными поправками, заключения, сделанные для одной полянной станции на другую. Все это, а также наличие одновременных наблюдений станций № 5 и 6 за достаточно длительный срок (14 лет) и определило выбор их наблюдений в качестве основного материала для статьи. Остальной материал станций лесничества использован как вспомогательный.

В дальнейшем изложении будем иногда, для краткости, называть станцию № 5 — полянной, а № 6 — степью.

Одновременные наблюдения станций № 6 и 5 Мариупольского лесничества имеются с сентября 1892 г. по апрель 1907 г. (14 лет и 8 месяцев). Материал станций рассматривался за те же месяцы (май, июнь и февраль), за которые рассмотрены данные станций Бирск и Надеждино. Но и за эти месяцы в работе использован не весь материал одновременных наблюдений станций, а только за 8 лет для каждого из названных месяцев.

Желательно было из всего имеющегося материала отобрать такую часть, в которую были бы включены, по возможности полнее, разные случаи различия метеорологического режима степной и полянной станций.

Для отбора материала была использована таблица разностей средних месячных минимальных температур станций. О возможностях использования таких данных для отбора материала выше уже говорилось.

Некоторую помощь при отборе материала оказал также учет особенностей погодных условий в мае, июне и феврале по опубликованным обзорам погоды за 1893—1907 гг. В работе рассмотрены наблюдения станций за май, июнь и февраль следующих лет:

Май	1893,	1894,	1899,	1900,	1901,	1904,	1905,	1906
Июнь	1893,	1894,	1895,	1899,	1900,	1901,	1904,	1906
Февраль	1894,	1897,	1899,	1901,	1902,	1904,	1906,	1907

Средние метеорологические данные станций № 6 и 5

Температура воздуха. Средняя месячная и годовая температура станций, средний минимум, средняя температура в 13 час. и средняя амплитуда колебания температуры, вычисленная как разность между средней температурой в 13 час. и средним минимумом, даны в табл. 27.

Таблица 27

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
---------	---	----	-----	----	---	----	-----	------	----	---	----	-----	-----

Средняя месячная температура воздуха (IX 1892 г. — IV 1907 г.)

№ 6	-7,3	-5,0	-1,2	6,8	14,9	18,4	21,4	21,0	14,7	8,5	0,2	-4,6	7,32
№ 5	-6,9	-4,6	-0,6	7,1	14,9	18,3	20,6	19,4	13,4	8,2	0,3	-4,3	7,15
Разность . .	-0,4	-0,4	-0,6	-0,3	0,0	0,1	0,8	1,6	1,3	0,3	-0,1	-0,3	0,18

Средний минимум температуры воздуха (IX 1892 г. — IV 1907 г.)

№ 6	-10,8	-8,3	-4,4	1,5	8,8	12,7	15,0	14,3	8,4	3,6	-3,2	-7,7	2,49
№ 5	-10,8	-8,7	-4,5	0,6	6,3	9,7	11,2	9,6	5,0	2,1	-3,9	-8,0	0,72
Разность . .	0,0	0,4	0,1	0,9	2,5	3,0	3,8	4,7	3,4	1,5	0,7	0,3	1,77

Средняя температура воздуха в 13 час. (IX 1892 г. — IV 1907 г.)

№ 6	-6,0	-3,6	0,8	10,5	18,7	22,0	25,4	25,4	19,4	12,2	2,1	-3,6	10,28
№ 5	-5,2	-2,5	2,2	11,5	19,8	23,1	26,2	26,4	20,4	13,2	2,8	-2,8	11,26
Разность . .	-0,8	-1,1	-1,4	-1,0	-1,1	-1,1	-0,8	-1,0	-1,0	-1,0	-0,7	-0,8	-0,98

Средняя суточная амплитуда колебания температуры воздуха (IX 1892 г. — IV 1907 г.)

№ 6	4,8	4,7	5,2	9,0	9,9	9,3	10,4	11,1	11,0	8,6	5,3	4,1	7,79
№ 5	5,6	6,2	6,7	10,9	13,5	13,4	15,0	16,8	15,4	11,1	6,7	5,2	10,54
Разность . .	-0,8	-1,5	-1,5	-1,9	-3,6	-4,1	-4,6	-5,7	-4,4	-2,5	-1,4	-1,1	-2,75

В дневной срок наблюдений (13 час.) в течение всех месяцев года температура воздуха на поляне, как и следовало ожидать, в среднем выше, чем в степи, причем разность температур между степью и поляной в этот срок от месяца к месяцу мало изменяется.

Разности средних месячных минимальных температур станций показывают, что ночью во все месяцы года, кроме января, в степи в среднем теплее, чем на поляне, что объясняется не только степенью защищенности станций, но и рельефом местности: степная станция расположена на невысоком холме, а полянная на очень пологом склоне, совсем недалеко от неглубокой балки, т. е., по существу, в местности с вогнутой формой рельефа. Следует учесть еще и то, что солнечные лучи утром попадают на поляну позже, чем на открытую степь, вечером же поляна еще до заката солнца уже находится в тени. Таким образом, период притока прямой

Средняя скорость ветра в 7, 13 и 21 час

Станции	I			II			III			IV			V			VI		
	7	13	21	7	13	21	7	13	21	7	13	21	7	13	21	7	13	21
№ 6	5,5	6,1	5,4	6,0	7,0	5,9	5,4	6,5	5,2	5,1	7,1	3,9	3,9	5,5	2,6	2,7	3,8	2,0
№ 5	3,3	4,0	3,5	3,5	4,5	3,9	3,2	4,6	3,4	3,1	5,0	2,7	2,5	3,8	1,5	1,9	3,3	0,9
Разность .	2,2	2,1	1,9	2,5	2,5	2,0	2,2	1,9	1,8	2,0	2,1	1,2	1,4	1,7	1,1	0,8	0,5	1,1
Число лет .	14	14	13	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	13	13	13

солнечной радиации на поляне короче, а период ночного выхолаживания длиннее, чем в степи. Это обстоятельство также способствует более интенсивному ночному выхолаживанию поляны.

Разности минимальных температур станций имеют четко выраженный годовой ход с минимумом в январе и с максимумом в августе.

Степная и полевая станции резко различаются продолжительностью безморозного периода. Разница в продолжительности абсолютно безморозного периода этих двух станций, удаленных одна от другой только на 4,5 км и отличающихся по высоте над уровнем моря только на 33 м, составляет 64 дня.

Облачность. Анализ данных по облачности показал, что станции различаются по средней облачности мало, особенно в холодную часть года. Почти во все месяцы года облачность на полевой станции была несколько больше, чем на степной.

Для февраля, мая и июня по материалу за 8 лет была определена степень согласованности одновременных количественных оценок облачности на станциях № 6 и 5. Степень согласованности оказалась высокой. Этого и следовало ожидать при расстоянии между станциями в 4,5 км. Так как станции по облачности различались мало, то можно было условия облачности на обеих станциях характеризовать данными только одной станции.

В работе характеристика условий облачности для обеих станций бралась по материалу наблюдений степной станции.

Годовой ход облачности (количество) на станциях выражен весьма четко. Максимум облачности приходится на зимние месяцы — декабрь, январь, февраль, минимум — на август. Характерной особенностью годового хода является быстрое увеличение облачности от августа к ноябрю и малое изменение облачности в продолжение холодной части года. Зимой преобладает облачность 8—10 баллов.

На станциях Мариупольского лесничества годовой ход облачности иной, чем на станциях Бирск и Надеждино (Башкирия). Различие годового хода облачности этих двух пар станций заключается в основном в следующем. Максимум облачности в Башкирии приходится на октябрь — ноябрь, а в районе станций Мариупольского лесничества на декабрь, январь и февраль. В Башкирии и в районе станции лесничества минимум облачности приходится на август. Однако в районе лесничества в августе средние величины облачности значительно (примерно в 2 раза) меньше соответствующих величин облачности на станциях Бирск и Надеждино. От февраля к августу на станциях лесничества облачность уменьшается быстро на большую величину, в Башкирии же изменение средних величин облачности от февраля к августу относительно невелико.

Ветер. На степной станции в продолжение большей части года скорость ветра в вечерний срок наблюдений меньше, чем в утренний. Естественно, что скорость ветра в степи больше, чем на поляне (табл. 28).

Разности скоростей ветра (степь — поляна) возрастают с увеличением средней месячной скорости.

VII			VIII			IX			X			XI			XII		
7	13	21	7	13	21	7	13	21	7	13	21	7	13	21	7	13	21
2,6	3,9	1,8	2,7	4,5	2,2	2,8	4,9	2,4	3,6	5,7	3,6	4,4	5,2	4,6	4,9	5,3	5,1
1,8	3,2	0,8	1,6	3,8	0,9	1,6	3,8	1,3	2,4	4,3	2,6	2,8	3,9	3,1	3,5	3,9	3,6
0,8	0,7	1,0	1,1	0,7	1,3	1,2	1,1	1,1	1,2	1,4	1,0	1,6	1,3	1,5	1,4	1,4	1,5
12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	13	13	13

На станциях лесничества по данным вечернего и утреннего сроков наблюдений время наступления в году наибольших величин облачности и скорости ветра примерно совпадает и приходится на зиму. Это находится в соответствии с тем, что в районе станций циркуляция атмосферы более активна в зимние месяцы.

Сравнение годового хода разностей минимальных температур степи и поляны, холма и долины с годовым ходом облачности и ветра на рассматриваемых станциях показало следующее.

Годовой ход разностей минимальных температур открытой (степь, холм) и защищенной (поляна, долина) станций в основном определяется годовым ходом облачности и скорости ветра в утренний и вечерний сроки наблюдений. Годовой же ход облачности и скорости ветра в эти сроки зависит от годового хода степени активности циркуляции атмосферы в данном районе. Годовой ход разностей минимальных температур открытой и защищенной станций зависит, кроме того, от продолжительности ночи.

Осадки. Средние месячные и годовые суммы осадков за общий период наблюдений станций и соответствующие им числа дней с осадками приведены в табл. 29.

Таблица 29

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
---------	---	----	-----	----	---	----	-----	------	----	---	----	-----	-----

Среднее месячное и годовое количество осадков (IX 1892 г. — IV 1907 г.)

№ 6	18,3	22,8	24,4	28,9	50,4	57,9	52,2	37,1	22,9	31,6	29,4	30,6	406,5
№ 5	28,1	34,2	30,2	31,4	57,2	67,1	60,6	52,1	19,9	33,9	29,6	39,1	483,4
Разность . . .	-9,8	-11,4	-5,8	-2,5	-6,8	-9,2	-8,4	-15,0	3,0	-2,3	-0,2	-8,5	-76,9

Среднее месячное и годовое число дней с осадками (IX 1892 г. — IV 1907 г.)

№ 6	14	14	14	10	11	12	8	6	6	9	12	15	131
№ 5	12	12	11	9	10	12	9	6	5	9	9	12	116
Разность . . .	2	2	3	1	1	0	-1	0	1	0	3	3	15

Для февраля, мая и июня было определено, насколько часто осадки на степной и полевой станциях приходились на одни и те же сутки. Условно считалось, что осадки в таких случаях выпали одновременно. Оказалось, что случаи одновременного выпадения осадков дали 90% месячной суммы. Большая часть случаев одновременного выпадения осадков на станциях представлена суммами менее 1 мм.

Характеристика степи и поляны по месяцам

МАЙ и ИЮНЬ

Май 1899 г. нами был рассмотрен как месяц, имеющий особенно большое различие средних минимумов температуры станций ($4,3^\circ$).

В районе лесничества май 1899 г. был характерен преобладанием сухой ясной погоды, небольшим числом дней с осадками. Температура воздуха на поляне была, следовательно, по сравнению со степью, особенно низкой ночью, и добавим, особенно высокой днем в том месяце, который выделялся преобладанием сухой ясной погоды. Именно такого соответствия между погодными условиями и различием температурного режима станций и надо было ожидать.

Нами было проведено сравнение погодных условий на рассматриваемых станциях по синоптическим картам за каждый день, результаты которого следующие.

Характерным фактом, в значительной мере определившим особенности погодных условий в мае 1899 г., было то, что в продолжение месяца имели место 3 случая вторжения массы АВ на ЕТС, причем каждый раз АВ перемещался к югу, занимая и район станций лесничества. Значительное количество дней район станций находился в массе арктического происхождения, чем и объясняется число дней с сухой и ясной погодой.

По материалу наблюдений за май 1899 г. можно установить, что различие температурного режима степной и полянной станций Мариупольского лесничества находилось в такой зависимости от воздушных масс. Если станции находятся в арктической массе, то ночью поляна выхолаживается сильнее, чем степь. При этом следует различать случаи адвекции и случаи трансформации. При адвекции арктической массы, если ветер не затихает и ночью, разности минимальных температур станций невелики. В таких случаях поляна выхолаживается сильнее степи обычно не более чем на 2° . Заморозки на поляне более вероятны, чем в степи. Однако ночное понижение температуры в таких случаях бывает относительно небольшим и заморозка может не быть не только в степи, но и на поляне. Если же ветер ночью ослабевает, то поляна выхолаживается за ночь сильнее, чем степь, на $3,5^\circ$ и даже более. С очень большой степенью вероятности можно утверждать, что на поляне будет заморозок. В степи заморозок мало вероятен. Если масса пр. АВ в течение нескольких дней стационарно сохраняет свое местоположение на юге ЕТС и подвергается трансформации (погодные условия при этом характерны слабым ветром, облачность ночью небольшая или совсем отсутствует), то за это время суточный ход температуры на поляне бывает особенно большим, и разность в ночном выхолаживании степи и поляны в таких случаях может достигать более 10° (в степи теплее). Даже в вечерний срок наблюдений (21 час) температура на поляне может быть на $6-8^\circ$ ниже, чем в степи. За все это время на поляне, как правило, будут ночные заморозки, хотя бы средняя суточная температура (на степной станции) достигла $15-17^\circ$. Заморозки же в степи — весьма мало вероятны.

Из изложенного следует, что в районе лесничества заморозки в мае бывают, главным образом, радиационные.

В результате трансформации арктической массы относительная влажность воздуха может уменьшаться настолько, что условия влажности в степи будут удовлетворять критерию А. А. Каминского для суховея. В то же время на поляне, вследствие большого суточного хода температуры, суховея не будет.

Если станции несколько дней, как это было, например, 19—21 мая, находятся в массе относительно сухого кПВ, трансформированного из пр. мПВ, то и в этом случае при малой облачности и слабом ветре разности вечерних и ночных температур степи и поляны будут очень значительны (в степи вечером и ночью теплее), но ночные заморозки на поляне очень мало вероятны, а в степи не будет суховея. Когда станции находятся первые сутки в массе мПВ, разности температур степи и поляны невелики.

При прохождении через станции фронтальных зон, что, как правило, сопровождается большой облачностью и выпадением осадков, температурное различие

степной и полянной станции обычно совсем незначительно, в большинстве случаев разности не превышают 1° .

Сделанные нами здесь заключения выведены по данным только одного месяца, но они находят подтверждение в остальном просмотренном материале.

Мы рассматривали почти исключительно вечерние и ночные температуры. Рассмотрим теперь, как различались станции по температуре в утренний и дневной сроки наблюдений.

В мае утренний срок наблюдений (7 час.) приходится на такое время суток, когда совершается переход от ночного соотношения температур степи и поляны (на поляне холоднее, чем в степи) к дневному соотношению (на поляне теплее, чем в степи). В зависимости от того, ночной или дневной тип соотношений имел место в утренний срок наблюдений данного дня, разности температур станций утром и были положительными или отрицательными. В большинстве случаев разности по абсолютной величине не превышали 1° . Днем (13 час.) на поляне обычно было теплее, чем в степи, причем разности температур только в редких случаях превышали 2° .

Для выяснения зависимости температурного режима степной и полянной станций от условий погоды, разности температур станций в утренний и дневной сроки наблюдений в мае гораздо менее показательны, чем разность вечерних и ночных температур.

Было бы важно знать, кроме различия режима температуры на станциях, также различие режима влажности воздуха. Однако выяснить этот вопрос по материалу за май 1899 г. не было возможности из-за отсутствия данных по влажности для полянной станции. Но различие станций по условиям влажности воздуха в очень большей степени определено уже различием режима температуры. Ясно, например, что если в какой-то вечер или в какую-то ночь поляна выхолаждалась гораздо сильнее степи, то, значит, и относительная влажность в такой вечер или в такую ночь на поляне была гораздо больше, чем в степи.

В районе Мариупольского лесничества может находиться такая воздушная масса, которая до поступления на южную Украину некоторое время была над Черным морем. Если пребывание воздушной массы над водной поверхностью моря было довольно длительным (порядка двух дней), то она приобретала метеорологические характеристики, которые отличали ее от любой другой воздушной массы. Такую воздушную массу мы называли субТВ (Черноморской). Масса ксубТВ в преобладающем большинстве случаев представляет собой (из истории) результат трансформации воздушных масс на южной части Европейской территории СССР.

Повторяемости воздушных масс (табл. 30), поскольку в работе использован материал только за 8 лет, вероятно недостаточно точно соответствуют климатическим особенностям района. Но, с другой стороны, 8 лет не такой уж малый срок, чтобы повторяемостям не придавать значения.

Сопоставление повторяемостей воздушных масс в районе Мариупольского лесничества (табл. 30) и в Башкирии (табл. 3 и 12) показывает, что в обоих этих районах континентальные воздушные массы (кПВ и ксубТВ) являются основными. Но в районе лесничества воздушные массы арктического происхождения играют в климатообразовании существенно меньшую роль, а массы мПВ несколько большую роль, чем в Башкирии. Кроме того, надо отметить, что заметную роль в образовании климата южной Украины играет масса Черноморского субТВ. Средние температуры всех воздушных масс в мае в районе Мариупольского лесничества (табл. 30) выше соответствующих величин, полученных по данным станции Бирск в Башкирии (табл. 3). Такое соотношение температур воздушных масс находится в соответствии с различием географической широты этих двух районов.

В июне районы разнятся по температуре воздушных масс (табл. 12, 30) меньше, причем массы континентальные (кПВ, ксубТВ) в Башкирии имеют даже несколько более высокую температуру.

В мае и июне облачность (общая) как в среднем без учета воздушных масс, так и для отдельных воздушных масс в Башкирии больше, чем в районе Мари-

Таблица 30

Повторяемости и средние метеорологические характеристики воздушных масс

Воздушные массы	Число случаев (на 7 час. утра)	Температура				Влажность (степь)		Облачность, в баллах (степь)			Ветер, в м/сек. (степь)			
		степь		средняя суточ- ная	средний мини- мум	относи- тельная, в %	абсо- лютная, в мм	7 час.	13 час.	21 час				
		7 час.	13 час.											
	абсо- лю- т- ное	в ‰	7 час.	13 час.	21 час	56	4,4	4,0	4,7	1,8	6,2	7 час.	13 час.	21 час
М а й (8 лет)														
AB	12	5	6,6	10,8	6,2	8,1	-0,7	56	4,4	4,0	4,7	1,8	6,2	2,7
пр. AB	9	4	7,5	14,7	9,3	10,5	-1,3	53	4,9	0,9	1,9	0,2	5,3	1,8
мAB	1	1	5,2	10,0	6,7	7,3	2,0	61	4,6	2,0	8,0	2,0	7,0	3,0
пр. МАВ	2		10,8	16,2	9,4	12,2	0,2	60	5,9	4,0	5,0	0,8	4,0	5,0
мПВ	8	3	12,4	17,9	11,7	14,1	4,8	66	7,7	3,1	6,2	1,5	3,6	2,0
кПВ	92	37	13,6	20,0	13,6	15,7	4,6	51	6,7	2,1	3,7	1,5	3,8	4,4
кСВТВ	29	12	18,2	25,0	17,7	20,2	8,1	49	8,5	2,5	3,0	1,0	4,1	1,9
субТВ (Черноморский)	8	3	16,7	23,5	17,1	19,1	10,7	65	10,1	3,6	4,1	3,0	4,6	3,9
Размытые фронтальные														
зоны	18	7	13,0	18,9	13,3	15,2	7,7	69	8,6	5,5	6,6	4,1	2,6	2,2
Фронтальные зоны	69	28	12,0	16,8	12,4	13,7	8,8	80	8,8	7,9	8,6	7,0	4,5	3,3
Всего	248	100												
Средние величины за			13,3	19,0	13,1	15,2	6,2	60	7,6	4,0	5,3	3,3	4,2	2,4
месяц														
И ю н ь (8 лет)														
пр. AB	6	2,5	12,9	16,5	10,3	13,8	1,2	60	6,9	2,8	4,9	0,6	3,3	4,4
пр. МАВ	9	4	11,5	15,0	10,6	12,0	5,0	73	7,5	5,9	6,1	2,6	4,1	5,2
мПВ	11	4,5	14,5	18,5	13,4	15,2	8,2	74	9,3	4,4	6,8	1,8	3,8	2,4
кПВ	55	23	15,0	20,2	14,3	16,7	5,3	58	8,0	1,8	4,2	2,1	2,9	1,4
кСВТВ	47	20	21,8	28,1	20,6	23,5	10,9	49	10,3	1,7	3,4	1,6	2,9	1,7
субТВ (Черноморский)	15	6	12,5	23,0	17,1	19,4	10,5	68	11,2	1,9	4,3	4,2	2,3	2,5
Размытые фронтальные														
зоны	17	7	17,0	20,7	18,6	17,9	9,5	77	11,3	4,8	7,4	3,0	2,0	1,4
Фронтальные зоны	80	33	16,0	20,0	15,3	17,1	11,5	79	11,2	7,2	7,9	6,3	3,1	4,4
Всего	240	100												2,8
Средние величины за			16,9	21,6	15,8	18,1	9,0	67	9,9	4,1	5,7	3,6	3,0	4,2
месяц														2,2

упольского лесничества. Исключение составляют только данные для морской полярной массы, для которой в июне в утренний и вечерний сроки облачность больше не в Башкирии, а в районе Мариупольского лесничества. Средние величины облачности для массы пр. мАВ, ввиду малого числа случаев, нельзя считать надежными в качестве характеристики этой воздушной массы.

По данным станции № 6 Мариупольского лесничества в мае особенно малыми значениями облачности выделилась масса пр. АВ; в массах кПВ и субТВ облачность больше и наибольшие значения имеют массы АВ, мПВ и субТВ (Черноморский). В июне все воздушные массы можно разделить по облачности на две группы. Массы ксубТВ, кПВ и пр. АВ имеют меньшие величины облачности, чем массы мПВ и субТВ (Черноморский).

Таблица 31

Разности температур станций (степь — поляна)

Воздушные массы	7 час.	13 час.	21 час	Сред- няя	Сред- ний мини- мум	7 час.	13 час.	21 час	Сред- няя	Сред- ний мини- мум
	М а й					И ю н ь				
АВ	0,1	-1,4	0,8	-0,1	3,1	—	—	—	—	—
Число случаев	12	13	14	12	14	—	—	—	—	—
пр. АВ	-0,5	-1,3	3,3	0,5	5,1	0,3	-1,1	1,3	0,4	5,0
Число случаев	9	9	9	9	10	6	7	8	6	7
мАВ	0,0	0,0	-1,9	-0,6	0,2	—	—	—	—	—
Число случаев	1	1	1	1	1	—	—	—	—	—
пр. мАВ	0,2	-0,6	0,9	0,1	4,1	-0,1	-0,1	0,8	-0,1	2,9
Число случаев	2	2	4	2	3	9	8	10	7	9
мПВ	-0,5	-1,1	0,9	-0,3	3,3	0,1	-1,3	1,8	0,3	1,6
Число случаев	8	10	10	7	10	11	11	11	8	12
кПВ	0,3	-1,1	1,8	0,4	4,7	0,1	-1,2	2,6	0,6	5,0
Число случаев	92	92	85	81	78	55	56	55	50	58
ксубТВ	0,7	-0,5	3,8	1,3	5,2	0,8	-1,0	3,7	1,2	5,5
Число случаев	29	28	27	27	26	47	44	42	40	41
субТВ (Черноморский)	-0,4	-0,9	1,0	-0,1	1,7	-0,1	-1,5	0,8	-0,3	3,5
Число случаев	8	7	7	7	7	15	13	13	13	11
Размытые фронтальные зоны	-0,3	-1,3	1,0	-0,2	1,7	0,0	-1,4	1,8	0,0	3,0
Число случаев	18	17	17	15	17	17	20	21	17	20
Фронтальные зоны	-0,2	-0,7	-0,2	-0,2	0,7	-0,2	-1,1	0,3	-0,3	0,8
Число случаев	69	69	74	62	81	80	80	80	63	81
Средние за месяц	0,1	-1,0	1,2	0,2	2,7	0,1	-1,0	1,2	0,2	3,2

Различие температурного режима станций № 6 и 5. Средние разности температур станций № 6 и 5 по воздушным массам для мая и июня даны в табл. 31; крайние значения и повторяемости разностей приведены в табл. 32.

В среднем за 8 лет температура в степи, без учета воздушных масс, была выше, чем на поляне утром (7 час.) на $0,1^{\circ}$ и вечером (21 час) на $1,2^{\circ}$. Днем же (13 час.), наоборот, температура на поляне была на $1,0^{\circ}$ выше, чем в степи. Средний минимум температуры на поляне был ниже, чем в степи в мае на $2,7^{\circ}$ и в июне на $3,2^{\circ}$.

Сопоставление этих величин с соответствующими разностями, приведенными ранее для станций Бирск и Надеждино, показывает, что, судя по средним величинам, маленькая поляна перегревается, по сравнению с открыто установленной станцией, днем и выходит сильнее, чем долина. Вследствие этого суточный ход температуры на маленькой поляне выражен относительно резче, чем в долине. Ночью в самом нижнем слое воздуха инверсия температуры на поляне выражена резче, чем в долине. Но в Надеждино (долина) и в мае и в июне в утренний срок наблюдений еще четко сохраняется ночной тип соотношения температур пары

Таблица 32

Таблица 32

станций (в долине холоднее, чем на холме), тогда как на поляне утренний срок в те же месяцы это — время перехода от ночного типа соотношения температур-станций к дневному (разность температур степь — поляна близка к 0°).

Отсюда можно заключить, что инверсия температуры, возникающая ночью в нижнем слое воздуха, в долине распространяется на большую высоту, чем на поляне, и потому дольше сохраняется.

Такое заключение физически можно объяснить тем, что ночная инверсия температуры в долине обусловлена не только охлаждением воздуха в самой долине, но и стоком охлажденного воздуха со склонов; на поляне же второй фактор отсутствует.

В дневной срок наблюдений средние разности температур степь — поляна находятся в весьма малой зависимости от воздушных масс.

Днем соотношение температурного режима степной и полевой станции характерно большим постоянством разностей. Даже при случаях фронтальной погоды эта особенность в основном сохраняется.

Разности температур станций Бирск и Надеждино (холм и долина) в дневной срок наблюдений также были по абсолютной величине невелики. В большинстве случаев в долине в этот срок температура была выше, чем на холме. В этом сходство наших пар станций. Но на станциях лесничества устойчивость сохранения одного и того же соотношения режима температуры станций существенно больше. Разности же температур станций Бирск и Надеждино и по знаку и по абсолютной величине изменяются более значительно. В этом сказывается, вероятно, главным образом расстояние между станциями, составляющими пару: станции лесничества отстоят одна от другой на 4,5 км, а Бирск и Надеждино, примерно, на 58 км.

О соотношении температурного режима станций в ночное время мы можем судить по разностям минимальных температур. Как видно из табл. 32, разности минимальных температур изменяются в весьма больших пределах. Резко различаются между собой случаи фронтальной и нефронтальной погоды.

При фронтальной погоде различие станций по минимальной температуре небольшое: за 8 лет ни в мае, ни в июне абсолютная величина разности ни разу не достигла величины 5° , и разности в пределах $\pm 2^{\circ}$ составили почти 90% случаев. Такое малое различие минимальных температур объясняется влиянием большой облачности и повышенной скорости ветра, чем характерны случаи фронтальной погоды.

Разности минимальных температур станций Бирск и Надеждино при таких же условиях погоды (фронтальные случаи) изменялись (см. табл. 7 и 15) гораздо в больших пределах. Здесь опять сказывается то, что станции Бирск и Надеждино отстоят одна от другой на значительно большем расстоянии, чем станции № 6 и 5.

В отличие от фронтальных зон, случаи размытых фронтальных зон характерны существенно меньшими величинами облачности и ветра (табл. 30). В соответствии с этим при размытых фронтальных зонах минимальная температура на поляне опускалась обычно ниже, чем в степи, причем разности температур станций достигали иногда даже $6-8^{\circ}$.

В случаях нефронтальной погоды, при всех воздушных массах, ночью температура воздуха на поляне опускалась, как правило, ниже, чем в степи. Из всех масс, если не принимать во внимание, из-за малого числа случаев, массы мАВ и пр. мАВ в мае, меньшие величины разностей минимальных температур станций оказались при массах АВ, мПВ, субТВ (Черноморский) и мАВ (в июне). Эти массы соответственно выделяются от остальных также и своими метеорологическими характеристиками: массы мПВ и субТВ (Черноморский) — большими величинами влажности и облачности, а массы АВ и пр. мАВ — большими значениями облачности и скорости ветра.

Количественные характеристики различия температурного режима станций ночью при этих воздушных массах (табл. 32) выведены из относительно небольшого числа случаев. Тем не менее эти характеристики несомненно правильны в том отношении, что по величинам разностей массы АВ, мПВ, субТВ (Черноморский)

Влияние облачности и ветра по соотношению минимальных температур станций

Градации облачности и скорости ветра (по наблюдениям в степени) ¹	Разности минимальных температур (степень — полдня)		Число случаев				Облачность в баллах		Ветер, в м/сек.			
	средние	крайние значения	абсолютное	в %	в степени холоднее	в степени теплее $\Delta T > 5^\circ$	разности температур в пределах		21 час	7 час.		
							+1°	+2°				
М а й. Масса кПВ												
1	4,7	13,0	-1,4	58	4	20	4	8	0,6	0,7	1,3	3,5
2	5,2	13,0	-0,4	19	1	8	2	4	0,0	0,0	0,8	3,5
3	6,8	13,0	0,5	30	—	17	1	2	1,1	1,7	0,9	1,2
4	9,0	13,0	0,5	17	—	10	1	1	0,6	0,9	0,4	0,8
5	7,2	13,0	2,1	21	—	11	—	—	0,8	0,9	0,8	1,0
6	9,9	13,0	7,4	9	—	7	—	—	0,1	0,3	0,4	0,9
7	0,3	2,5	-1,4	14	5	—	6	9	2,3	3,4	3,8	8,7
И ю н ь. Масса кПВ												
1	5,0	11,0	-0,8	57	1	17	3	3	0,7	0,6	1,8	2,4
2	5,8	9,0	2,2	12	—	5	—	—	0,0	0,0	2,1	1,3
3	5,6	11,1	0,4	43	—	16	1	1	1,3	2,6	1,4	1,2
4	6,3	11,1	3,5	21	—	9	—	—	1,9	3,2	1,0	1,0
5	5,8	11,1	0,4	28	—	10	1	1	0,6	0,6	1,6	1,1
6	7,2	11,1	4,7	10	—	5	—	—	0,5	0,3	1,0	1,0
7	2,2	4,8	-0,8	—	1	—	2	2	3,0	1,7	3,1	5,7
И ю н ь. Масса ксубТВ												
1	5,7	10,6	1,1	66	—	17	—	—	0,5	0,7	1,1	2,6
2	5,6	10,6	1,1	22	—	5	—	—	0,0	0,0	1,3	2,2
3	6,5	10,6	2,6	39	—	10	—	—	1,9	1,8	1,0	1,3
4	6,5	8,6	3,9	22	—	7	—	—	0,6	0,7	0,8	0,9
5	7,0	10,6	3,6	32	—	10	—	—	0,5	0,7	1,1	1,1
6	6,7	8,6	3,9	22	—	7	—	—	0,4	0,6	0,8	0,5
7	1,1	1,7	-0,1	10	1	—	1	4	2,8	4,8	3,5	4,0

1 1 — облачность в 21 час ≤ 2 балла, в 7 час. 2 балла; 2 — облачность в 21 час $+7$ час. $= 0$ баллов; 3 — ветер в 21 час ≤ 2 м/сек., в 7 час. 2 м/сек.; 4 — ветер в 21 час ≤ 1 м/сек., в 7 час. 1 м/сек.; 5 — облачность в 21 час ≤ 2 балла, в 7 час. 2 балла; ветер в 21 час ≤ 2 м/сек., в 7 час. 2 м/сек.; 6 — облачность в 21 час ≤ 1 балла, в 7 час. 1 балл; ветер в 21 час ≤ 1 м/сек., в 7 час. 1 м/сек.; 7 — ночью ветер значительной скорости.

и пр. мАВ отличаются от масс и пр. АВ, кПВ и ксубТВ. Но те же характеристики нельзя считать достаточно надежными для сопоставления, например, массы мПВ с субТВ (Черноморской).

Из таблиц видно, что при массах пр. АВ, кПВ, ксубТВ ночью режим температуры на степной и полянной станциях обычно резко различался. Были случаи, когда минимальная температура на поляне за ночь опускалась на 10—11 и даже 13° ниже, чем в степи.

Случаи, когда минимальная температура в степи была ниже, чем на поляне, наблюдались при облачной погоде и при наличии ветра.

По табл. 33 можно судить о том, как влияют облачность и ветер на соотношение режима температуры степной и полянной станций ночью. В таблице приведены воздушные массы, имеющие относительно большую повторяемость; для каждой из групп выбранных случаев приведены средние величины облачности и скорости ветра в вечерний и в последующий за ним утренний сроки наблюдений. Группа случаев „ночью пасмурно“ отсутствует, поскольку таких условий облачности в массах кПВ и ксубТВ не было. Градации по условиям облачности и ветра даны в таблице несколько более подробно, чем в соответствующих таблицах для станций Бирск и Надеждино.

Как видно из таблицы, группа случаев „ночью ветер“ характерна относительно большими значениями облачности. Разности минимальных температур станций для этой группы резко выделились малой величиной. Такие случаи составили около 10% от всего числа случаев по каждой из рассматриваемых воздушных масс.

Случаи, когда облачность и в вечерний и в утренний сроки наблюдений была не больше 2 баллов, составили для массы кПВ в мае—июне 57—58%, а для массы ксубТВ в июне 66%. Средние величины разностей минимальных температур для этой группы оказались или равными или весьма близкими тем средним величинам, которые получились для всех случаев каждой из этих масс независимо от условий облачности. Это и естественно, так как массы кПВ и ксубТВ в районе Мариупольского лесничества в мае—июне вообще характерны малой облачностью.

В июне средние разности минимальных температур, вычисленные для первых шести градаций условий облачности и ветра (табл. 33), различаются между собой мало, как при массе кПВ, так и при массе ксубТВ. В мае же при массе кПВ разности, вычисленные для тех же 6 градаций, разнятся весьма сильно, причем это различие обусловлено, в первую очередь, влиянием ветра. Из этого следует, что в июне ночью условия облачности и ветра для нефронтальных случаев гораздо более однообразны, чем в мае.

В табл. 34 для мая приведены данные для случаев резких общих изменений температуры от одного дня к другому. Выборка случаев производилась так же, как и для района Башкирии.

Резкие изменения температуры в районе Мариупольского лесничества наблюдаются гораздо реже, чем в Башкирии. Так, в Башкирии, по данным станции Бирск за 9 лет в мае было 35 случаев понижений средней суточной температуры более чем на 4,5° и 30 случаев повышений температуры на ту же величину, а в июне таких случаев было соответственно 25 и 20. В районе Мариупольского лесничества по данным станции № 6 соответствующее число таких случаев изменений температуры было за 8 лет в мае 12 и 7 и в июне — 11 и 5.

В районе лесничества в мае резкие понижения температуры были связаны с прохождением холодных фронтов. Резкие же повышения температуры были связаны или с прохождением фронтов (4 случая) или были обусловлены интенсивной трансформацией массы АВ (3 случая). Облачность и скорость ветра при резких понижениях температуры, поскольку все они относятся к фронтальным случаям, имели гораздо большие величины, чем при повышениях температуры.

Соотношение режима температуры степной и полянной станций ночью в случаях понижений и повышений температуры полностью определяется условиями облачности и ветра.

Разности температур станций при резких похолоданиях и потеплениях

	Разности температур (степь — поляна)					Облачность, в бал- лах (степь)			Ветер, в м/сек. (степь)		
	7 час.	13 час.	21 час	средняя су- точная	средний минимум	7 час.	13 час.	21 час	7 час.	13 час.	21 час

Понижение средней суточной температуры от одного дня к другому более чем на 4,5°

Средние величины	-0,1	-1,1	0,7	-0,2	-0,9	5,1	6,3	3,4	5,9	7,2	4,5
Число случаев . .	12										
Число случаев, когда в степи температура выше, чем на поляне	4	1	5	—	6						

Повышение средней суточной температуры от одного дня к другому более чем на 4,5°

Средние величины	-0,7	-1,4	2,4	0,1	2,6	2,3	4,1	3,3	2,7	2,9	2,0
Число случаев . .	7										
Число случаев, когда в степи температура выше, чем на поляне	2	0	6	—	6						

Материал за июнь не приводится, так как для выяснения вопроса данные за май недостаточны.

Заморозки. В табл. 35 представлены данные для случаев особо низких минимальных температур. Кроме заморозков, учтены также случаи, когда минимальная температура (в будке) оставалась положительной, но имела величину меньше 3°.

Для сравнения в таблице помещены также данные станций Бирск и Надеждино в Башкирии. При рассмотрении таблиц надо иметь в виду, что суммы минимальных температур и число случаев даны в общем итоге за 8 лет для станций лесничества и за 9 лет для станций Бирск и Надеждино, а также то, что для станций лесничества использованы другие годы, чем для Бирска и Надеждино.

Из табл. 35 видно, насколько резко разнятся степная и полянная станции по числу случаев особенно низких минимальных температур.

Сопоставление станций Мариупольского лесничества со станциями Бирск и Надеждино в Башкирии показывает, что вероятность заморозков и особенно низких минимальных температур в Бирске (на холме) значительно больше, чем на степной станции лесничества. Такое соотношение находится в соответствии с географической широтой этих станций. Надеждино (долина) и полянная станция лесничества по числу заморозков разнятся относительно меньше. Следует отметить, что в мае заморозки более часты в Надеждино, т. е. на более северной станции, а в июне низкие минимальные температуры ($\leq 3^\circ$), наоборот, несколько чаще были на полянной, т. е. на более южной станции. Заморозки на полянной станции лесничества наблюдались чаще, чем в Бирске.

Анализ материала показал, что особенно низкие минимальные температуры на полянной и степной станциях наблюдались в мае и в июне, преимущественно при кПВ (пр. АВ), АВ и пр. АВ.

Таблица 35

	Станция № 6 (степь)	Станция № 5 (по- ляна)	Бирск (Холм)	Наеждино (долина)	Станция № 6 (степь)	Станция № 5 (по- ляна)	Бирск (холм)	Наежди-о (долина)
	М а и				И ю н ь			
Число случаев за- морозков	0	30	18	47	0	4	0	3
Сумма отрица- тельных мини- мальных темпе- ратур	0	-49,0	-25,3	-88,2	0	-5,0	0	-5,3
Число случаев с минимальной температурой от +0,1° до +3,0°	16	36	53	73	0	23	8	15
Абсолютный ми- нимум	0,3	-6,8	-4,2	-6,3	3,8	-2,0	0,7	-2,6
Дата абсолютного минимума	27. 1904	7. 1901	7. 1926	7. 1926	9. 1899	21. 1906	1. 1924	1. 1924
Число лет	8	8	9	9	8	8	9	9

Суховеи. Случаи суховеев отобраны из использованного материала степной станции по тому же критерию (А. А. Каминского), по которому отбирались суховеи из наблюдений станции Бирск (отобранные случаи следует считать суховеями условно). Наблюдения по влажности для полянной станции оказалось возможным использовать только за два года (1901 и 1904). В табл. 36 представлены метеорологические данные для случаев суховеев и в табл. 37 показано, при каких воздушных массах суховеи наблюдались.

Таблица 36

Средние метеорологические данные для случаев суховеев

Станция	Температура					Влажность		Облачность, в баллах			Ветер, в м/сек.		
	7 час.	13 час.	21 час	средний минимум	средняя су- точная	относите- льная, в %	абсолют- ная, в мм	7 час.	13 час.	21 час	7 час.	13 час.	21 час
М а и													
№ 6 (степь)	13,2	20,3	13,8	8,3	15,8	38	5,0	2,0	2,6	1,6	5,2	8,6	2,7
Разность (степь—поляна)	0,4	-0,9	2,0	4,5	0,8	—	—	—	—	—	—	—	—
Число случаев	39	40	40	43	43	40	40	40	40	40	40	40	40
И ю н ь													
№ 6 (степь)	21,0	26,5	19,5	15,0	22,3	38	7,4	0,5	2,9	0,9	3,5	5,4	1,6
Разность (степь—поляна)	1,7	-0,9	3,6	6,0	1,5	—	—	—	—	—	—	—	—
Число случаев	15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Число дней с суховеями на степной станции

Воздушные массы	1893	1894	1899	1900	1901	1904	1905	1906	Всего
Май									
AB	—	—	2	—	2	—	—	—	4
пр. AB	—	—	1	—	—	—	—	—	1
кПВ (пр. AB)	3	3	3	5	2	—	6	—	22
кПВ (пр. МАВ)	—	—	—	—	—	—	2	—	2
кПВ	—	—	—	—	—	2	1	—	3
ксубТВ (пр. AB)	—	—	—	—	—	—	—	7	7
ксубТВ	—	—	—	—	—	—	—	1	1
Всего случаев . .	3	3	6	5	4	2	9	8	40
Июнь									
пр. AB	—	—	—	1	—	—	—	1	2
кПВ (пр. AB)	—	—	—	—	—	3	—	—	3
ксубТВ (пр. AB)	—	—	—	—	—	1	—	—	1
ксубТВ	—	—	—	—	—	3	3	3	9
Всего случаев . .	—	—	—	1	—	7	3	4	15

Приведенные данные во многом аналогичны соответствующему материалу для Бирска. При сопоставлении районов надо, однако, иметь ввиду, что для степной станции лесничества взяты другие годы наблюдений, чем для станции Бирск. Повторяемость суховеев в обоих районах в общем оказалась, примерно, одинаковой. В районе лесничества случаи суховеев распределились по отдельным годам также весьма неравномерно. На станции № 6, как и в Бирске, суховеи в мае наблюдались гораздо чаще, чем в июне. В районе лесничества случаи суховеев характерны большим суточным ходом температуры и низкими температурными минимумами на полевой станции. Значит, и в этом отношении между обоими районами есть сходство.

В мае на степной станции суховеи наблюдались как и в Башкирии, почти исключительно в воздушных массах арктического происхождения. В июне в районе лесничества суховеи наблюдались чаще в таких воздушных массах, которые довольно длительно находились на континенте и не представляли собой результат быстрой трансформации массы АВ.

Наблюдения степной станции лесничества подтверждают заключения, сделанные о происхождении суховеев по наблюдениям станции Бирск.

При ветре значительной скорости поляна не защищена от суховеев. Так, за время 9—12 мая 1901 г. суховеи были, примерно, одинаковой интенсивности и на степной и на полевой станциях.

Иначе при ясной погоде и слабом ветре. Так например, 10, 11, 12 июня 1901 г. и 27, 28, 29 июня 1904 г. относительная влажность в степи удовлетворяла критерию А. А. Каминского для суховея, а на поляне в те же дни, вследствие большого суточного хода температуры, относительная влажность в утренний срок была 50—60% и в вечерний 60—90%, т. е. больше, чем в степи, примерно на 5—10% в утренний и на 10—30% в вечерний срок.

Трансформация воздушных масс. Средняя и в особенности южная часть Европейской территории СССР в мае—июне являются местом интенсивной трансформации поступающих сюда с запада и севера воздушных масс. По наблюдениям степной и полевой станций Мариупольского лесничества нами было рассмотрено несколько (11) случаев трансформации воздушных масс на юге ЕТС. Сообщаем результаты анализа.

Трансформация воздушных масс осуществляется не только при условиях тихой погоды, но и при наличии ветра.

При трансформации арктической воздушной массы в первые дни обычно наблюдались заморозки на поляне, а затем были весьма вероятны суховеи в степи.

Если судить о прогревании воздушной массы по наблюдениям одной и той же станции, в данном случае по наблюдениям степной станции Мариупольского лесничества, то прирост температур трансформирующейся арктической воздушной массы в мае характеризуется такими величинами. От 6 к 7 мая 1901 г. средняя суточная температура повысилась на $4,7^{\circ}$ и к следующему дню еще на $4,0^{\circ}$. Таким образом, за два дня температура повысилась с $3,4$ до $12,1^{\circ}$. За время 14—18 мая 1899 г. средняя суточная температура повысилась с $9,2$ до $16,7^{\circ}$, т. е. за 4 дня на $7,5^{\circ}$; с 8 по 12 мая 1905 г.—от $9,6$ до $17,6^{\circ}$, т. е. за 4 дня на 8° , с 30 апреля по 3 мая 1900 г.—от $8,7$ до $15,3^{\circ}$, т. е. за 3 дня на $6,6^{\circ}$, с 18 по 20 мая 1905 г.—от $14,0$ до $16,8^{\circ}$, т. е. за два дня на $2,8^{\circ}$ и от 5 к 8 мая 1900 г. с $13,2$ до $17,6^{\circ}$, т. е. за 3 дня на $4,4^{\circ}$. Как видим, трансформация происходит тем интенсивнее, чем ниже температура поступившей воздушной массы. Во всех перечисленных случаях трансформация арктической массы происходила в области повышенного давления.

При трансформации арктической воздушной массы абсолютная влажность обычно мало изменялась от одного дня к другому, относительная же влажность уменьшалась. Следствием длительной трансформации массы АВ во всех случаях было уменьшение относительной влажности на степной станции до таких величин, когда удовлетворяется критерий А. А. Каминского для суховея. Не приходится сомневаться в том, что в мае уменьшение относительной влажности до таких малых величин в общем отрицательно сказывается на растительности. Однако подлежит сомнению, являются ли все такие случаи суховеями в сельскохозяйственном значении этого понятия.

Случаи трансформации массы АВ сопровождалась заморозками на поляне. Наиболее интенсивный заморозок наблюдался при этом, обычно, не в первую ночь наличия в районе лесничества арктической массы, но во вторую, хотя за первые сутки пребывания на юге ЕТС воздушная масса успевала уже существенно прогреться. Объяснение этому ранее уже давалось.

Режим температуры ночью на степной и полевой станциях в тех случаях, когда они находились в трансформирующейся арктической массе, был резко различен: температура на поляне опускалась ночью гораздо ниже, чем в степи. Разности минимальных температур, как правило, превышали 5° , а в одном случае разность достигла даже величины 13° (будка!). В то время как на поляне было отмечено 12 случаев заморозка, на степной станции заморозков не было совсем.

Трансформация массы МАВ в мае, судя по одному случаю, по режиму температуры и влажности воздуха станций лесничества мало чем отличается от случаев трансформации арктической воздушной массы.

В июне такие случаи, при которых трансформация воздушной массы осуществлялась бы в течение длительного времени непосредственно на юге ЕТС, наблюдались реже, чем в мае. Это объясняется, вероятно, в значительной степени тем, что еще до поступления на южную часть ЕТС холодные воздушные массы, перемещающиеся с севера и северо-запада, успевают сильно прогреться на своем пути по континенту, а также тем, что в июне холодные воздушные массы и в очаге своего образования имеют значительно более высокую температуру, чем в мае. Активность вторжения холодных воздушных масс в июне выражена слабее, чем в предшествующем месяце.

Случаи трансформации воздушных масс были сравнены со случаями четко выраженной адвекции. Хотя в мае—июне при любой адвекции воздушной массы происходит также и некоторая трансформация этой массы, а при рассмотренных нами выше случаях трансформации обычно имел место и некоторый перенос воздушной массы, однако различие процессов в этих двух случаях — большое. При трансформации воздушной массы на первое место выступает изменение свойств массы (температура, влажность, запыленность и пр., а при адвекции — относительное сохранение их. При адвекции температура и влажность изменялись от одного дня к другому мало. Весьма мало разнился в этих случаях и температурный режим степной и полевой станций, причем минимальная температура в степи иногда была даже ниже, чем на поляне. В общем при ветре большой скорости различие температурного режима станций небольшое, хотя бы облачность и была при этом малой.

Во всех рассмотренных случаях адвекции воздушная масса была арктического происхождения и в большинстве случаев имели место суховеи. Вряд ли приходится сомневаться в том, что эти суховеи были губительными для растительности. При сильном ветре суховеи были, примерно, одинаковой интенсивности и на степной и на полевой станциях.

ФЕВРАЛЬ

Повторяемости и средние метеорологические характеристики воздушных масс для февраля за рассмотренные 8 лет даны в табл. 38.

Массы АВ и пр. АВ в феврале в районе станций по своим свойствам оказались весьма сходными. По этой причине, а также чтобы избежать большого числа группировок, каждая из которых была бы представлена небольшим числом случаев, метеорологическая характеристика для масс АВ и пр. АВ дана одна общая (средняя).

На том же основании дана общая характеристика для масс МАВ и пр. МАВ. Но континентальных полярных масс рассматривается две: холодный кПВ и кПВ. Масса холодного кПВ по своему происхождению в большинстве случаев была арктической. Иногда она представляла собой результат трансформации массы АВ в средней и южной части ЕТС, чаще же — поступала с северо-востока или востока из области зимнего континентального антициклона.

Масса кПВ отличается от массы холодного кПВ гораздо более высокой температурой. Она или поступала в район станций с юго-востока, или представляла собой результат трансформации морской полярной массы, или же, наконец, была результатом достаточно длительной трансформации на юге ЕТС массы арктической. Мы не называли эту массу теплой, так как ее средняя температура примерно соответствует средней температуре февраля в нашем районе, и так как она может формироваться непосредственно на территории рассматриваемого района и районов к нему ближайших и притом не только из массы морской полярной, но и из арктической. Массы холодного кПВ и кПВ по своим свойствам (температура, влажность, облачность) весьма значительно разнятся между собой.

Масса субТВ поступала в район станций с юга и юго-запада — из Малой Азии, с восточной части Средиземного моря.

Зима в рассматриваемом нами районе довольно резко отличается от теплого времени года усилением циркуляционных процессов в атмосфере. В соответствии с этим, воздушные массы в феврале не задерживались на более или менее длительное время над поверхностью Черного моря. Поэтому случаев субтропической черноморской воздушной массы в феврале не было. Последнее вовсе не означает, конечно, того, что в феврале влияние Черного моря на погодные условия в районе Мариупольского лесничества было меньше, чем в теплое время года.

Район Мариупольского лесничества в феврале резко отличается от Башкирии по температуре воздушных масс, а следовательно, и по средней месячной температуре, и довольно значительно отличается также по скорости ветра. По величинам общей облачности районы разнятся в феврале значительно меньше. В табл. 39 приведены соответствующие данные.

Повторяемости и средние метеорологические характеристики воздушных масс

Воздушные массы	Число случаев (на 7 ч. утра)		Температура					Влажность		Облачность, в баллах (степь)			Ветер, в м/сек. (степь)		
			степь					относи- тель- ная, в 0/0	абсо- лютная, в мм						
	абсо- лютое	в 0/0	7 час.	13 час.	21 час	средняя	средний миним.			степь	7 час.	13 час.	21 час		
	Февраль														
АВ и пр. АВ	15	7	-15,2	-9,4	-13,4	-12,7	-17,2	82	1,4	5,8	2,8	2,4	4,6	7,2	4,3
мАВ и пр. мАВ	5	2	-9,5	-5,0	-9,8	-7,9	-15,9	94	2,3	5,4	3,5	0,2	4,4	7,0	3,5
Холодный кПВ	34	15	-13,2	-8,6	-12,0	-11,8	-16,8	90	1,9	3,2	3,1	4,0	5,2	6,7	6,0
кПВ	23	10	-6,5	-3,1	-4,7	-4,2	-9,1	82	2,7	6,4	6,0	4,3	6,6	8,1	5,7
мПВ	15	7	-1,6	0,6	-0,5	-0,6	-2,1	91	4,0	8,1	6,1	6,9	6,0	7,6	9,2
пр. мПВ	8	4	-2,2	0,0	-1,7	-1,2	-4,5	95	4,5	8,0	5,9	9,6	4,2	5,8	5,0
субТВ	16	7	1,6	4,7	2,9	3,5	1,1	95	5,4	9,4	8,2	6,4	4,6	5,9	4,8
Размытые фронтальные зоны	13	6	-6,2	-4,7	-5,7	-5,6	-7,2	99	3,1	10,0	8,9	8,5	2,8	3,1	3,0
Фронтальная зона	96	43	-4,0	-2,6	-3,3	-3,3	-5,8	97	3,7	9,8	9,5	9,6	6,4	7,0	6,7
Всего случаев	225														
Средние величины за месяц	—	—	-6,0	-3,2	-4,9	-4,7	-8,4	93	3,3	7,9	7,2	7,1	5,6	6,8	5,8
Число лет	—	—	8	8	8	8	8	7	7	8	8	8	8	8	8

Воздушные массы	Температура		Ветер, в м/сек.		Облачность, в баллах		Число случаев, в ‰	
	Бирск (холм)	Станция № 6 (степь)	Бирск (холм)	Станция № 6 (степь)	Бирск (холм)	Станция № 6 (степь)	Бирск (холм)	Станция № 6 (степь)
АВ	−21,8	} −12,7°	1,4	} 5,4	4,2	} 3,7	5	} 7
Пр. АВ	−18,0		2,3		8,0		1	
Холодный КПВ	−18,8	−11,8	1,8	6,0	3,7	3,4	36	15
КПВ	−9,0	−4,2	3,7	6,8	4,9	5,6	15	10
МПВ	−3,5	−0,6	5,5	7,6	9,6	7,0	11	7
пр. МПВ	−4,2	−1,2	4,4	5,0	7,1	7,8	4	4
субТВ	—	3,5	—	5,1	—	8,0	—	7
Размытые фронтальные зоны	−11,9	−5,6	1,6	3,0	9,5	9,1	6	6
Фронтальные зоны	−8,4	−3,3	6,3	6,7	9,4	9,6	22	43
Средние за месяц	−12,9	−4,3	3,6	6,1	6,4	7,4	—	—

При сопоставлении районов следует помнить, что для них использованы неодновременные наблюдения.

Погодные условия в Башкирии в очень большой степени обусловлены тем, что этот район находится в области зимнего континентального антициклона. Погодные условия в районе Мариупольского лесничества в весьма большой степени обусловлены влиянием Черного моря. Влияние Черного моря сказывается, главным образом, в усилении циркуляционных процессов в этом районе. В Башкирии в феврале количество дней с фронтальными зонами гораздо меньше, дней же с континентальными полярными массами вдвое больше, чем в районе лесничества.

Различие рассматриваемых районов по температуре воздуха в некоторой определенной степени зависит от различия их географической широты.

Различие температурного режима станций. Из данных за май и июнь видно, что в дневные часы (по наблюдениям в 13 час.) соотношение температуры степной и полевой станций характерно весьма большим постоянством.

Из табл. 40 видно, что такая же особенность температурного режима станций сохраняется и в феврале. В этом месяце, в среднем за 8 лет, температура на поляне в 13 час. была выше, чем в степи на 1°. Случаи, когда температура на поляне в это время суток была ниже, чем в степи, наблюдались как очень редкое исключение, редко также разности температур превышали по абсолютной величине 2°.

Таблица 40

Разности температур станций (степь — поляна).

Воздушные массы	7 час.	13 час.	21 час	Средние	Средний минимум	Воздушные массы	7 час.	13 час.	21 час	Средние	Средний минимум
АВ и пр. АВ	1,0	−0,9	1,4	0,5	3,0	пр. МПВ	0,4	−1,1	−0,7	−0,5	0,4
Число случаев	15	12	14	12	17	Число случаев	8	9	9	8	8
мАВ и пр. мАВ	1,7	−0,4	1,2	0,8	3,3	субТВ	−0,5	−0,9	−0,8	−0,7	−0,6
Число случаев	5	4	4	4	5	Число случаев	16	18	16	14	11
Холодный КПВ	0,8	−1,3	0,1	−0,1	1,7	Размытые фронтальные зоны	−0,3	−1,0	−0,3	−0,5	−0,1
Число случаев	34	34	34	30	35	Число случаев	13	13	13	13	12
КПВ	1,3	−1,1	0,0	0,1	1,4	Фронтальная зона	−0,3	−0,9	−0,5	−0,6	−0,4
Число случаев	23	25	24	22	23	Число случаев	96	94	96	90	100
МПВ	−0,1	−1,0	−0,7	−0,6	0,1	Средние за месяц	0,2	−1,0	−0,2	−0,3	0,5
Число случаев	15	16	15	14	14						

Из рассмотренных данных можно было заметить, что в ночное время соотношение режима температуры степной и полевой станций в основном определяется условиями облачности и скорости ветра.

В районе Мариупольского лесничества февраль характерен преобладанием пасмурной и ветреной погоды. При таких погодных условиях ночные температуры в степи и на поляне обычно мало разнятся между собой. Это было показано на материале мая и июня. Соответственно особенностям погодных условий, в феврале средняя разность минимальных температур (степь — поляна) составила небольшую величину $0,5^{\circ}$ (табл. 39), тогда как в июне средняя величина разности минимальных температур станций была $3,2^{\circ}$.

Величина разности $0,5^{\circ}$, полученная для февраля, показательна при сравнении одного месяца с другим, например при сравнении февраля с июнем. Но вместе с тем эта величина мало что говорит, если ее использовать в качестве оценки соотношения режима ночных температур степи и поляны непосредственно в феврале, так как она получена путем осреднения весьма различных конкретных частных значений. Так, например, для случаев фронтальных зон средняя величина разности минимальных температур оказалась равной $-0,4^{\circ}$. Причем эта величина близка наиболее часто встречающимся значениям разностей минимальных температур, так как более 50% случаев разностей при фронтальных зонах имели величину между $-0,1^{\circ}$ и $-0,9^{\circ}$.

Таким образом, в тех случаях, когда район станций находился во фронтальной зоне, температура в степи ночью была обычно несколько ниже, чем на поляне.

С другой стороны, из всех 17 случаев, когда район станций был в массе АВ или пр. АВ, не было ни одного, при котором температура в степи была бы ниже, чем на поляне. Средняя величина разности для этих 17 случаев составила $3,0^{\circ}$, 5 случаев из 17 дали разности минимальных температур больше 5° и наибольшая величина разности была 10° . При массах холодного кПВ и кПВ разности минимальных температур в большинстве случаев были положительны (в степи теплее), в отдельных случаях минимальная температура на поляне опускалась ниже, чем в степи, на $7-8^{\circ}$ (в массе кПВ) и даже на $9-10^{\circ}$ (в массе холодного кПВ).

При массах мПВ и субТВ минимальная температура в степи в большинстве случаев была ниже, чем на поляне; случаи, когда разности по абсолютной величине не превышали 1° , составили около 80% для каждой из этих масс.

Таким образом, хотя в среднем за месяц, по наблюдениям за 8 лет, минимальная температура в степи была на $0,5^{\circ}$ выше, чем на поляне, однако в конкретных случаях чаще, наоборот, минимум температуры в степи был немного ниже, чем на поляне. При ясной и тихой погоде, какая иногда наблюдалась в массах пр. АВ, холодного кПВ и кПВ, поляна выхолаживалась ночью сильнее степи примерно на такую же большую величину, как и в теплое время при таких же условиях облачности и ветра.

По абсолютной величине разности минимальных температур в феврале были обычно невелики: разности в пределах $\pm 2^{\circ}$ составили более 80% общего числа случаев (табл. 41).

То обстоятельство, что при пасмурной и ветреной погоде температура ночью на степной станции была обычно немного ниже, чем на полевой, объясняется, может быть, тем, что степная станция расположена на 33 м выше полевой, но возможно также, что зимой при такой погоде лес, окружающий поляну, уменьшает степень охлаждения ночью.

В табл. 42 для 5 градаций облачности и ветра приведены конкретные случаи разностей минимальных температур станций. Для каждой из 5 групп приведены все случаи, какие были при массах АВ, пр. АВ, холодного кПВ, кПВ, за исключением тех, когда минимальная температура приходилась не на промежуток времени от 21 до 7 час. утра следующего дня, а на другую часть суток. В таблице для каждого случая помещены данные по облачности и скорости ветра в вечерний срок и в следующий утренний, т. е. в те сроки, между которыми наблюдался соответствующий минимум температуры.

Предельные значения и повторяемости величин разностей температур (степь — поляна)

Воздушные массы	Величины разностей температур		Число случаев					Разности температур в пределах				
	средние	крайние	всего	в степи теплее			в степи холоднее		±1°	±2°		
				Δt > 0°	Δt > 2°	Δt > 5°	Δt < 0°	Δt < -1°			Δt < -2°	Δt < -5°
Разности минимальных температур												
АВ и пр. АВ	3,0	10,0	17	16	8	5	—	—	9	9		
Число случаев, в %				94	47	29	—	—	53	53		
Холодный КПВ	1,7	9,6	35	20	14	5	13	—	14	20		
Число случаев, в %				57	40	14	37	—	40	57		
КПВ	1,4	7,7	23	12	6	3	9	—	12	17		
Число случаев, в %				52	26	13	39	—	52	74		
МПВ	0,1	1,9	14	6	—	—	8	—	11	14		
Число случаев, в %				43	—	—	57	—	79	100		
пр. МПВ	0,4	5,3	8	3	2	1	4	—	3	6		
Число случаев, в %				38	25	12	50	—	38	75		
субТВ	-0,6	1,0	11	1	—	—	10	—	9	19		
Число случаев, в %				9	—	—	91	—	10	91		
Размытые фронтальные зоны	-0,1	1,1	12	4	—	—	8	—	12	12		
Число случаев, в %				33	—	—	67	—	83	100		
Фронтальные зоны	-0,4	4,1	100	23	2	—	70	—	83	93		
Число случаев, в %				23	2	—	70	—	83	93		
Разности температур в 13 час.												
АВ и пр. АВ	-0,9	0,6	12	2	—	—	10	—	7	10		
Число случаев, в %				17	—	—	83	—	58	83		
Холодный КПВ	-1,3	0,6	34	2	—	—	32	—	13	27		
Число случаев, в %				6	—	—	94	—	38	79		
КПВ	-1,1	0,0	25	—	—	—	24	—	11	22		
Число случаев, в %				—	—	—	96	—	44	88		
МПВ	-1,0	0,7	16	1	—	—	15	—	10	14		
Число случаев, в %				6	—	—	94	—	62	88		
пр. МПВ	-1,1	0,0	9	—	—	—	8	—	6	8		
субТВ	-0,9	-0,2	18	—	—	—	89	—	07	89		
Число случаев, в %				—	—	—	18	—	11	17		
Размытые фронтальные зоны	-1,0	0,1	13	1	—	—	100	—	61	94		
Число случаев, в %				—	—	—	12	—	9	12		
Фронтальные зоны	-0,9	0,9	94	4	—	—	92	—	69	92		
Число случаев, в %				4	—	—	88	—	62	86		
				4	—	—	94	—	66	91		

Таблица 42

Влияние облачности и ветра на соотношение минимальных температур станций

Условия облачности и ветра ночью	Воздушная масса	Год	Число	Разности минимума (станция № 6 — станция № 5)	Облачность, в баллах		Ветер, в м/сек.	
					21 час.	7 час.	21 час.	7 час.
1. Ясно и тихо	пр. АВ	1902	23	8,2	0	0	2	1
		1901	13	10,0	0	2	1	1
	Холодный кПВ	1901	27	6,7	0	0	1	1
		1906	23	9,6	0	0	1	1
	кПВ	1899	6	7,7	0	2	2	2
		1901	22	5,6	0	2	1	1
		1902	24	5,0	0	0	1	1
2. Ясно, ветер	АВ	1902	21	0,1	2	0	17	14
		1906	17	-0,6	0	0	12	12
		1907	7	1,1	0	0	3	9
			8	-0,7	0	0	3	9
			10	-0,2	0	2	10	8
	Холодный кПВ		12	-0,6	0	2	9	7
		1902	18	0,4	2°	3°	9	3
	кПВ							
3. Ясно, ветер переменный (по скорости)	АВ	1899	21	4,3	4°	0	2	5
	Холодный кПВ	1902	7	0,0	0	1	2	5
		1906	24	-2,6	0	2	2	7
	кПВ	1902	19	0,4	0	4°	1	13
4. Тихо, облачность переменная (по количеству)	АВ	1894	19	5,8	1	10	0	2
	пр. АВ	1894	18	0,8	2	10	1	2
			20	0,2	1	10	2	2
	Холодный кПВ	1894	25	1,8	2	9	1	1
		1904	29	3,3	0	10	1	1
	кПВ	1899	1	1,6	7	10	1	2
		1901	17	4,3	0	7	2	2
			21	3,3	0	10	1	2
5. Облачность и ветер переменные	АВ	1897	7	6,6	0	8	1	5
			16	0,4	8	2	3	5
			17	3,2	9	7	4	1
	Холодный кПВ	1904	2	0,3	10	5	2	7
			4	-1,8	9	1	7	1
		1907	17	0,0	10	0	3	6
			18	-0,1	0	10	5	1

Количественные оценки условий облачности и ветра для случаев „ночью ясно“ и „ночью тихо“ такие же, какие были приняты для мая при рассмотрении соответствующих данных станций Бирск и Надеждино.

Из табл. 42 видно, насколько поляна выхолаживается ночью при ясной и тихой погоде сильнее, чем степь. Судя по приведенным случаям, особенно большие разности минимальных температур степной и полевой станций наблюдаются в массах пр. АВ. На втором месте стоит масса холодного кПВ и затем масса кПВ. Надо, однако, иметь в виду, что это заключение основано на малом числе случаев. Не исключена вероятность, что при большом числе случаев пришлось бы сделать иное заключение.

При ясной погоде, но при наличии ветра значительной скорости (вторая группа случаев в табл. 42), разности минимальных температур в большинстве случаев были отрицательны (в степи холоднее) и во всех случаях — небольшие по абсолютной величине.

При наличии переменного, по скорости, ветра, но при ясном небе, а также при переменной, по количеству, облачности, но при слабом ветре или затишье, и в случаях, когда оба эти элемента — и облачность и ветер — были переменными в течение ночи, возможны различные величины разностей минимальных температур. Чаще, однако, при таких условиях наблюдались случаи, когда минимальная температура на поляне была ниже, чем в степи.

Резкие изменения температуры от одного дня к другому в феврале в районе Мариупольского лесничества (табл. 43) наблюдались значительно чаще, чем в мае или июне, но несколько реже, чем в Башкирии в феврале.

Число случаев резких потеплений и похолоданий в феврале, по данным за 8 лет, было, примерно, одинаковым (табл. 43).

Таблица 43

Разности температур станций при резких похолоданиях и потеплениях

	Температура (степь — поляна)					Облачность, в баллах (степь)			Ветер, в м/сек. (степь)		
	7 час.	13 час.	21 час	средние суточ- ные	средний мини- мум	7 час.	13 час.	21 час	7 час.	13 час.	21 час

Понижение средней суточной температуры от одного дня к другому более чем на 4,5°

Средние величины	0,4	-0,8	0,7	0,1	1,2	5,6	4,4	3,4	6,8	7,3	2,7
Число случаев	18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Число случаев, когда температура в степи была выше, чем на поляне	5	2	11	6	11						

Повышение средней суточной температуры от одного дня к другому более чем на 4,5°

Средние величины	-0,2	-0,8	-0,2	-0,4	0,4	9,5	8,5	8,4	7,0	7,0	6,9
Число случаев	19	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Число случаев, когда температура в степи была выше, чем на поляне	2	2	2	2	4						

Все случаи резких повышений температуры, кроме двух, и все случаи резких похолоданий были обусловлены сменой воздушных масс. Два случая резкого повышения температуры (22 и 23 февраля 1902 г.) были обусловлены интенсивной трансформацией (прогреванием) холодной воздушной массы на юге ЕТС.

Соотношение режима температуры степной и полевой станций ночью, а также в утренний и вечерний сроки наблюдений при похолоданиях и потеплениях полностью определяются условиями облачности и ветра.

Анализ материала наблюдений дополнительных станций

Мы рассмотрели материал станций № 6 и 5 Мариупольского лесничества за май, июнь и февраль. Для того чтобы выяснить, насколько же заключения, сделанные по этому материалу, имеют общее (в рассматриваемом районе) значение для пары станций — степь и поляна — и в какой степени в наблюдениях станций № 6 и 5 сказываются индивидуальные особенности их местоположения, мы рассмотрим наблюдения других станций Мариупольского лесничества.

Станция № 9 Мариупольского лесничества ($\varphi = 47^{\circ}41'$, $\lambda = 37^{\circ}27'$, $H = 230$ м) расположена на довольно большой поляне (размером около 1,5 га). Поверхность

почвы на поляне имеет легкий склон к NNW. Станция № 9 отстоит на расстоянии, примерно, 3,5 км к западу от степной станции № 6. Местоположение станции № 9 в массиве Мариупольского лесничества показано на рис. 11.

В табл. 44 приведены средние данные по температуре воздуха для степной станции № 6 и станции № 9 за одновременный период их наблюдений — XI 1905—1915 г., I 1917—VI—1917 г.

Таблица 44

Температура воздуха станций № 6 (степь) и № 9 (поляна)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
---------	---	----	-----	----	---	----	-----	------	----	---	----	-----	-----

Средняя месячная температура воздуха

№ 6 (степь)	-6,3	-6,7	-0,5	7,5	14,6	18,4	20,9	19,6	14,4	6,4	1,0	-3,7	
№ 9 (поляна)	-6,0	-6,3	-0,1	7,8	14,6	18,2	20,7	19,0	14,0	6,3	1,2	-3,4	
Разность	-0,3	-0,4	-0,4	-0,3	0,0	0,2	+0,2	+0,6	+0,4	+0,1	-0,2	-0,3	

Средний минимум температуры воздуха

№ 6 (степь)	-9,8	-10,4	-4,1	2,4	8,4	12,4	14,9	13,6	9,2	2,1	-2,1	-6,4	
№ 9 (поляна)	-9,7	-10,5	-4,3	1,9	6,8	10,6	12,7	10,8	7,4	1,1	-2,3	-6,5	
Разность	-0,1	+0,1	+0,2	+0,5	+1,6	+1,8	+2,2	+2,8	+1,8	+1,0	+0,2	+0,1	

Средняя температура воздуха в 13 час.

№ 6 (степь)	-5,0	-4,7	1,9	11,1	18,5	22,2	24,7	23,8	18,6	9,9	2,6	-2,6	
№ 9 (поляна)	-4,5	-4,0	2,7	11,8	18,9	22,6	25,1	24,0	19,0	10,5	3,2	-2,2	
Разность	-0,5	-0,7	-0,8	-0,7	-0,4	-0,4	-0,4	-0,2	-0,4	-0,6	-0,6	-0,4	

Средняя суточная амплитуда колебания температуры воздуха

№ 6 (степь)	4,8	5,7	6,0	8,7	10,1	9,8	9,8	10,2	9,4	7,8	4,7	3,8	
№ 9 (поляна)	5,2	6,5	7,0	9,9	12,1	12,0	12,4	13,2	11,6	9,4	5,5	4,3	
Разность	-0,4	-0,8	-1,0	-1,2	-2,0	-2,2	-2,6	-3,0	-2,2	-1,6	-0,8	-0,5	

Как видно, между данными по температуре полевых станций № 9 и 5 есть хорошее соответствие. Температура воздуха на станции № 9, так же как и на № 5, днем в среднем выше, а ночью ниже, чем в степи. Разности минимальных температур степь — поляна для обеих пар станций имеют одинаковый годовой ход.

Однако амплитуда суточного колебания температуры на большой поляне (станция № 9) меньше, чем на маленькой. В этом различие режима температуры полевых станций.

На основании вышеизложенного можно сделать заключение о том, что все указанное о качественной стороне различия режима температуры станций № 6 и 5 применимо также и к станциям № 6 и 9. Но количественные оценки различия температурного режима для станций № 9 и 6 иные.

В 1906 г. одновременные наблюдения велись на всех этих трех станциях. В табл. 45 для мая, июня и февраля 1906 г. приведены несколько случаев разностей температур обеих пар станций.

Из табл. 45 видно, что при ясной и тихой погоде температура воздуха на станции № 9 опускается значительно ниже, чем в степи. Из табл. 45 видно также, насколько при такой погоде маленькая поляна выхолаживается ночью сильнее, чем большая. При пасмурной и ветреной погоде разности температур между степной станцией и станцией № 9 незначительны.

Днем разности температур степной станции и станции № 9 обычно невелики, чаще они отрицательны (в степи — холоднее).

Разности температур (степень — поляна) при ясной и пасмурной погоде

Дата	Разности температур		станция № 6 — стан-ция № 9	Температура (станция № 6)	Влажность (станция № 6)		Облачность, в баллах (станция № 6)			Ветер, в м/сек. (станция № 6)			Осадки, в мм (станция № 6)	Примечания № 6
	станция № 6 — стан-ция № 5				относительная, в %	абсолютная, в мм	7 час.	13 час.	21 час.	7 час.	13 час.	21 час.		
	7 час.	13 час.												
М А И														
Масса ксубТВ														
27	4,4/4,1	-1,1/-0,8	-0,2/0,1	3,7/2,1	22,5	59	11,3	0	2	2	3	1	0	—
28	0,4/0,5	-0,1/-0,2	2,2/0,9	7,3/5,2	20,9	65	11,8	1	3	0	3	3	3	—
Фронтальная зона														
2	-0,4/-0,2	-1,5/-0,9	-0,2/-0,1	0,0/0,2	12,6	90	9,7	10	10	10	5	5	1	1,7
3	-0,6/0,2	-1,1/-0,9	-1,4/-0,9	-0,2/-0,2	13,3	75	8,3	10	10	0	3	3	2	—
30	-0,3/-0,2	0,0/0,1	0,0/0,0	0,2/0,5	15,8	92	12,4	10	10	10	7	3	3	13,9
И Ю Н Ъ														
Масса ксубТВ														
24	0,2/0,2	-1,0/0,2	1,6/0,2	5,1/3,8	22,0	56	10,6	0	2	0	1	3	1	—
25	0,4/0,2	-1,9/-0,7	-0,6/-0,4	3,9/2,1	24,4	47	10,3	0	3	1	3	3	3	—
29	1,6/2,9	-0,5/0,5	7,0/5,6	7,6/5,9	23,4	44	9,0	0	5	0	0	4	0	—
30	4,0/3,4	-1,4/0,1	-0,2/-0,7	8,1/6,8	26,5	37	9,2	0	1	0	1	1	2	—
Фронтальная зона														
27	-0,3/-0,2	-0,2/-0,3	0,9/0,4	0,0/0,2	15,0	89	11,4	10	10	2	3	3	1	4,8
Ф Е В Р А Л Ь														
22	2,1/2,2	0,5/2,5	6,2/4,3	2,8/1,0	-10,4	93	1,9	0	0	0	1	2	1	—
23	10,1/3,4	-1,2/-0,7	—/—	9,6/6,5	-8,8	87	2,0	0	4	0	1	3	2	—
Фронтальная зона														
4	-0,7/-0,4	-0,1/0,1	-0,2/0,1	-0,4/-0,2	-0,6	100	4,4	10	10	10	12	7	5	2,6
5	-0,2/0,0	-0,5/-1,7	-0,2/0,1	-0,4/-0,1	-0,1	100	4,6	10	10	10	0	1	1	—
≡ V * на 2p + nla, • 2 ≡ nla 2p 3; V nla														

1 В числителе — разность температур станция № 6 — станция № 5; в знаменателе — разность температур станция № 6 — станция № 9.

Для того чтобы выявить особенности режима температуры полевых станций, мы сопоставляли данные их наблюдений с наблюдениями степной станции № 6. Надо иметь в виду, что станция № 6 расположена на небольшом холме, а станции № 5 и 9 — в местности с несколько пониженной формой рельефа.

Не приходится сомневаться в том, что различие режима температуры степной станции и станций полевых в данном случае частично зависит также и от того, что степная станция расположена в иных условиях рельефа, чем полевые. Может иметь некоторое значение также разница абсолютных высот станций. Поэтому представляет весьма большой интерес сопоставить данные по температуре воздуха станции № 9 и станции Тахлы.

Высота над уровнем моря и рельеф местности вблизи станции Тахлы ($\varphi=47^{\circ}40'$, $\lambda=37^{\circ}23'$, $H=230$ м) такие же, как и на станции № 9. Станция Тахлы удалена на 1 км к западу от лесного массива и расположена в открытой слегка волнистой распаханной степи. Эта станция была установлена в ноябре 1912 г. С 1915 по 1925 гг. станция не работала.

В нашем распоряжении имелось, к сожалению, очень небольшое количество данных одновременных наблюдений станций Тахлы и № 9¹.

В табл. 46 по одновременным наблюдениям этих станций приведены средние данные по температуре воздуха.

Таблица 46

Температура воздуха станции Тахлы и станции № 9

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
---------	---	----	-----	----	---	----	-----	------	----	---	----	-----

Средняя месячная температура воздуха (XI 1912 г.—VII 1914 г., I 1926 г.—XII 1929 г., I 1931 г.—XII 1933 г., 1935 г.)

Тахлы	-6,7	-8,2	-1,6	7,5	15,1	18,5	21,3	20,5	14,6	9,2	1,7	-4,0
№ 9	-6,8	-8,4	-1,6	7,5	15,0	18,2	20,7	19,7	13,8	8,9	1,6	-4,0
Разность	-0,1	0,2	0,0	0,0	0,1	0,3	0,6	0,8	0,8	0,3	0,1	0,0

Средний минимум температуры воздуха (XI 1912 г.—1913 г., 1931, 1935 гг.)

Тахлы	-10,3	-10,2	-3,4	3,8	8,0	11,1	14,7	14,3	9,3	4,1	-3,7	-6,3
№ 9	-10,3	-10,3	-3,8	3,0	6,9	9,7	13,4	12,5	7,8	3,2	-4,1	-6,4
Разность	0,0	0,1	0,4	0,8	1,1	1,4	1,3	1,8	1,5	0,9	0,4	0,1

Средняя температура воздуха в 13 час. (XI 1912 г.—1913 г., 1931—1932, 1935 гг.)

Тахлы	-5,2	-6,6	1,9	12,2	19,0	22,7	25,0	25,2	20,3	13,5	3,4	-1,3
№ 9	-5,0	-6,3	2,1	12,4	19,0	22,5	24,8	25,1	20,4	13,8	3,6	-1,3
Разность	-0,2	-0,3	-0,2	-0,2	0,0	0,2	0,2	0,1	-0,1	-0,3	-0,2	0,0

Средняя суточная амплитуда колебания температуры воздуха (XI 1912 г.—1913 г., 1931, 1935 гг.)

Тахлы	4,1	4,9	6,8	8,8	10,8	11,2	10,4	10,9	10,3	8,6	7,1	5,3
№ 9	4,3	5,4	7,4	9,7	11,8	12,5	11,6	12,6	12,0	9,7	7,7	5,5
Разность	-0,2	-0,5	-0,6	-0,9	-1,0	-1,3	-1,2	-1,5	-1,7	-1,1	-0,6	-0,2

По ежедневным данным за май, июнь и февраль 1913 г. нами были составлены разности температур двух пар станций: 1) Тахлы и № 9, 2) № 6 и 9. На основании полученного материала был сопоставлен режим температуры на полевой станции № 9 с соответствующим режимом температуры на двух степных станциях. Из такого сопоставления наиболее важно выяснить, чем же в основном обусловлена особенность режима температуры в течение ночи на станции № 9 — полевых

¹ В последние годы станция № 9 называлась станцией Комсомольское лесничество.

ным положением этой станции или особенностями рельефа местности? Анализ полученных разностей показал следующее: при ясной и тихой погоде разности минимальных температур между степной станцией Тахлы и станцией № 9 по своей величине обычно лишь немногим меньше разностей минимумов температуры станций № 6 и станцией № 9. Разности минимальных температур между станциями Тахлы и № 9 при такой погоде гораздо больше, чем разности соответствующих температур двух степных станций № 6 и Тахлы. Это означает, что более интенсивное понижение ночной температуры на полянной станции (по сравнению с температурой в степи) обусловлено в основном ее полянным положением, а не рельефом местности.

На основании этого заключения мы вправе считать, что особенности режима ночной температуры на станции № 5 также обусловлены в основном ее полянным положением. Это заключение является важным, так как материал станции № 5 взят нами в работе в основу для выяснения особенностей режима температуры полянной станции.

Менее определенно можно сказать о том, в какой степени сказывается на температуре степных и полянных станций лесничества влияние их абсолютной высоты над уровнем моря. Из всех четырех рассмотренных нами станций Мариупольского лесничества самая высокая степная станция № 6. Она расположена на 33 м выше, чем полянная станция № 5 и на 36 м выше, чем полянная станция № 9 и степная станция Тахлы.

Сравнение средних месячных температур двух степных станций—№ 6 и Тахлы—с полянной станцией № 9 показало, что в холодную часть года средняя температура на степной станции № 6 немного ниже, чем на степной станции Тахлы. Этот факт можно объяснить различием высот степных станций, если причина его не заключается в том, что средние разности сопоставляются по данным, полученным за различные периоды наблюдений станций. Но и в том случае, если отмеченное различие средних месячных температур станций в холодную часть года объясняется различием высоты местности, следует признать, что влияние этого фактора слабое, и оно не идет в сравнение с влиянием других особенностей местоположения станций (расположение станции на поляне, рельеф местности).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье был рассмотрен материал метеорологических наблюдений, по которому выяснялось различие режима температуры долинной станции и станции, расположенной на поляне, от режима температуры станций, расположенных открыто.

В качестве долинной была взята станция Надеждино в Башкирии. Особенности температурного режима станции Надеждино выяснялась путем сопоставления ее наблюдений с наблюдениями станции Бирск, расположенной на холме. Расстояние между этими станциями около 58 км.

Особенность режима температуры на поляне выяснялась путем сопоставления наблюдений двух полянных и двух степных станций Мариупольского опытного лесничества, находящегося в Донецкой области Украины, примерно в 80 км к северу от Азовского моря.

Общее между долинными и полянными станциями заключается в том, что и те и другие по местоположению своему защищены; воздухообмен на таких станциях значительно более ослабленный по сравнению со станциями открытыми. Это обстоятельство и определяет особенность режима температуры на поляне и в долине: днем здесь температура обычно выше, а ночью ниже, чем на открытом месте. Наиболее сильное различие температуры на поляне и в долине от температуры на открытом месте может быть ночью при ясной и тахой погоде.

Долина отличается от поляны тем, что ночью здесь может иметь место сток в низину охлаждающегося по склонам воздуха. Этот фактор способствует образованию в долине более мощной по высоте ночной инверсии температуры. На поляне ночная инверсия не распространяется на большую высоту, однако в самом нижнем

слое воздуха она может быть выражена резче, чем в долине, в особенности если поляна небольшая, а лес, окружающий ее, имеет густой подлесок.

В дневной срок наблюдений в долине и на поляне температура лишь немного (обычно менее 2°) выше, чем на открытом месте. Соотношение температуры открытого места и долины (поляны) в это время суток мало зависит от условий погоды, т. е. обладает довольно большой устойчивостью и в знаке и в величине разности температур пары станций. Эта устойчивость, естественно, уменьшается с увеличением расстояния между станциями данной пары, но и при расстоянии между станциями 50—60 км для пары холм и долина она еще в основном сохраняется. Для пары станций — открытое место и поляна устойчивость разностей температур в дневной срок наблюдений гораздо больше для случая маленькой поляны, чем для большой.

Наибольшую важность и наибольший интерес представляет особенность режима температуры в долине и на поляне в течение ночи, так как минимальная температура здесь часто опускается гораздо ниже (иногда даже на 10 — 13°), чем на открытом месте.

Разности средних месячных минимальных температур холм — долина и степь — поляна имеют достаточно четко выраженный годовой ход, который находится в хорошем соответствии с годовым ходом количества облачности и скорости ветра. В ту часть года, когда циркуляция атмосферы в данном районе более активна, а облачность и скорость ветра имеют большие величины, разности средних месячных минимальных температур значительно меньше, чем во время года, характерное малой облачностью и небольшой скоростью ветра. Так, в Башкирии наименьшие величины разностей средних месячных минимальных температур холма и долины наблюдаются в октябре и ноябре, а наибольшие в январе, феврале, марте, мае, августе.

Соответственно в районе Мариупольского лесничества разности минимальных температур степь — поляна имеют наименьшие величины в декабре, январе, феврале, марте и наибольшие — в июле, августе и сентябре.

Для пары станций холм и долина в Башкирии по данным за май, июнь и менее четко за февраль, выявилась зависимость величины разностей минимальных температур от воздушных масс. Наиболее сильно понижается температура ночью в долине (по сравнению с холмом) в массах, имеющих более высокую температуру. Так, по величине разностей минимальных температур холм — долина на первом месте стоит масса ксубТВ, а затем последовательно массы кПВ, пр. АВ, АВ. По условиям облачности и ветра первые три из перечисленных масс различаются между собой незначительно. Это дает основание считать, что интенсивность ночного понижения температуры зависит не только от условий облачности, ветра, влажности воздуха, но и от температуры воздушной массы или, правильнее, от температуры подстилающей поверхности: чем выше температура подстилающей поверхности, тем, при прочих равных условиях, на большую величину снизится температура в течение ночи.

Аналогичной четкой связи между величинами разностей минимальных температур степной и полевой станций Мариупольского лесничества и температурой подстилающей поверхности не обнаружено. Причины этого заключаются, вероятно, во-первых, в том, что в районе лесничества мы имеем дело с иным объектом (степь и поляна, а не холм и долина) и, во-вторых, в том, что мы перешли к другому климатическому району. В Башкирии воздушные массы пр. АВ, кПВ, ксубТВ в мае — июне в большинстве случаев одного происхождения и по своим свойствам, исключая температуру, весьма сходны между собой. Поэтому влияние температуры подстилающей поверхности и может проявиться здесь более четко. В районе же Мариупольского лесничества массы пр. АВ, кПВ, ксубТВ разнятся по своим свойствам гораздо более значительно, и влияние других факторов — облачности, ветра, влажности воздуха, запыленности, — вероятно, затушевывает влияние температуры подстилающей поверхности.

Как для пары станций холм и долина, так и для другой пары станций — степь и поляна в работе приводятся данные о повторяемости величин разностей мини-

мальных температур, а также температур в 13 час. в различных пределах. Эти материалы даются по воздушным массам. В дополнение к ним приводятся данные, показывающие влияние облачности и ветра на соотношение минимальных температур холма и долины, степи и поляны.

На материале станций Бирск и Надеждино показано, что при резких изменениях температуры от одного дня к другому похолодания и потепления бывают более значительны на холме, чем в долине, однако на небольшую величину (обычно не более 1°).

На долинной и полевой станциях заморозки наблюдаются гораздо чаще, чем соответственно на холме и в степи. В мае — июне заморозки в Башкирии и в районе Мариупольского лесничества связаны с поступлением и трансформацией воздушных масс арктического происхождения. На холме, в степи чаще наблюдаются адвективные и адвективно-радиационные заморозки, в долине, на поляне — чаще радиационные.

Для станций Бирск и № 6 за май и июнь были отобраны случаи суховея. Отбор производился по критерию А. А. Каминского (относительная влажность в сроки наблюдений 7, 13, 21 час не должна быть более 50%). Отобранные суховеи приходятся для Башкирии в подавляющем большинстве, а для района Мариупольского лесничества, в большинстве случаев, на дни, когда в данном районе была трансформирующаяся масса арктического происхождения.

Из рассмотренного за май и июнь материала станций Бирск и № 6 видно, что при интенсивной и длительной трансформации внутри континента массы арктического воздуха, во всех без исключения случаях, относительная влажность уменьшается до величин, удовлетворяющих критерию А. А. Каминского для суховея. Отсюда можно сделать вывод о возможности прогноза таких случаев суховея.

В долине и на поляне, вследствие более сильного понижения температуры за время суток — от вечера до утра, суховеи наблюдаются гораздо реже, чем на холме и в степи.

Однако, если при суховее ветер значительной скорости не затихает и ночью, то и в долине (на поляне) сухой имеет примерно такую же интенсивность как и на холме (в степи).

Случаи, отобранные по критерию А. А. Каминского, можно считать суховеями лишь условно, так как не все они являются суховеями с сельскохозяйственной точки зрения.

На основании приведенных материалов можно сделать еще несколько дополнительных выводов.

Расстояние в 50—60 км между станциями холм и долина не является препятствием для выяснения особенностей режима температуры воздуха в долине. Однако, для того, чтобы выводы получились более четкими и точными, желательно, чтобы расстояние между станциями было возможно меньше.

Синоптические карты, вычерченные без фронтологического анализа (за старые годы), так же как и карты с 1931 г., можно использовать для составления календаря воздушных масс и для других целей, связанных с определением по карте повторяемости и последовательности поступления воздушных масс. Но результаты анализа карт за старые годы следует корректировать постоянными наблюдениями одной или нескольких метеорологических станций (по материалу месячных таблиц станций II разряда).

Для выяснения особенностей метеорологического режима долины, поляны, прибрежной станции, города и проч. необходимо организовать в нескольких климатических районах СССР специальные станции со специальной программой наблюдений.

Практическая важность этого вопроса требует плановой организации такой немногочисленной по количеству станций, но рационально построенной и хорошо работающей специальной сети.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воейков А. И. Климаты земного шара, в особенности России. СПб 1884.
2. Каминский А. А. Типы засух и равнинных суховеев в СССР. Труды ГГО, т. I. в. I. 1934.
3. Каминский А. А. Климат и погода в равнинной местности. Климат Воронежской губернии, ч. I. Л. „Новая деревня“. 1925.
4. Молчанов П. А. Строение атмосферы при вторжении теплых и холодных воздушных масс по данным радиозондовых подъемов. „Природа“ № 2. 1938, стр. 16—36.
5. Калитин Н. Н. Актинометрия. Гидрометеиздат. Л.—М. 1938.
6. Леонтьева Е. А. Суховеи восточной части СССР. Журн. Геоф. и Метеор., т. IV № 3—4. 1927, стр. 299—311.
7. Земятчинский П. Великоанадольский участок. Тр. эксп., снаряж. Лесным Департ. под руков. проф. Докучаева. Научный отдел I, оро-гидрогр. почвы и грунт. воды, вып. 3. СПб 1894.
8. Адамов Н. П. Метеорологические наблюдения 1892—1894 г. Тр. эксп., снаряж. Лесным Департ. под руков. проф. Докучаева. Научный отдел I, III. Метеорол. наблюд., вып. I. СПб 1894.
9. Высоцкий Г. Н. Суточные минимумы температуры. Тр. эксп., снаряж. Лесным Департ. под руков. проф. Докучаева. Научный отдел I—III. Метеорол. наблюд., вып. I. СПб 1894.
10. Каминский А. А. Метеорологические наблюдения в опытных лесничествах. Отчет по Лесному Опытному делу за 1910 г. Тр. по лесному опытн. делу. СПб 1911, стр. 72—82.

О НОРМАТИВНЫХ УРАВНЕНИЯХ РЕГРЕССИЙ И ПРИВЕДЕНИИ ЗНАЧЕНИЯ КОЭФИЦИЕНТА КОРРЕЛЯЦИИ К ДЛИТЕЛЬНОМУ ПЕРИОДУ

Состояние вопроса

Ряд метеорологических и гидрологических задач решается обычно интерполяцией по уравнениям регрессий средних значений переменных для определения по данным короткого ряда параллельных наблюдений на близлежащих станциях и значений искоемых параметров за длительный период по одной из станций. При этом уравнения регрессии используются для целей, обратных обычному их употреблению в статистике.

Так, зная математические ожидания переменных, по конкретному значению аргумента в какой-то момент времени определяют математическое ожидание функции, наблюдаемой одновременно с ним. Здесь по математическому ожиданию аргумента и случайным значениям аргумента и функции для короткого периода определяется математическое ожидание функции. Таким образом, для математических ожиданий средней и дисперсии получаются уравнения

$$\bar{y}^{(N)} - \bar{y}^{(n)} = r \frac{\sigma_y}{\sigma_x} (\bar{x}^{(N)} - \bar{x}^{(n)}) - \varepsilon_y, \quad (1)$$

где r , σ_y и σ_x имеют общепринятые значения $\bar{x}^{(n)}$, $\bar{x}^{(N)}$, $\bar{y}^{(n)}$ и $\bar{y}^{(N)}$ обозначают средние ряда x и ряда y соответственно за короткое n и длинное N число лет наблюдений, а ε_y ошибки уравнения регрессии y на x .

Реже употребляется уравнение, связывающее дисперсии рядов x и y , чаще употребляемое в неточном виде

$$\sigma_y^{(N)} - \sigma_y^{(n)} = r^2 \frac{\sigma_y}{\sigma_x} (\sigma_x^{(N)} - \sigma_x^{(n)}) - \varepsilon_{\sigma_y}. \quad (2)$$

Более точно приведенное соотношение должно писаться

$$\delta_y^{(N)} - \delta_y^{(n)} = r^2 \frac{\delta_y \sqrt{\beta_y - 1}}{\delta_x \sqrt{\beta_x - 1}} (\delta_x^{(N)} - \delta_x^{(n)}) - \varepsilon_{\delta_y}, \quad (3)$$

где символом δ обозначена дисперсия $\delta = \sigma^2$, а β является одним из параметров крутости распределения

$$\beta_x = \frac{\Sigma(x - \bar{x})^4}{n \sigma_x^4}.$$

Крутость распределения из короткого ряда непосредственно определяется весьма неточно. В метеорологии же в подавляющем числе случаев крутости распределений x и y можно принять одинаковыми и вместо (3) писать просто

$$\delta_y^{(N)} - \delta_y^{(n)} = r^2 \frac{\delta_y}{\delta_x} (\delta_x^{(N)} - \delta_x^{(n)}) - \varepsilon_{\delta_y}, \quad (4)$$

что дает значение дисперсий y , в общем мало отличное от (2), хотя в принципе более точное.

В случаях, встречающихся в гидрологии, когда неравенством эксцессов нельзя пренебрегать, значение углового коэффициента может быть уточнено, если тип кривой распределения известен.

Для распределения расходов принимается справедливость кривой Пирсона III типа, для которой [1]

$$\beta - 3 = \frac{3}{2} C_s^2, \quad (5)$$

где C_s мера асимметрии, после чего (3) может быть для рассматриваемого случая представлено в виде

$$\delta_y^{(N)} - \delta_y^{(n)} = r^2 \frac{\delta_y}{\delta_x} \sqrt{\frac{1 + \frac{3}{4} C_{sy}^2}{1 + \frac{3}{4} C_{sx}^2}} (\delta_x^{(N)} - \delta_x^{(n)}), \quad (6)$$

причем C_{sy} и C_{sx} могут различаться на практике довольно значительно.

В дальнейшем исследовании следует учесть, что обычно средние и дисперсии за короткий и длительный период не вполне независимы, так как годы короткого периода входят, как правило, в состав длинного. При этом естественно возникают связи, причем

$$\left. \begin{aligned} r_{\bar{x}^{(n)} \bar{x}^{(N)}} &= \sqrt{\frac{n}{N}}, \\ r_{\bar{y}^{(n)} \bar{y}^{(N)}} &= \sqrt{\frac{n}{N}}, \\ r_{\delta^{(n)} \delta^{(N)}} &= \sqrt{\frac{n}{N}}, \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

вследствие чего уменьшается несколько дисперсия разностей δ , а именно

$$\left. \begin{aligned} \delta_{(x^{(N)} - x^{(n)})} &= \delta_x \left(\frac{1}{n} - \frac{1}{N} \right), \\ \delta_{(y^{(N)} - y^{(n)})} &= \delta_y \left(\frac{1}{n} - \frac{1}{N} \right), \\ \delta_{\delta} &= 2\delta \sqrt{\beta - 1} \left(\frac{1}{n} - \frac{1}{N} \right). \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

Форма уравнений (8) показывает, что на угловые коэффициенты регрессий упомянутые нами связи для случайной выборки из ряда независимых членов влиять не могут.

Постановка задачи

Обычно [2] задачи по теории приведения рядов наблюдений к одному периоду решаются в предположении стационарности и независимости неолновременных членов рядов x и y . Нами [3] показано, что эти условия можно несколько смягчить, требуя только трех условий:

1) коэффициенты дисперсий рядов x и y равны 1, $\delta_x = 1$ и $\delta_y = 1$, что обеспечивает независимость значения r_{xy} от N даже в случае наличия связей или векового хода величин x и y ;

2) аналогичное условие для дисперсий $D_{\delta} = 1$, обеспечивающее справедливость уравнений (1) и (3) и

3) независимость в явной форме r_{xy} от времени.

Качественно многие результаты нашей работы останутся справедливыми и для рядов, не удовлетворяющих поставленным условиям, но ошибки формул или значения r_{xy} потребовалось бы менять в зависимости от значения n_1 и времени.

При поставленных выше условиях и достаточно большом N можно значения в формулах (1) и (3) считать

$$\sigma = \sigma^{(N)}, \quad D = D^{(N)},$$

что будет означать отказ (с нашей стороны) от получения нормативных уравнений для периодов, больших N . Но в указанных уравнениях остаются неизвестными значения $\sigma_y^{(N)}$ и $r_{xy}^{(N)}$. Поэтому обычно вместо неизвестных коэффициентов регрес-

сий вида $r^{(N)} \frac{\sigma_y^{(N)}}{\sigma_x^{(N)}}$ берут величину $r^{(n)} \frac{\sigma_y^{(n)}}{\sigma_x^{(n)}}$, которая из коротких рядов определяется с большой ошибкой.

Возможность уточнений коэффициентов регрессий сводится к нахождению регрессии самой величины углового коэффициента на какие-либо из известных величин, либо к раздельному определению $\sigma_y^{(N)}$ и $r^{(N)}$.

Оба эти пути нами были испытаны.

Непосредственное приведение к длительному периоду коэффициента регрессии

Рассмотрим величину

$$R = E(x - \bar{x})(y - \bar{y}),$$

где E — символ математического ожидания. Структура ее проще, чем для коэффициента корреляции, причем коэффициент регрессии легко выражается через R и известные величины, а именно

$$\bar{y}^{(N)} - \bar{y}^{(n)} = \frac{R}{\delta_x} (x^{(N)} - x^{(n)}), \quad (9)$$

после чего задачи сводятся к нахождению нормативного значения R .

Естественно ожидать, что R связано линейной корреляционной связью с δ_x , но

$$r_{R\delta_x} = \frac{E(x - \bar{x})^3 (y - \bar{y}) - r_{xy} \sigma_x^3 \sigma_y}{\sigma_R \sigma_x^2 \sqrt{\beta - 1}}, \quad (10)$$

а

$$E(x - \bar{x})^3 (y - \bar{y}) = E r \frac{\sigma_y}{\sigma_x} (x - \bar{x})^4 = r \frac{\sigma_y}{\sigma_x} \sigma_x^4 (\beta - 1). \quad (11)$$

После чего уравнение регрессии R на σ_x^2 пишется по типу (9) в виде

$$R^{(N)} - R^{(n)} = r \frac{\sigma_y}{\sigma_x} (\delta_x^{(N)} - \delta_x^{(n)}) - \varepsilon_R = \frac{R}{\sigma_x^2} (\delta_x^{(N)} - \delta_x^{(n)}) - \varepsilon_R. \quad (12)$$

Отождествляя R и $R^{(N)}$, можно писать

$$R^{(N)} = \frac{R^{(n)} - \varepsilon_R}{1 - \frac{\delta_x^{(N)} - \delta_x^{(n)}}{\delta_x^{(N)}}} = \frac{R^{(n)} - \varepsilon_R}{1 - \mu_x} = \frac{R^{(n)} - \varepsilon_R \delta_x^{(N)}}{\delta_x^{(n)}}, \quad (13)$$

где

$$\mu_x = \frac{\delta_x^{(N)} - \delta_x^{(n)}}{\delta_x^{(N)}}.$$

Уравнение (13) является нормативной регрессией R на δ_x . Интересно, что результат не зависит от β_x . Интересно также, что при уменьшении $\delta_x^{(n)}$ по сравнению с $\delta_x^{(N)}$ ошибка определения $R^{(N)}$ чрезвычайно быстро возрастает и пользование регрессией, как методом приведения, обесценивается.

На основании (13) вместо (9) можно писать

$$\bar{y}^{(N)} - \bar{y}^{(n)} = \frac{R^{(n)} - \varepsilon_R}{\sigma_x^{(n)2}} (x^{(N)} - x^{(n)}),$$

т. е. обычное выражение для уравнения регрессии является одновременно нормативным уравнением регрессии (хотя при малом σ_x^2 оно очень неточно). Однако сами по себе ни r_{xy} , ни $\frac{\sigma_y}{\sigma_x}$ не будут нормативными характеристиками, а именно: если $\sigma_x^{(n)} < \sigma_x^{(N)}$, то отношение средних квадратических x и y будет в среднем преувеличено, а r_{xy} преуменьшено, при $\sigma_x^{(n)} > \sigma_x^{(N)}$ наоборот.

Казалось, можно было бы приспособить формулу (13) для вычисления с ее помощью нормативного значения r_{xy} . Однако, хотя в отдельных случаях такая формула и была бы полезна, подсчет ошибок убеждает нас, что в среднем эта формула была бы даже менее точной, чем обычные формулы теории корреляций. Формула (13) имеет, однако, и другое неудобство: при $R^{(n)}$, близких к 0 или меняющих свой знак под влиянием случайных ошибок, мы не могли бы исправлять коэффициенты регрессии; более того, в этом случае наши формулы приносили бы явный вред. Следовательно, для получения нормативных значений коэффициента корреляции необходимо избрать другой путь.

Приведение коэффициента корреляции к длительному периоду

Как известно

$$1 - r^2 = \frac{E \left(x - r \frac{\sigma_x}{\sigma_y} y - \bar{x} + r \frac{\sigma_x}{\sigma_y} \bar{y} \right)^2}{\sigma_x^2}.$$

Числитель правой части не зависит от y . Зависимость от y выражается коэффициентом корреляции $r_1 = 1 - r^2$.

Следовательно, учитывая, что R не имеет систематической погрешности, можно приближенно писать

$$r^{(N)2} \simeq 1 - \frac{\frac{1}{n} \sum \left(x - r^{(n)} \frac{\sigma_y^{(n)}}{\sigma_x^{(n)}} y_i \right)^2 + (1 - r^2)^2 (\sigma_x^{(N)2} - \sigma_x^{(N)2})}{\sigma_x^{(N)2}},$$

если возможным неравенством эксцессов пренебречь.

Отождествляя r^2 и $r^{(N)2}$, находим для $1 - r^2$ квадратное уравнение

$$(1 - r^2)^2 (\delta_x^{(N)} - \delta_x^{(n)}) - (1 - r^2) \delta_x^{(N)} + z \delta_z,$$

где через z обозначена невязка уравнения регрессии $\delta_z = (1 - r^{(n)2}) \sigma_x^{(n)2}$. Решая уравнение, получим

$$1 - r^{(N)2} = \frac{\delta_x^{(N)} \pm \sqrt{\delta_x^{(N)2} + 4 (\delta_x^{(N)} - \delta_x^{(n)}) \delta_z}}{2 (\delta_x^{(N)} - \delta_x^{(n)})}, \quad (14)$$

$$r^{(N)2} = 1 \pm \frac{\delta_x^{(N)} \pm \sqrt{\delta_x^{(N)2} - 4 (\delta_x^{(N)} - \delta_x^{(n)}) \delta_z}}{2 (\delta_x^{(N)} - \delta_x^{(n)})}$$

или

$$r = \sqrt{1 + \frac{\delta_x^{(N)} \pm \sqrt{\delta_x^{(N)2} + 4(\delta_x^{(n)} - \delta_x^{(N)})\delta_z}}{2(\delta_x^{(n)} - \delta_x^{(N)})}}. \quad (15)$$

Если учесть, что $\delta_z = \delta_x(1 - r^{(n)2})$, то (15) может быть переписано в виде

$$r = \sqrt{1 + \frac{\delta_x^{(N)} \pm \sqrt{\delta_x^{(N)2} + 4\delta_x^{(n)2}(1 - r^{(n)2}) - 4\delta_x^{(n)}\delta_x^{(N)}(1 - r^{(n)2})}}{2(\delta_x^{(n)} - \delta_x^{(N)})}}. \quad (16)$$

Рассчитаем ошибку определения коэффициента корреляции по новым формулам. В первом приближении

$$\sigma^2(r_R) \simeq \frac{2}{n} [1 - (1 - r^2)^2] (1 - r^2) \frac{\sigma_x^2}{\sigma_x^2} = \frac{2}{n} (2 - r^2) r^2 (1 - r^2),$$

откуда

$$\sigma^2_{r_R} = \frac{1}{2n} (2 - r^2) (1 - r^2).$$

Сравнивая с обычной формулой σ_r^2 , мы находим

$$\frac{\sigma_{r_R}^2}{\sigma_r^2} = \frac{\frac{1}{2} (2 - r^2) (1 - r^2)}{(1 - r^2)} = \frac{2 - r^2}{2}.$$

Таким образом редукция коэффициента корреляции выгодна при любом значении r , хотя выигрыш в ошибке, в среднем, выражается лишь десятками процентов, а именно:

r	± 1	$\pm 0,8$	$\pm 0,6$	$\pm 0,4$	$\pm 0,2$	0
$\frac{\sigma_{r_R}^2}{\sigma_r^2}$	0,707	0,825	0,906	0,954	0,990	1,00

Это не мешает тому, что поправки к значению r для очень малых или очень больших значений $\delta_x^{(n)}$ могут быть очень велики.

Пусть, например, $r^{(n)} = 0,80$.

Если за длинный период σ_x вдвое больше $\sigma_x^{(n)}$, то

$$\begin{aligned} r &= \pm \sqrt{1 - \frac{1 \pm \sqrt{1 - 3 \frac{1}{4} \cdot 0,36}}{\frac{3}{4} \cdot 2}} = \sqrt{\frac{3 - 2 \pm 2\sqrt{1 - 0,27}}{3}} = \\ &= \sqrt{\frac{3 - 0,28}{3}} = 0,955. \end{aligned}$$

Разница довольно ощутительна.

Если за тот же период σ_x вдвое меньше $\sigma_x^{(n)}$, то $r = 0,35$.

Знак перед корнем выбирается отрицательным при $\sigma^{(n)} < \sigma^{(N)}$ и положительным в противоположном случае.

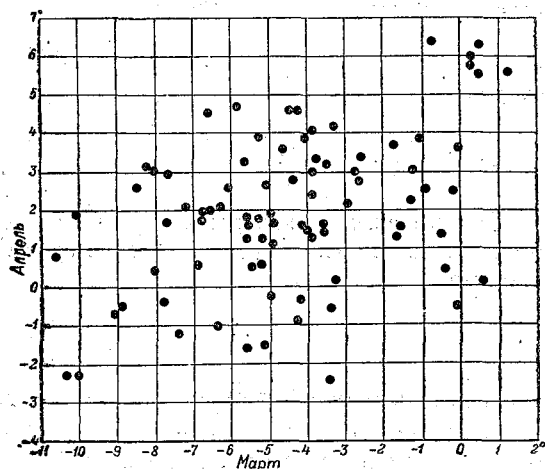


Рис. 1. Корреляция между месячными температурами марта и апреля в Ленинграде.

Из формулы (16) получаются два чрезвычайно важных правила для исследования.

1) Если при изучении связей откинуть значения аргумента, близкие к среднему, то характер связи между рядами, если она имеется, выявится значительно резче, чем при рассмотрении всего ряда. При этом экономится время исследователя.

2) Если в коротком ряду значения аргумента случайно сгруппировались вблизи среднего его значения, коэффициент корреляции будет сильно занижен, если же случайно попали лишь крайние его значения, связь будет казаться значительно более тесной, чем это в действительности имеет место за длинный период.

На рис. 1 представлена корреляция между месячными температурами марта и апреля в Ленинграде за период 1826—1915 гг. Если рассматривать только среднюю часть графика для температур от -8° до -2° , то найти связь между температурами почти невозможно. Однако если выкинуть из рассмотрения указанный интервал и обратиться лишь к краям распределения, то связь может быть обнаружена весьма четко. Это лучше можно видеть, если средину графика изъять, и края, ограниченные -8° и -2° , соединить.

Выведенные нами формулы требуют уточнения формул, относящихся к ошибкам регрессий. Легко рассчитать, что

$$\sigma_R = \sigma_x \sqrt{(\beta_x - 1)r^2 + (1 + r^2)}, \quad (17)$$

откуда

$$\delta_{eR} = \sigma_x^2 [(\beta_x - 1)r^2 + (1 - r^2)] \left[1 - r^2 \frac{\beta - 1}{(\beta_x - 2)r^2 + 1} \right] = (1 - r^2) \sigma_x^2 \sigma_y^2. \quad (18)$$

Это выражение, как мы видим, не зависит от крутости распределения переменных. Следовательно, средняя квадратическая ошибка углового коэффициента регрессии равна

$$\sigma_p = \frac{\sqrt{1 - r^2} \sigma_y}{\sqrt{n - 1} \sigma_x}.$$

Очевидно, что ошибку определения углового коэффициента, характерную для режима короткого ряда, надо определять именно по данным короткого ряда, но тогда ошибки, определенные из регрессий величин $\bar{y}^{(N)}$ и $\delta_y^{(N)}$, будут равны

$$\begin{aligned} \sigma_{\bar{y}^{(N)}} &\approx \frac{\sigma_y^{(N)} \sigma_x^{(N)} \sqrt{1 - r^{(n)2}}}{\sigma_x^{(n)} \sqrt{n - 1}}, \\ \sigma_{\delta_y^{(N)}} &\approx \frac{\sigma_y^{(n)2} \sigma_x^{(n)2} \sqrt{1 - r^{(n)2}}}{\sigma_x^{(n)2} \sqrt{n - 1}} \frac{\sqrt{\beta_x^{(N)} - 1} \sqrt{\beta_x^{(n)} - 1}}{\sqrt{\beta_x^{(n)} - 1}}, \end{aligned} \quad (19)$$

т. е. значения параметров, определяющих значение углового коэффициента регрессии, следует брать из короткого ряда, а дисперсию аргумента из длинного.

Таким образом, действительная точность регрессии определяется не только полной дисперсией аргумента, но и параметрами, характерными для короткого периода.

В качестве второго примера рассмотрим применение полученных нами формул к определению расходов воды в реках. Обычно расчетные величины получаются путем приведения $\bar{y}^{(N)}$ к $\sigma^{(N)}$ по формулам (1) и (2), а далее, допуская, что имеет место закон распределения расходов по кривой Пирсона типа III, производится расчет ее параметров с той или иной гарантийной поправкой. В одном примере, любезно предоставленном мне Бюро водного хозяйства Промстроя МВД, приводятся данные 13-летнего ряда расходов р. Миасс у Ракаева по 29-летнему ряду р. Уфа Шафеева. Исходные данные и результаты приведения даны в табл. 1.

Асимметрия вычислялась по формулам $C_s = \frac{2C_v}{1 - K_{\min}}$, где $K_{\min} = \frac{Q_{\min}}{Q_{\text{средн.}}}$.

Впрочем, C_{sy} вычислено, видимо, из каких-то других соображений.

Следует заметить, что C_v было бы правильнее вычислять из специально рассчитанной регрессии, а не путем отношения приведенных значений σ и Q . Однако это не должно иметь особенно существенного значения на практике. Существеннее

Таблица 1

Створ	За 13 лет		За 29 лет		C_s
	Средний максималь- ный расход, в м³	Вариацион- ный коэффи- циент	Средний максималь- ный расход, в м³	Вариацион- ный коэффи- циент	
р. Уфа у Шафеева	1727	0,41	2160	0,46	1,25
р. Миасс у Ракаева $r_{xy} = 0,86$	86,2	0,76	121	0,71	2,1

тот факт, что не был учтен эксцесс. Мы опять-таки ограничиваемся учетом его косвенно через C_s . При этом значение $Q_y = 129$ можно оставить без изменения, а уточнить лишь значение дисперсии, тогда

$$C_{sx}^{(N)} = \frac{2 \cdot 0,41}{1 - \frac{575}{1727}} = 1,23, \quad C_{sy}^{(n)} = \frac{2 \cdot 0,76}{1 - \frac{29,6}{86,2}} = 2,29$$

(точнее было бы рассчитывать формулу (3) через эксцесс),

$$\delta_y^{(N)} - (65,4)^2 = 0,86^2 \frac{(65,4)^2 \sqrt{1 + \frac{3}{4} 2,29^2}}{708^2 \sqrt{1 + \frac{3}{4} 1,23^2}} (994^2 - 708^2) = 8897,$$

$$\sigma_y^{(N)} = 94,$$

$$C_{vy} = \frac{\sigma_y}{y} = \frac{94}{121} = 0,775,$$

$$C_{sx} = \frac{1,55}{1 - \frac{29,6}{121}} = \frac{1,55}{0,756} = 2,0.$$

Рассчитаем теперь $r_{xy}^{(N)}$. Нормативное уравнение для $r^{(N)}$ будет

$$(1 - r^2)^2 (988\,036 - 501\,264) - (1 - r^2) 988\,036 + (1 - 0,86^2) 501\,264 = 0,$$

обозначая $(1 - r^2) = k$, находим

$$406\,772k^2 - 988\,036k + 501\,264 \cdot 0,26.$$

Упрощая уравнение, найдем

$$k^2 - 2,43k + 0,327 = 0,$$

$$k = 1,215 - \sqrt{1,47 - 0,327} = 0,143, \quad r = 0,93.$$

Таким образом, корреляция между расходами рассматриваемых рек очень велика. Тем не менее, на основании известного периода, значения $\bar{y}^{(N)}$ и $\delta_x^{(N)}$ могут быть найдены лишь с довольно большой ошибкой, хотя и меньшей, чем для неприведенных величин, а именно:

$$\sigma_{\bar{y}} = \sqrt{(1 - r^{(n)2})} \frac{\sigma_x^{(n)}}{\sigma_x^{(N)}} \frac{\sigma_x^{(N)}}{\sqrt{n-1}} = \frac{\sqrt{1 - 0,74 \cdot 65,4 \cdot 994}}{\sqrt{12 \cdot 708}} = \frac{47,0}{\sqrt{12}} = 13,6,$$

$$\begin{aligned} \sigma_{\sigma_y} &= \sqrt{1 - r^{(n)4}} \frac{\sigma_y^{(n)} \sqrt{\beta_y^{(n)} - 1} \sqrt{\beta_x^{(N)} - 1}}{2\sigma_y^{(n)} \sqrt{\beta_y^{(n)} - 1}} \sigma_x^{(N)} = \\ &= \frac{\sqrt{1 - 0,54 \cdot 65,4 \cdot 994} \sqrt{1 + \frac{3}{4} \cdot 22,9^2}}{2\sqrt{12 \cdot 708} \sqrt{1 + \frac{3}{4} \cdot 1,25^2}}, \end{aligned}$$

$$\sqrt{1 + \frac{3}{4} \cdot 1,25^2} = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{0,46}{12} \cdot 65,4 \cdot 994 \cdot 1,526 \sqrt{2,17}} = 22,4.$$

Отсюда ошибка вариационного коэффициента, как отношение практически независимых величин $\sigma_v = 0,19$. Следует заметить, что в соответствии с нашими формулами, ошибки неприведенных значений σ и v в данном случае также значительно больше обычно принимаемых, в связи с тем, что неточное значение дисперсии значительно больше их значений за короткий период.

Пределы возможностей исправления значения r в общем случае

Формула (16) в большинстве случаев решает вопрос о приведении коэффициента корреляции к длительному периоду. Однако при очень коротких рядах случайные ошибки определения $R^{(n)}$ могут сделать формулу (16) бесполезной или даже вредной. Это будет в случаях, когда $r^{(n)} = 0$ или, когда $r^{(n)}$ противоположно по знаку с $r^{(N)}$, что легко возникает при относительно малых $\sigma_x^{(n)}$ и $\sigma_y^{(n)}$.

Покажем, что в этом случае дальнейшее уточнение может быть проведено лишь при знании каких-либо дополнительных параметров за длинный период. В ряде случаев, например, значительное преуменьшение $\sigma^{(n)}$ связано с существенным различием $\bar{x}^{(n)}$ и $\bar{x}^{(N)}$. На основании уравнений регрессий можно рассчитать приближенное значение $\bar{y}^{(n)}$ и $\sigma_y^{(N)}$.

Тогда

$$\left. \begin{aligned} \delta_x^{(n)} &= \delta_x^{(N)} + (\bar{x}^{(n)} - \bar{x}^{(N)})^2, \\ R^{(n)} &= R^{(N)} + (\bar{x}^{(n)} - \bar{x}^{(N)}) (\bar{y}^{(n)} - \bar{y}^{(N)}), \\ ER^{(n)} &= R^{(N)} + r \frac{\sigma_y}{\sigma_x} (\bar{x}^{(n)} - \bar{x}^{(N)})^2 = R^{(N)} + \frac{R^{(N)}}{\delta_x^{(N)}} (\bar{x}^{(n)} - \bar{x}^{(N)})^2. \end{aligned} \right\} \quad (20)$$

Вместо (12) можно писать в первом приближении

$$\begin{aligned} R^{(N)} - R^{(n)} &= R^{(N)} - R^{(n)} - \frac{R^{(N)}}{\delta_x^{(N)}} (\bar{x}^{(n)} - \bar{x}^{(N)})^2 = \\ &= \frac{R^{(N)}}{\delta_x^{(N)}} [\delta_x^{(N)} - \delta_x^{(n)} - (\bar{x}^{(n)} - \bar{x}^{(N)})^2], \end{aligned}$$

что приводит тождественно к уравнению (12) для $E(R^{(N)} - R^{(n)})$.

Дело, однако, меняется, если известно точное значение $y^{(N)}$. В этом случае

$$R^{(N)} \simeq \frac{[R^{(n)} + (\bar{x}^{(n)} - \bar{x}^{(N)}) (\bar{y}^{(n)} - \bar{y}^{(N)})] \delta_x^{(N)}}{\delta_x^{(n)} + (\bar{x}^{(n)} - \bar{x}^{(N)})^2}. \quad (21)$$

Таким образом, в случаях, когда $\sigma_x^{(n)}$ очень мало, а относительная погрешность определения $R^{(n)}$ очень велика, значение $R^{(N)}$ может быть исправлено, если известно значение $y^{(N)}$. Точно так же значение $R^{(N)}$ может быть уточнено, если известно $\sigma_y^{(N)}$ или известно $r^{(N)}$, а соответственно $r^{(N)}$ может быть уточнено, если известно $\bar{y}^{(N)}$ или $\sigma_y^{(N)}$.

Случай известного уровня проводимого ряда возможен в гидрологических задачах, где среднее половодие может быть установлено, например, путем опроса местных жителей. В этом случае коэффициент регрессии определяется формулой (21), ошибка которой, хотя в среднем и не на много меньше ошибки формулы (12), но для случая ультракоротких рядов может быть весьма ощутительной.

Пусть, например, в предыдущем примере расходы р. Миасс известны лишь за 1930 г. — 30,9 и 1931 г. — 48,6 м³/сек. Соответствующие расходы р. Уфы 1545 и 1120 м³/сек. Формально здесь корреляция даже отрицательна, но если путем опроса удалось грубо установить хотя бы 13-летнюю норму $\bar{y} = 86$, то

$$\frac{R}{\delta_x} \simeq \frac{(-55) \cdot 615 + (-40) (-1040)}{615^2 + 1040^2} \cdot \frac{10^2 (339 + 416)}{10^8 (378 + 1082)} \simeq \frac{755}{14600} = 0,0515,$$

в то время как относительно точное значение коэффициента регрессии из 13 лет составляет 0,0795.

Конечно, подобная реконструкция весьма неточна, но не следует забывать, что этот коэффициент регрессии получен всего из двухлетнего ряда, причем попутно пришлось исправить и знак корреляции.

Случай, когда известно априорное значение $r^{(N)}$ в чистом виде вряд ли может встретиться в практических задачах. Однако в метеорологической практике вполне возможен случай, когда одновременно известны приближенные значения $r^{(N)}$ и $\sigma^{(N)}$, поскольку корреляционные функции для температуры, давления и даже осадков определяются довольно точно в функции расстояний между пунктами наблюдений, а дисперсии для первых двух почти не зависят от координат, для третьего же элемента имеет место приближенная равновариационность. В этих случаях для коротких рядов коэффициенты регрессии следует задавать а priori.

Если все же известно лишь значение $r^{(N)}$ (например для случая приведения к одному периоду данных по ветру в свободной атмосфере), то обычные уравнения регрессий в форме (1) и (3) следует писать

$$\left. \begin{aligned} \bar{y}^{(N)} - \bar{y}^{(n)} &= r^{(N)} \frac{\sigma_y^{(N)}}{\sigma_x^{(N)}} (\bar{x}^{(N)} - \bar{x}^{(n)}) - \varepsilon_y, \\ \sigma_y^{(N)2} - \sigma_y^{(n)2} &= r^{(N)2} \frac{\sigma_y^{(N)2}}{\sigma_x^{(N)2}} (\sigma_x^{(N)2} - \sigma_x^{(n)2}) + \varepsilon_{\delta_y}, \end{aligned} \right\} \quad (22)$$

из каковой системы определяются неизвестные значения $\bar{y}^{(N)}$ и $\sigma_y^{(N)}$.

Случай $\sigma_x = \sigma_y$, как встречающийся на практике весьма часто, подвергнем специальному исследованию.

Случай, когда известна $\sigma_y^{(N)}$

Этот случай часто встречается в климатологии применительно к температурам, давлениям и т. п. величинам, для которых изменчивость более или менее постоянна для района. Более или менее близки условия для количества осадков и дру-

гих метеорологических распределений ограниченных 0° в связи с их приближенной равновариационностью.

В этих случаях значение $R^{(N)}$ определяется из линейной регрессии по $\delta_x^{(N)}$ и $\delta_y^{(N)}$.

$$R^{(N)} - R^{(n)} = \frac{R^{(N)}(1-r^2)}{\delta_x^{(N)}(1-r^4)} (\delta_x^{(N)} - \delta_x^{(n)}) + \frac{R^{(N)}(1-r^2)}{\delta_y^{(N)}(1-r^4)} (\delta_y^{(N)} - \delta_y^{(n)}) - \varepsilon_{R_n},$$

или

$$R^{(N)} - R^{(n)} = \frac{R^{(N)}}{1+r^2} \left(\frac{\delta_x^{(N)} - \delta_x^{(n)}}{\delta_x^{(N)}} + \frac{\delta_y^{(N)} - \delta_y^{(n)}}{\delta_y^{(N)}} \right) - \varepsilon_{R_n},$$

$$R^{(N)} = \frac{R_n - \varepsilon_{R_n}}{1 - \frac{1}{1+r^2} (\mu_x + \mu_y)}. \quad (23)$$

В уравнение (23) входит неизвестное нам $r^{(N)}$, замена которого на $r^{(n)}$ далеко не всегда допустима. Кроме того, результат искажает статистически неопределимое ε_{R_n} , которое становится очень опасным при малых $R^{(n)}$.

Таким образом, целесообразно искать другие пути уточнения $R^{(N)}$, в частности, через нахождение величины $r^{(N)}$. Впрочем, в первом приближении, из (23) можно получить очень изящную формулу для нахождения $r^{(N)}$.

Обозначим

$$\frac{\Delta \delta_x}{\delta_x} = \mu_x,$$

тогда (23) может быть записана

$$\frac{\Delta R}{R} = \frac{1}{1+r^2} \frac{\Delta \delta_x}{\delta_x} + \frac{\Delta \delta_y}{\delta_y}$$

или приближенно

$$\Delta \lg R = \frac{1}{1+r^2} 2 (\Delta \lg \delta_x + \lg \delta_y),$$

$$\Delta \lg r = \frac{2}{1+r^2} (\Delta \lg \sigma_x + \Delta \lg \sigma_y) - \Delta \lg \sigma_x - \Delta \lg \sigma_y,$$

$$\frac{\Delta r}{r} = \frac{2\Delta r}{1-r^2} = \frac{\Delta \sigma_x}{\sigma_x} + \frac{\Delta \sigma_y}{\sigma_y},$$

$$\frac{r^{(N)}}{1-r^{(N)2}} = \frac{r^{(n)}}{1-r^{(n)2}} \frac{\sigma_x^{(N)} \sigma_y^{(N)}}{\sigma_x^{(n)} \sigma_y^{(n)}}, \quad (24)$$

откуда

$$r^{(N)} = \frac{-1 \pm \sqrt{1 + 4 \left(\frac{r^{(n)}}{1-r^{(n)2}} \frac{\sigma_x^{(N)} \sigma_y^{(N)}}{\sigma_x^{(n)} \sigma_y^{(n)}} \right)^2}}{2 \frac{r^{(n)}}{1-r^{(n)2}} \frac{\sigma_x^{(N)} \sigma_y^{(N)}}{\sigma_x^{(n)} \sigma_y^{(n)}}}. \quad (25)$$

Эта формула годится только для малых колебаний дисперсий и будет, вообще говоря, давать преувеличенное значение поправки к $r^{(n)}$.

Для радикального решения вопроса обратимся к методу разностей (для положительных r) и методу сумм (для отрицательных r).

Поскольку σ_x и σ_y нам известны, можно всегда выровнять дисперсии и считать их для x и y одинаковыми.

Введем величины

$$z = y - x, \quad w = y + x.$$

На основании указанных выше условий z будет мало по модулю для больших положительных значений $r^{(N)}$, а w — для таковых же отрицательных. Кроме того, при указанных значениях $r^{(N)}$ корреляция соответствующего z или w с x и y будет очень незначительна. В дальнейшем будем исследовать исключительно z , так как выводы относительно w получатся заменой x на $-x$.

При малом значении σ_z и ошибка определения его будет невелика.

Но используя связь z с величиной x , находим

$$\delta_z^{(N)} \simeq \delta_z^{(n)} + \frac{1-r}{2} \alpha \frac{\delta_z}{\delta_x} (\delta_x^{(N)} - \delta_x^{(n)}) = \delta_z + \alpha (1-r)^2 \delta_x^{(N)} - \delta_x^{(n)} - \varepsilon_{z_1}, \quad (26)$$

где

$$\alpha = \sqrt{\frac{\beta_z - 1}{\beta_x - 1}}.$$

Еще точнее можно интерполировать σ_z^2 , учитывая его связи с x и y (для простоты допустим, что $\alpha_x \cdot \alpha_y = 17$, т. е. корреляция по крутости распределений близка к нормальной).

$$\begin{aligned} \delta_z^{(N)} &\simeq \delta_z^{(n)} + \frac{(1-r^2)(1-r)^2}{1-r^4} (2\delta_x^{(N)} - \delta_x^{(n)} - \delta_y^{(n)}) = \\ &= \frac{(1-r)^2}{1+r^2} (2\delta_x^{(N)} - \delta_x^{(n)} - \delta_y^{(n)}) - \varepsilon_{z_2}. \end{aligned} \quad (27)$$

Учтем далее, что

$$\frac{\delta_z}{\delta_x} = 2(1-r). \quad (28)$$

Заменяя δ_x по формуле (26), получаем для $r^{(N)}$ квадратное уравнение

$$\alpha (1-r)^2 (\delta_x^{(N)} - \delta_x^{(n)}) - 2(1-r) \delta_x^{(N)} + \delta_x^{(n)} = -\varepsilon_{z_1} \delta_x^{(N)}. \quad (29)$$

Откуда, пренебрегая ε_z , находим

$$r = 1 - \frac{\delta_x^{(N)} \pm \sqrt{\delta_x^{(N)2} \alpha \delta_z^{(n)} (\delta_x^{(N)} - \delta_x^{(n)})}}{\alpha (\delta_x^{(N)} - \delta_x^{(n)})}.$$

Для $\alpha = 1$ выражение (29) может быть записано проще

$$r = \frac{\delta_x^{(n)} \pm \sqrt{\delta_x^{(N)2} - \delta_z^{(n)} (\delta_x^{(N)} - \delta_x^{(n)})}}{\delta_x^{(N)} - \delta_x^{(n)}}. \quad (30)$$

При использовании же уравнения (27) получаем для r кубическое уравнение

$$\delta_x^{(N)} r^3 - \left(\delta_x^{(N)} - \frac{\delta_z^{(n)} - \varepsilon_{z_2}}{2} \right) r^2 + \left(\frac{\delta_y^{(N)} + \delta_x^{(n)}}{2} \right) r - \frac{\delta_y^{(n)} + \delta_x^{(n)}}{2} + \frac{\delta_z^{(n)}}{2} = 0. \quad (31)$$

Ошибки определения r при известных дисперсиях

Ввиду неопределимости ε_{z_1} и ε_{z_2} этими величинами при решении уравнений приходится пренебрегать, оценивая в дальнейшем значение ошибки, получаемой вследствие этого пренебрежения.

Рассчитаем ошибку определения r по формуле (30). Можно принять

$$\sigma_{\sigma_r} \approx \frac{1}{2} \frac{\sigma_z}{\sigma_x}.$$

При условии, что значение σ_x задано, вопрос сводится к определению погрешности σ_z по уравнению (26); она очевидно равна

$$\sigma_z^2 = \frac{2\sigma_x^4}{n} \left(1 - \frac{(1-r)^2}{4} \right) = \frac{8\sigma_x^4(1-r)^2}{n} \frac{[4 - (1-r)^2]}{4} = \frac{2\sigma_x^4(1-r)^2(3-r)(1+r)}{n},$$

откуда находим, что ошибка определения r по формуле (30)

$$\sigma_r^2 = \frac{(1-r)^2(1+r)(3-r)}{2n}. \quad (32)$$

Сравним точность определения r по формуле (30) и обычной. Формула (30) выгоднее обычной формулы, когда

$$\frac{(1-r)^2(1+r)(3-r)}{2n} < \frac{(1-r^2)}{n}$$

или

$$\frac{(1-r)(3-r)}{2} < 1.$$

Следовательно, эта формула выгоднее обычной при

$$r > 2 - \sqrt{3} = 2 - 1,73 = 0,27, \quad (33)$$

а соответствующая формула метода сумм при

$$r < -0,27.$$

Для оценки точности формулы (31) находим

$$\sigma_z^2 = \frac{2\sigma_x^4}{n} \left(\frac{1 - 2\left(\frac{1-r}{2}\right)^2 + 2\left(\frac{1-r}{2}\right)^2 r^2 - r^2}{1-r^4} \right) = \frac{4\sigma_x^4(1-r)^3}{(1-r^4)} (1 + 3r + r^2 - r^3),$$

откуда

$$\sigma_r^2 = \frac{\sigma_x^4(1-r)^3}{(1-r^4)} (1 + 3r + r^2 - r^3) = \frac{\sigma^4(1-r)^2(1+3r+r^2-r^3)}{(1+r)(1+r^2)}. \quad (34)$$

Эта формула выгоднее обычной при всех положительных r .

Разница в точности между нашими формулами для вычисления коэффициента корреляции и обычной заключается в том, что у нас при заданном значении знаменателя выражения $(1-r)$ числитель подгоняется к нему по уравнению регрессии, причем основная доля выигрыша приходится на малую абсолютную изменчивость величины σ_z^2 и точное значение знаменателя. При обычном же способе расчета и числитель и знаменатель имеют какую-то погрешность в определении, компенсируемую наличием между ними корреляции, возрастающей по мере уменьшения r .

Вероятно, можно было бы дать формулу, дающую выигрыш в точности для всех значений r по сравнению с обычной, но ввиду того, что пределы пользования формулой (31) почти доходят до 0, большого смысла это даже не имеет. Впрочем, учитывая, что разные способы определения r можно считать независимыми, для малых значений r , величину его можно еще уточнить, комбинируя обычную и нашу формулы.

Для этого необходимо знать ошибки наших формул по сравнению с обычной, которые и даются в табл. 2.

Таблица 2

Отношение средних квадратических погрешностей коэффициента корреляции, вычисленного по нашим формулам, к вычисленному по обычной формуле

Значение	1,00	0,99	0,98	0,95	0,9	0,8	0,6	0,4	0,3	0,2	0,1	0,0
По упрощенной формуле . . .	0,00	0,10	0,14	0,23	0,32	0,47	0,69	0,88	0,97	1,06	1,14	1,22
По точной формуле .	0,00	0,07	0,10	0,16	0,24	0,36	0,58	0,78	0,86	0,93	0,98	1,00

Табл. 2 показывает исключительную эффективность выведенных нами формул при высоких коэффициентах корреляции, уточняющих коэффициент корреляции, даже при вычислении его по упрощенным формулам, в 10 раз [1], а по точной формуле в 700 раз, лишь бы было достаточно близко к действительности допущение о равнодисперсности коррелируемых рядов и известно точное значение этой дисперсии. Следует, конечно, иметь в виду, что для ультракоротких рядов, к которым, в основном, и будут применяться выведенные нами формулы, выигрыш в точности будет несколько меньший как в среднем (влияние высших степеней n , входящих в формулу ошибок), так и в крайнем значении ошибок (неприменимость гауссовского закона распределения ошибок), но качественно метод остается весьма эффективным.

Эффективность различных выведенных нами формул проверим на следующем примере, относящемся к равнодисперсным рядам.

Пример. Найти значение коэффициента корреляции между средними майскими температурами по станциям Казань и Елабуга. Этот пример заимствован нами из нашей прежней работы [3].

Крутость кривых распределения майских температур на Европейской территории СССР близка к нормальной, что позволяет положить $\alpha = 1$ и упростить вычисления.

За 33-летний период (1896—1919 и 1922, 1930) многолетние характеристики по Казани равны

$$\sigma_x^2 = 5,7, \quad \bar{x} = 12,6.$$

Требуется определить на основании 6-летнего ряда параллельных наблюдений коэффициент корреляции между майскими температурами Казани (x) и Елабуги (y).

1899	12,5°	11,8°
1900	12,6	12,7
1901	12,6	12,4
1902	12,6	12,2
1903	12,4	11,3
1904	11,5	11,6
Среднее	12,4	12,0

Из этой таблички легко найти

$$\sigma_x^{(n)2} = 0,16, \quad \sigma_y^{(n)2} = 0,23, \quad \sigma_z^2 = 0,14, \quad r_{(n)} = 0,465, \quad R_{(n)} = 0,0866.$$

Уравнение (14) будет иметь вид

$$(1 - r^2)(5,7 - 0,16) - (1 - r^2) 5,7 + 0,14 = 0,$$

откуда $r = 0,968$.

Уравнение (24) в предположении равнодисперсности x и y имеет вид

$$\frac{r}{1 - r^2} = \frac{0,465}{1 - 0,465^2} \cdot \frac{5,7}{\sqrt{0,16023}},$$

$$17,62r^2 + r - 17,62 = 0, \quad r = 0,976,$$

по формуле (29) находим

$$r(1-r^2)(5,7-0,16)-2(1-r^2)57+0,14=0, \quad r=0,989.$$

И, наконец, по формуле (31)

$$\begin{aligned} 5,7r^3 - (5,7-0,07)r^2 + \frac{0,16+0,23}{2}r - \frac{0,16-0,23}{2} + 0,07 &= 0, \\ r^3 - 0,477r^2 + 0,035r - 0,023 &= 0, \\ r = 0,977 - \frac{0,035}{r} - \frac{0,023}{r^2} &\simeq 0,989. \end{aligned}$$

Действительное значение $r=0,974$.

Наиболее точной (ввиду неполной равнодисперсности) оказалась в данном случае формула (24), но и все другие формулы дали очень близкий результат к истинному значению $r^{(N)}$, столь сильно отличававшемуся от $r^{(n)}$.

Исправление критерия целесообразности приведения рядов к одному периоду

Рассмотрим критерий целесообразности приведения для случая равнодисперсных величин нормальной крутости. В этом случае правильный вид критерия целесообразности будет

$$\delta_z^{(N)} < \delta_y^{(N)}. \quad (35)$$

Точное значение этих величин неизвестно, но в первом приближении

$$\delta_y^{(N)} = \delta_x^{(N)},$$

а значение δ_z можно определить из формулы (26).

Тогда вместо (35) можно написать

$$\delta_z^{(n)} + (1-r)^2(\delta_x^{(N)} - \delta_x^{(n)}) < \delta_x^{(N)}.$$

Учитывая, что на грани возможности приведения $r=\frac{1}{2}$, находим окончательно

$$\delta_z^{(n)} < \frac{3}{4}\delta_x^{(N)} + \frac{1}{4}\delta_x^{(n)}. \quad (36)$$

Для наиболее неприятного случая в теории приведения, когда $\delta_x^{(n)}=0$ формула (36) дает

$$\sigma_z^{(n)} < 0,87\sigma_x^{(N)}.$$

Вообще в пределах

$$1,23\sigma_x^{(N)} > \sigma_x^{(n)} \neq 0$$

с ошибкой не более 13% можно писать, что

$$\sigma_z^{(n)} < \sigma_x^{(N)} \quad (37)$$

соответствует целесообразности приведения станции y к станции x . Для больших значений $\sigma_x^{(n)}$ следует пользоваться формулой (36).

Еще точнее можно определить σ_z , используя связи z с x и y . Тогда из формулы (27) найдем

$$\delta_z^{(n)} + \frac{(1-r)^2}{1+r^2}(2\delta_x^{(N)} - \delta_x^{(n)} - \delta_y^{(n)}) < \delta_x^{(N)}. \quad (38)$$

При $r=\frac{1}{2}$ критерий приводимости окончательно примет вид

$$\delta_r^{(n)} < \frac{3}{5}\delta_x^{(N)} + \frac{1}{5}(\delta_x^{(n)} + \delta_y^{(n)}), \quad (39)$$

что в большинстве случаев может быть тоже практически заменено (37).

Выводы

1. Коэффициент корреляции является функцией рассеяния его аргументов в интервале выборки. При малой изменчивости аргументов в интервале выборки действие случайных факторов затушевывает связь, и корреляция получается низкой; при более резко выраженных обратных случаях, редко встречающихся на практике, корреляция получается преувеличенной.

2. Последнее может иногда встретиться в исследованиях, когда автор сравнивает значения функции для крайних значений аргумента. Например, инерция сохранения многоснежности и малоснежности зимы (Дроздов), связь температуры с солнечной активностью (Гуревич), типы барического поля, предшествующие теплым и холодным маям (Вительс).

3. Этим обстоятельством можно пользоваться при исследовании для доказательства факта наличия или отсутствия связи между исследуемыми величинами. При этом достаточно исследовать связь для значений аргумента, сильно отличающихся от среднего, по наличию или отсутствию которой можно судить о связи величин всего ряда (количественно, разумеется, связь будет искажена).

4. Искажения в значении r , зависящие от периода в связи с нетипичностью периода в отношении изменчивостей аргумента, могут быть исправлены при учете связей между значением r и изменчивостями аргументов.

5. Нами выведены 4 формулы для исправления значений коэффициента корреляции. Все эти формулы применимы при условии, что крутость распределения x и y не сильно отличается одна от другой.

Формула (16) требует лишь знания изменчивости основного аргумента за длинный период.

Формула (24) применима лишь при малой разности изменчивостей за короткий и за длинный период.

Формулы (30) и (31) выведены в предположении одинаковости дисперсий x и y , а также при допущении нормальной крутости распределений. Для таких рядов эти формулы весьма эффективны.

6. Указанное в значительной степени относится и к коэффициентам регрессий, которые могут быть уточнены по формулам (30) и (31).

ЛИТЕРАТУРА

1. Критский С. Н. и Менкель М. Ф. О приемах исследования случайных колебаний речного стока. Тр. НИУ ГУГМС, сер. IV, вып. 29, Гидрометеониздат, Л. 1946.
2. Кузнецов Е. Математические основы приведения коротких рядов к длительному периоду. Изв. ГГО, № 2. Л. 1930.
3. Дроздов О. Об упрощении вычисления коэффициента корреляции. Известия ГГО, № 2—3 (1934). Л. 1935.

ОБ ИЗМЕНЕНИИ СКОРОСТИ ВЕТРА С ВЫСОТОЙ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

Состояние вопроса

Несмотря на то, что по вопросу об изменении скорости ветра с высотой в приземном слое атмосферы имеется довольно обширная литература, многое остается неясным.

Используя полуэмпирическую теорию Прандтля, так или иначе дополненную применительно к условиям атмосферы, различные авторы приходят к неодинаковым выводам о форме вертикального профиля ветра. Имеющийся же эмпирический материал не дает вполне определенных указаний о справедливости того или другого закона, так как логарифмический закон с переменным множителем под знаком логарифма, характеризующим устойчивость атмосферы, и степенной закон при переменном показателе степени, дают почти одинаковые характеристики в пределах точности современных измерений.

Это обстоятельство приводит к бесплодности дискуссий по этому поводу как у нас, так и за границей [1, 2, 3].

Между тем, хотя все эти теории и удовлетворяют пока грубым потребностям практики, их многочисленность свидетельствует об отсутствии ясности во взглядах на сущность процессов турбулентности в приземном слое атмосферы.

Постановка вопроса

В настоящей работе автор пытается дать анализ структуры различных видов турбулентности, а затем выводит ряд соотношений между скоростями ветра на разных высотах, исходя из баланса энергии в приземном слое. Сложность получающихся в общем случае уравнений заставляет вводить ряд упрощающих допущений, большая часть которых будет нами сформулирована в данном разделе статьи, а остальные — по мере изложения.

Определим прежде всего основные понятия, с которыми придется встретиться в дальнейшем:

$\vec{w}$ — скорость в потоке, движущемся вдоль земной поверхности.

Будем считать ее направленной вдоль оси x и рассматривать в каждой точке как некоторую скорость, осредненную по времени. В каждый же данный момент движение в любой точке будет возмущаться как под влиянием внутреннего трения между различными слоями воздуха, так и под действием близости земной поверхности. Движение становится неравномерным и непрямолинейным.

Вектор скорости $\vec{w}$ может быть представлен в этом случае

$$\vec{w} = \vec{w} + \vec{v}_x + \vec{v}_y + \vec{v}_z, \quad (1)$$

где $\vec{v}_x$, $\vec{v}_y$, $\vec{v}_z$ — составляющие вдоль осей координат мгновенные отклонения ско-

рости $\vec{w}$ от среднего значения w . Средние значения v_x , v_y и v_z будем считать равными нулю (для термической конвекции среднее значение $\vec{v}_z$, вообще говоря, несколько отличается от 0).

Среднее квадратическое значение модулей $\vec{v}_x$, $\vec{v}_y$, $\vec{v}_z$ обозначим через v_x , v_y , v_z . При безразличном равновесии вдали от поверхности земли можно приближенно считать

$$v_x = v_y = v_z; \quad v_x^2 + v_y^2 + v_z^2 = v^2 = 3v_x^2. \quad (2)$$

Вблизи земной поверхности это допущение не вполне точно. Здесь

$$v_z < v_x. \quad (3)$$

Однако учет этого обстоятельства привел бы только к появлению добавочного множителя в уравнениях:

$$v_z = \beta v_x, \quad (4)$$

там, где не вредило характеру изложения, мы этим множителем пренебрегаем.

Возникшее в какой-либо точке возмущение с пульсационными скоростями $\vec{v}_x$, $\vec{v}_y$, $\vec{v}_z$ под влиянием трения должно где-то затухнуть.

Расстояние, на котором в среднем происходит затухание возмущений, путь смещения, обозначим через l . Эта величина пропорциональна масштабу возмущения и для адиабатической атмосферы не зависит от скорости пульсационного движения v .

По Прандтлю

$$l_z = \kappa z, \quad (5)$$

где l_z — слагающая по оси z пути смещения, а $\kappa \simeq 0,38$. Поток субстанции σ , переносимой турбулентностью при установившемся движении при заданном значении $\frac{\partial \sigma}{\partial S}$, где S — некоторое направление, пропорционален $\frac{\partial \sigma}{\partial S}$. Коэффициент пропорциональности

$$k = \vec{v} \vec{l} = vl, \quad (6)$$

так как согласно предыдущему v от l не зависит. Для неравновесного состояния атмосферы может случиться, что l окажется функцией v . Тогда, обозначая коэффициент корреляции между мгновенными значениями l и v через ρ_{vl} , найдем, что

$$k = \left(1 + \alpha \rho_{vl}^2\right) vl, \quad (7)$$

где α — некоторая константа, зависящая от изменчивости (v) и (l), т. е. коэффициент обмена, и в этом случае пропорционален v и l .

Особый случай возникает, когда за единицу времени принята величина, меньшая времени существования возмущения на данной высоте.

По определению времени существования

$$t = \frac{l}{v}. \quad (8)$$

За время $t_1 < t$ на обмен успеют повлиять не все элементы, находившиеся в начальный момент на расстоянии меньшем l от точки измерения, а в первом приближении лишь элементы, находящиеся на расстоянии vt_1 , вследствие чего k будет равно

$$k = v_x v_x t_1 = v_x^2 t_1 = v_x l \frac{t_1}{t}. \quad (9)$$

Уравнение Фикка в этом случае не имеет места.

В дальнейшем нам придется иметь дело с рядом производных.

Ввиду того, что понятие производной в турбулентном поле зависит от масштаба осреднения, условимся за естественный масштаб брать удвоенную слагающую пути смещения по данному направлению. Таким образом, например,

$$\frac{\partial \sigma}{\partial S} = \frac{\Delta \sigma}{2l_s}. \quad (10)$$

Представим себе прямолинейный поток со средними скоростями w , обтекающий земную поверхность.

Влияние земной поверхности будет выражаться силой трения, которая будет уменьшать скорость потока вблизи земли и турбулизировать его. Замедление потока при приближении к земле происходит постепенно, так как напряжение трения будет уравниваться переносом по вертикали энергий потока, переносимой в приземный слой турбулентными движениями. При этом мы считаем возможным сделать следующие упрощающие предположения:

- а) работой внешних сил давления можно пренебречь;
- б) молекулярными явлениями, теплопроводностью и влиянием излучения можно пренебречь;
- в) переход энергии движения в тепло может осуществляться только через турбулентные движения, в результате диссипации турбулентных возмущений, или через создание пульсационных значений температуры воздуха в результате таких же движений;
- г) изменение плотности учитываем только для расчета сил Архимеда, влиянием же их на изменение объема движущегося воздуха можно пренебречь;
- д) явления конденсации в атмосфере отсутствуют;
- е) поле скоростей в первом приближении стационарно во времени.

О модели турбулентного движения

Ряд вопросов изменения скорости ветра с высотой в приземном слое атмосферы, особенно для случаев распределения температуры, отличающихся от адиабатического, может быть разрешен только при условии четкого представления о структуре изучаемого турбулентного движения. Структура турбулентных вихрей будет различаться в зависимости от причины, вызывающей их образование. Можно установить следующие виды турбулентных образований для адиабатической атмосферы над гладкой поверхностью земли.

1. Роликовые вихри. Эти вихри образуются при смещении слоев воздуха, замедляющих свое движение у земли под влиянием трения. Наибольший градиент скорости ветра наблюдается непосредственно у земной поверхности. Следовательно, и образование их здесь наиболее вероятно. У самой земли в результате эффекта торможения трения $w_0 \simeq 0$, вследствие же вязкости жидкости сдвиг слоев приводит к образованию подвижных вихрей с горизонтальной осью, по которым как бы катится основная масса воздуха, причем трение скольжения заменяется трением качения, что практически значительно уменьшает его напряжение (в идеальном случае оно просто становится равным 0). В пределах уже образовавшегося вихря, если все части его вращаются как твердый каток, w возрастает с высотой линейно, пульсационная скорость в точке по направлению движения $v_x = 0$, v_y также не имеет места, если катки бесконечно длинны, а v_z (слагающая по вертикали) будет изменяться по закону синуса. Движущиеся частички при таком турбулентном движении будут описывать траектории колебаний циклоидального типа. Существенную роль эти явления приобретают в самом нижнем слое вблизи подстилающей поверхности, где образование роликов приобретает массовый характер, толщина слоя роликов, повидимому, соответствует толщине так называемого ламинарного слоя по Прандтлю, выражающейся для гладкой поверхности как

$$\delta = \frac{\nu}{\sqrt{\tau}}, \quad (11)$$

где γ — коэффициент кинематической вязкости, а τ — напряжение трения (обычно под этим наименованием понимают величину $\frac{\tau}{\rho}$, где ρ — плотность воздуха, но мы в дальнейшем будем держаться принятого выше обозначения, позволяющего не писать ρ в ряде формул).

В более высоких слоях атмосферы вихри типа роликов, разумеется, тоже должны иметь место. Реальные роликовые вихри, естественно, отличаются от идеальных. Повидимому, основные различия сводятся к следующему: скорость вращения ролика несколько отличается от скорости движения слоев, между которыми он образовался, причем скорости его движения относительно верхнего слоя отрицательны, а относительно нижнего положительны. В результате этого в верхней части энергии поступательного движения передается частицам вихря, а в нижней части вихря происходит торможение и отдача энергии более низким слоям, что делает понятным механизм передачи энергии поступательного потока к приземным слоям путем турбулентности. Кроме того, различные слои в самом ролике вращаются с неодинаковой скоростью. В результате диссипации поступательного потока, в вихре образуются вертикальные движения, направленные в верхней передней части вниз, так как, преодолевая сопротивление частиц, имеющих меньшую скорость, чем та, которую данная струя уже приобрела, струя будет стремиться сместиться в слои с той же скоростью, которую она сама имеет. В нижней передней части вихря вертикальная слагающая будет диссипироваться, так как в связи с образовавшейся разностью между горизонтальными скоростями частичек вихря и скоростями потока на данной высоте получится энергичное перемешивание и горизонтальное ускорение (вернее замедление частиц струи). В задней части вихря, внизу, струя, встречая сопротивление более медленно движущихся частиц, будет отклоняться кверху, а в задней верхней части, где разность скоростей вихря и потока меняет знак вертикальной скорости, диссипирует.

Таким образом, путь смещения по существу оказывается радиусом роликового вихря, который, существуя в течение некоторого времени, меняет за это время несколько раз состав частиц, из которых он состоит. Как мы увидим ниже, такие представления о структуре реальных роликовых вихрей находят себе подтверждение в структуре диссипации.

2. Как мы видели выше возникновение роликовых вихрей в жидкой среде не может привести к полному уничтожению смещений. Так, в момент образования вихря его внутренние части будут иметь иную скорость вращения (скорее всего меньшую). Это обстоятельство, приводя к напряжениям внутри вихря, будет способствовать уменьшению скорости его вращения; вследствие чего сам вихрь будет не только катиться, но и скользить по отношению к потоку. Далее, между вихрями остается некоторое пространство, в котором должны возникать вихри второго порядка, а следовательно, и добавочные напряжения. Наконец, в вязкой жидкости вихревые трубки возникают не бесконечной длины, а в виде конечной длины веретен, которые будут тем самым способствовать вихреобразованию не только с горизонтальной, но и с вертикальной осью.

Все эти обстоятельства приводят к тому, что напряжение трения исчезает не полностью, а лишь ослабляется роликами, но при этом неизбежно начинается образование вихрей более мелких порядков, которые, правда, в данном частном случае будут иметь преимущественно горизонтальную ось, перпендикулярную потоку. Аналогично могут диссипировать всевозможные вихри иного происхождения, с той разницей, что направление оси вихря в последнем случае может оказаться не столь определенным.

3. Диффузия вихрей, которая может быть следствием, например, переноса вихрей меньших масштабов вихрями больших масштабов, а также других возможных причин. Это явление может приводить совместно с явлениями диссипации к образованию изотропной турбулентности. Все это относится к гладкой подстилающей поверхности.

4. Над шероховатой поверхностью роликовые вихри имеют больший масштаб, так как в их образовании участвует, помимо вязкости, величина зерен шероховатости. Кроме того, в этом случае в более высокие слои должно дифундировать значительное количество вихрей, в связи с чем и профиль ветра над шероховатой поверхностью несколько иной, чем над гладкой и характеризуется большим значением напряжения трения.

5. Турбулентность термического характера имеет несколько иную структуру. Появление пузырей, поднимающихся кверху, должно вызывать компенсационное опускание и возникновение вихревых колец, которые в отдельных случаях могут распадаться на отдельные вихри. При устойчивом состоянии атмосферы также может образовываться своеобразная термическая турбулентность, когда вихри большого масштаба будут разрушаться и частички колебаться вокруг некоторого среднего уровня.

Изменение ветра при адиабатическом падении температуры с высотой

Этот случай наиболее прост. Ввиду того, что поднимающиеся или опускающиеся частички оказываются в термическом равновесии с окружающими, теория Прандтля дает здесь достаточно точные результаты. Несмотря на кажущуюся тривиальность, трактовка этого случая очень важна для оценки влияния основных действующих факторов, что может пригодиться при трактовке и более сложных случаев.

В рассматриваемом случае диссипация энергии под влиянием трения компенсируется притоком кинетической энергии из более высоких слоев атмосферы. Если вся эта энергия берется от скоростей w плоского упорядоченного движения, то поток ее на единицу массы на высоте z , считая, что энергия переносится вместе с массами, численно равен

$$\frac{1}{2} k \frac{\partial w^2}{\partial z} = k w \frac{\partial w}{\partial z}. \quad (12)$$

Эта энергия, до ее диссипации, должна превратиться в энергию турбулентности. Последняя порождается сдвигом слоев. Количество энергии, выделяющееся при этом на единицу массы, равно количеству энергии, возникающей из-за разности скоростей на высоте z и в пришедших снизу и сверху с расстояния l массах воздуха $2 \cdot \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta w}{2} \right)^2$, деленному на время существования возмущения. Таким образом

$$\left(\frac{\Delta w}{2} \right)^2 \frac{1}{\tau} = \frac{\partial w}{\partial z} l^2 \frac{v}{l} = k \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2. \quad (13)$$

Приравнявая энергию, выделяющуюся при переносе живой силы, энергии возникающих турбулентных возмущений, получаем:

$$k \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 = \frac{\partial}{\partial z} \left(k w \frac{\partial w}{\partial z} \right), \quad (14)$$

откуда

$$k \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 = k w \frac{\partial w}{\partial z} \left(\frac{\frac{\partial^2 w}{\partial z^2}}{\frac{\partial w}{\partial z}} + \frac{\frac{\partial w}{\partial z}}{w} + \frac{\frac{\partial k}{\partial z}}{k} \right),$$

что приводит при $w \neq 0$ к

$$\frac{\partial w}{\partial z} = \frac{\tau}{k}. \quad (15)$$

Напряжение трения оказывается величиной, не зависящей от z , как это и полагается по теории Прандтля.

Падение напряжения трения с высотой вне пределов приземного слоя, даваемое известной формулой Кармана, связано с работой внешних сил давления.

Создаваемая полем горизонтальных скоростей энергия турбулентности должна идти на диссипацию.

Уравнение баланса энергии имеет вид:

$$k \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 = \tau \frac{\partial w}{\partial z} = - \frac{v_z^3}{l_z} = D. \quad (16)$$

Интегрируя уравнение (15) при условии, что

$$\tau = v_x v_y, \quad (17)$$

получаем для изменения скорости ветра с высотой в соответствии с теорией

$$w_z - w_n = \int_n^z \frac{\tau dz}{\sqrt{\tau} \kappa z} = \frac{\sqrt{\tau}}{\kappa} \ln \frac{z}{n}, \quad (18)$$

т. е. обычный логарифмический закон изменения ветра с высотой для адиабатической атмосферы.

Однако, несмотря на свою тривиальность, формула (18) оставляет невыясненными особенности распределения ветра вблизи самой поверхности. Так, положив $h=0$, мы получили бы для конечных z , τ и w_0 бесконечные скорости ветра на высотах. Это свидетельствует, что движение, описываемое уравнением (18), не может распространяться на слои, очень близкие к подстилающей поверхности, вблизи которой должен иметь место слой роликовых вихрей.

Структура этого слоя, судя по формулам различных исследователей, понимается неодинаково.

Обычно полагают $l = \kappa (z + z_0)$, где z_0 — эффективная высота вихревой зоны. Это соответствует допущению, что закон изменения скоростей ветра над вихревой зоной и в самой зоне роликовых вихрей одинаков, т. е., в сущности, весь приземный слой заполнен роликами различных масштабов с эффективным масштабом не меньше κz_0 . Тогда вместо (18) будем иметь формулу

$$w_z = w_z - w_0 = \int_0^z \frac{\tau dz}{\sqrt{\tau} \kappa (z + z_0)} = \frac{\sqrt{\tau}}{\kappa} \ln \left(1 + \frac{z}{z_0} \right), \quad (19)$$

выведенную эмпирически Никурадзе [5] и принятую Прандтлем [6].

Для гладкой поверхности z_0 определяется формулой Кармана [7]. Для шероховатой поверхности эффективный размер вихрей соответственно больше и сравним с самим размером неровностей, вызывающих завихрения. Однако допущение одинаковости закона изменения скоростей выше и ниже z_0 не обязательно. Несмотря на хорошее совпадение (19) с эмпирическим материалом, она может быть чисто интерполяционной формулой. Некоторые эмпирические формулы, например закон Д. Л. Лайхтмана, при справедливости (19), потребовали бы уточнения. Возможна и иная структура приземного слоя.

Допустим, например, что для высот, больших z_0 , путь смещения $l = \kappa z$, а ниже z_0 он равен κz_0 . При этом допущении непосредственное влияние близости земной поверхности ощущается лишь до высот ниже z_0 . Выше же имеет место лишь междуслойное вихреобразование в самой атмосфере. Тогда скорость ветра для $z > z_0$ выразится формулой

$$w_z = \int_0^{z_0} \frac{\sqrt{\tau}}{\kappa} \frac{dz}{z_0} + \int_{z_0}^z \frac{\sqrt{\tau}}{\kappa} \left(\ln \frac{z}{z_0} + 1 \right), \quad (20)$$

соответствующей одной из формул теории Кармана, с той разницей, что у него второе слагаемое оставлено неопределенным.

Для $z < z_0$

$$w_z = \frac{\sqrt{\tau}}{\kappa} \frac{z}{z_0}, \quad (21)$$

что соответствует полному вырождению вихрей в ролики.

Проверить справедливость формул (19) и (20) можно лишь весьма тонкими измерениями обмена в самом нижнем слое атмосферы, но формула (20) физически более вероятна, хотя сущность явлений у земной поверхности обе формулы дают одинаково с той разницей, что по Прандтлю z_0 величина чисто масштабная, а по Карману ей соответствует реальный слой, обладающий особыми свойствами.

Вихревая структура самого нижнего слоя объясняет факт, почему обмен в самом нижнем слое не равен молекулярному, а также объясняет, почему на такие явления, как скорость испарения, может влиять степень устойчивости атмосферы.

Переход от гладкой поверхности к шероховатой характеризуется меньшим значением Δw , необходимым для образования вихревой зоны у поверхности земли. Можно попытаться обобщить формулу Кармана [11], принимая

$$z_0 = \delta + \zeta, \quad (22)$$

где ζ — величина, характеризующая фактическое влияние шероховатости на масштаб возмущений у земли. Для нестационарного случая мы имеем при этом некоторый поток энергии турбулентных образований от поверхности земли кверху.

Особые условия создаются при особенно больших неровностях, как улицы города, горные ущелья. В этих случаях мы имеем частичное обтекание неровностей и частичное образование неподвижных вихрей. Однако здесь вряд ли можно считать высоту застройки эквивалентной z_0 , так как эти неподвижные вихри должны сами по себе создавать 2 пограничных слоя — один у места срыва струй, а другой у dna улицы или ущелья. Если мы рассмотрим очень глубокое ущелье и очень узкую улицу, то, когда ветер дует перпендикулярно их направлению, внутри объекта ветра как такового может и не быть, но турбулентные и постоянно-вихревые движения могут существовать и здесь, но уже с переменными v . Беря для данного случая эмпирическое уравнение (15) и предполагая, что в узком ущелье энергия турбулентности передается вниз от вихря к вихрю, можем писать

$$\frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \frac{v^2}{z}}{\partial z} = \frac{v^3}{l_z}. \quad (23)$$

Откуда, полагая $k = lv$ и $l = \kappa z$, имеем:

$$\frac{\partial}{\partial z} \kappa z v^2 \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{v^3}{\kappa z}.$$

После чего находим

$$v = az^n,$$

где

$$n = \sqrt{\frac{1}{3\kappa^2}} \approx 1,519.$$

Таким образом, в условиях ущелья пульсационные скорости являются степенной функцией высоты.

Общий случай

Допустим, что распределение температуры с высотой отличается от адиабатического. В этом случае, вообще говоря, $v_z \neq v_x$, $l_z \neq l_x$, но в определении коэффициента обмена по существу ничего не меняется, с той разницей, что коэффициент

обмена по высоте k_z будет отличаться от коэффициента обмена по горизонтали k_x , причем

$$k_z = v_z l_z, \quad k_x = v_x l_x. \quad (24)$$

Предпосылки, принятые нами при выводе уравнения (15), можно полностью сохранить, и это уравнение остается в силе, принимая вид

$$\frac{\partial w}{\partial z} = \frac{\lambda}{k_z}. \quad (25)$$

Однако постоянная величина λ может уже не равняться $\tau = v_x v_y$; очевидно лишь, что

$$\lambda = \frac{\partial w}{\partial z} l_z v_z = \frac{1}{2} \Delta w v_z, \quad (26)$$

но в общем случае

$$k_z \neq l_z^2 \frac{\partial w}{\partial z}. \quad (27)$$

Перейдем теперь к энергетическому уравнению, сильно усложняющемуся для данного случая, и попробуем написать баланс энергии для турбулентных движений.

Энергия турбулентности, возникающей от изменения скорости ветра с высотой в единицу времени на единицу массы, равна, как мы видели выше, $k_z \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2$.

Расходуется она следующим образом:

а) на работу против силы тяжести

$$k_z R_i \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2,$$

где

$$R = \frac{g}{T} \frac{\partial \theta}{\partial z} \frac{1}{\left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2}. \quad (28)$$

так называемое число Ричардсона, T и θ — молекулярная и потенциальная температура, g — ускорение силы тяжести; этот переход совершается в результате диссипации термически неодинаковых турбулентных элементов;

б) на непосредственный переход кинетической энергии в тепло в результате передачи энергии от больших масштабов к меньшим и затухания турбулентных образований мелких масштабов — диссипацию;

в) на передачу энергии возмущений, расположенных на данной высоте на другие высоты $\frac{\partial}{\partial z} k' \frac{\partial E}{\partial z}$, где E — энергия турбулентных движений на единицу массы

$$E = \frac{1}{2} (v_x^2 + v_y^2 + v_z^2), \quad (29)$$

а k' — некоторый коэффициент обмена (не обязательно равный k_z).

Подобный член возникает при условии, что v_x и v_z будут меняться с высотой.

Относительно величины k_1 можно утверждать лишь то, что она несколько менее k . В самом деле, массы, совершающие горизонтальные пульсации v_x , могут увлекаться вертикальными движениями как безразличная субстанция. Передачи же вертикальных движений имели бы место в случае упругих соударений, которых здесь нет.

Можно думать, что пульсации меньших масштабов могут переноситься движениями больших масштабов, а в случае образования вертикальных потоков последние диссипируют с образованием вихрей и вихревых колец с передачей энергии из вертикальной составляющей в горизонтальную.

С точки зрения роликовой теории турбулентности вертикальные пульсации, диссипируя, создают лишь возмущения на той же высоте (смещенные по x или y)

и лишь горизонтальные пульсации вызывают образование вихрей на другой высоте (если не принимать во внимание совместное действие обеих слагающих, приводящих к вихрям, незначительно меняющих свою среднюю высоту). Таким образом, практически, последний член следует писать в виде

$$\frac{\partial}{\partial z} k' \frac{\partial}{\partial z} E = \frac{\partial}{\partial z} k_z v_x \frac{\partial}{\partial z} v_x = \frac{\partial^2}{\partial z^2} l_z \tau \frac{\partial v_x}{\partial z}. \quad (30)$$

После всего указанного уравнение баланса может быть записано в виде

$$\frac{\partial E}{\partial t} = k_z \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 - k_z R \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 - D + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z v_x \frac{\partial v_x}{\partial z} \right) = 0. \quad (31)$$

Такое уравнение, правда, в менее общем виде было впервые получено А. М. Обузовым [8].

Изменение E^2 будет приводить при наличии (25) к изменению τ , при росте E в неустойчивой атмосфере со временем весь приземный слой будет увеличиваться по высоте, причем τ будет расти, в устойчивой атмосфере толщина приземного слоя будет уменьшаться до предела, что будет связано с падением τ на соответствующих высотах. Таким образом, как правило, в неустойчивой атмосфере τ больше, чем при инверсии.

Нас будет интересовать стационарный случай, при котором $\frac{\partial E}{\partial t} = 0$. Возможна ли такая стационарность при $R \neq 0$? В некоторых пределах изменения R вполне возможна. Если R становится менее 0, то на единицу массы произойдет возрастание энергии турбулентности, что вызовет значительный рост диссипации, расходная часть возрастает пропорционально кубу скоростей, и равновесие восстановится, но уже на новом уровне энергии. Наоборот, если $R > 0$, то произойдет некоторое уменьшение энергии турбулентности на единицу массы, что вызовет соответствующее уменьшение диссипации и восстановит равновесие на некотором, более низком уровне энергии E , чем для адиабатической атмосферы. Есть ли для этого возможность? Очевидно есть, так как для адиабатической атмосферы $E = \frac{3v^2}{2}$ в единицу же времени единица массы получает и расходует $k \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 = \tau \frac{\partial w}{\partial z} = \frac{v^3}{l_z}$, что составляет за время существования возмущения v^2 , т. е. наличное количество энергии превышает в $1\frac{1}{2}$ раза сменяющееся за это время количество энергии. Таким образом, энергетическое равновесие в атмосфере возможно в некотором диапазоне $R \neq 0$.

Можно ли указать какие-либо критические значения R ? В дальнейшем нами будут указаны такие значения, однако сразу следует иметь в виду, что вопрос усложняется вертикальным притоком энергии $\frac{\partial}{\partial z} k' \frac{\partial E}{\partial z}$, а в свободной атмосфере еще работой сил давления, вследствие которых турбулентность может затухать при различных значениях R .

Интегрируя уравнение баланса (31) от земной поверхности до уровня z для случая $\frac{\partial E}{\partial t} = 0$, находим

$$\lambda w_{(z)} - \lambda \int_0^z R \frac{\partial w}{\partial z} dz - \int_0^z D + k_z v_x \frac{\partial v_x}{\partial z} = 0. \quad (32)$$

Выражение (32) может быть преобразовано, если ввести тепловой поток

$$P = k_z c_p \rho \frac{\partial \theta}{\partial z} = c_p \rho \frac{\frac{\partial \theta}{\partial z}}{\frac{\partial w}{\partial z}} = c_p \rho R \frac{\partial w}{\partial z}, \quad (33)$$

после чего (32) может быть переписано в виде

$$w_z = \frac{\lambda}{c_p \rho} \int_0^z p \, dz + \int_0^z D \, dz - k_z v_x \frac{\partial v_x}{\partial z}. \quad (34)$$

Формула (34) показывает, что скорость ветра на высоте z зависит не только от диссипации, но и от потока тепловой энергии. Чтобы окончательно рассчитать профиль ветра необходимо рассчитать выражение для диссипации и найти связь между v_x и v_z . Неравенство v_x и v_z будет проистекать оттого, что в вертикальной компоненте будет освобождаться или, наоборот, связываться некоторая энергия. Работа, совершаемая на единицу массы на пути l_z по вертикали на некоторой высоте z_1 , очевидно, равна

$$\begin{aligned} A &= \frac{1}{2} \int_{z_1-l}^{z_1+l} \frac{g}{T} (\theta_{(z)} - \theta_{(z_1)}) \, dz \simeq \frac{1}{2} \int_{z_1-l}^{z_1+l} \frac{g}{T} \theta'_{(z)} (z - z_1) \, dz = \\ &= \frac{1}{2} \int_{z_1-l}^{z_1+l} (z - z_1)^2 \frac{g}{T} \theta' \, dz \simeq \frac{1}{2} R \left(\frac{\Delta w}{2} \right)^2. \end{aligned} \quad (35)$$

Но в каждый момент одни возмущения возникают, другие разрушаются. Среднее значение работы, совершенной на единицу массы частичками, находящимися на уровне z ,

$$\bar{A} = \frac{1}{2l} \frac{1}{2} \frac{g}{T} \frac{\partial \theta}{\partial z} \left[\int_{-l}^0 z^2 \, dl + \int_0^l z^2 \, dl \right] = \frac{1}{6} \frac{g}{T} \frac{\partial \theta}{\partial z} l_z^2 = \frac{1}{6} R \left(\frac{\Delta w}{2} \right)^2. \quad (36)$$

Отсюда

$$v_z^2 = v_x^2 - \frac{1}{3} R \left(\frac{\Delta w}{2} \right)^2 = v_x^2 - \frac{1}{3} R \frac{\lambda^2}{v_z^2}, \quad (37)$$

или

$$v_z^2 = \frac{v_x^2}{2} + \sqrt{\frac{v_x^4}{4} - \frac{1}{3} R \lambda^2}. \quad (38)$$

Перейдем к выводу выражения для диссипации в общем случае анизотропии в атмосфере. Его можно получить как из анализа физической структуры диссипации, так и из анализа энергетического уравнения Рейнольдса. Проведем вывод первым путем. Диссипация не стремится к нулю при обращении в нуль одной из слагаемых пульсационных скоростей, но становится равной нулю при прекращении пульсации скорости в двух направлениях.

При $v_x = v_y = v_z$, $l_x = l_y = l_z$, $D = \frac{v_z^3}{l_z}$. Кроме того, являясь количеством энергии, расходуемым в секунду, диссипация должна выражаться арифметической суммой своих составляющих и быть симметричной функцией относительно них.

С другой стороны, по смыслу передачи энергии от больших масштабов к меньшим диссипация должна представлять в каждой своей составляющей произведение коэффициента обмена на квадрат градиента значений скорости в направлении, перпендикулярном движению, что мы и видим для двухмерной изотропной схемы в изотермической атмосфере, где диссипация

$$D = \frac{v_z v_x^2}{l_z} = k_z \left(\frac{v_x}{l_z} \right)^2.$$

В соответствии с физическим смыслом диссипации, она может иметь только следующий вид

$$D = \frac{\delta}{6} \left(\frac{v_x^2 v_y}{l_y} + \frac{v_x^2 v_z}{l_z} + \frac{v_y^2 v_x}{l_x} + \frac{v_y^2 v_z}{l_z} + \frac{v_z^2 v_x}{l_x} + \frac{v_z^2 v_y}{l_y} \right), \quad (39)$$

где δ — некоторая безразмерная константа, в общем случае зависящая от корреляции между различными видами пульсаций.

Для трехмерной горизонтально изотропной турбулентности

$$v_x = v_y, \quad l_x = l_y$$

и (39) обратится в

$$D = \frac{1}{3} \left(\frac{v_x^3}{l_x} + \frac{v_x^2 v_z}{l_z} + \frac{v_z^2 v_x}{l_x} \right). \quad (40)$$

Для случая, когда пульсации происходят только в вертикальной плоскости, $v_y = 0, l_y = 0$

$$D = \frac{1}{2} \left(\frac{v_x^2 v_z}{l_z} + \frac{v_z^2 v_x}{l_x} \right). \quad (41)$$

Вывод тех же уравнений из энергетического уравнения Рейнольдса может быть проведен следующим образом.

Как показано А. М. Обуховым [9] для диссипации возмущений масштаба $\frac{1}{p}$, введя символ математического ожидания M , имеем выражение

$$D_{(p)} = M \left[\sum_{j,k=1}^3 M(v_j v_k) \frac{\partial^{(p)} \bar{v}_j}{\partial^{(k)} x} \right] \simeq \sum \delta_{1j} v_j v_n \left(\frac{v_j}{l_k} \right), \quad (42)$$

в основном схожее с предыдущим, откуда из соображений симметрии можно получить (40) и (41).

Здесь интересен частный случай, когда практически вся энергия турбулентности сосредоточена в поле горизонтальных скоростей, сильно отличающихся между собой по вертикали.

Для этого случая легко получить формулу М. И. Юдина [10], аналогично формуле Обухова-Колмогорова для падения корреляции между скоростями пульсаций с расстоянием

$$D_{(p)} = c_{(\alpha)} v_x^{(p)^2} v_z^{(p)} p, \quad (43)$$

где c_{α} — безразмерный параметр, зависящий от угла α между направлением движения потока и направлением, в котором производятся измерения, откуда

$$v_x^{(p)^2} = \frac{D_{(p)}}{v_z p} \quad (44)$$

или в среднем для всего спектра p

$$v_x^2 = D \left(\frac{1}{v_z p} \right). \quad (45)$$

Учитывая, что эффективный путь смещения растет с расстоянием линейно, а D от x и y не зависит, окончательно получаем

$$v_x^2(x_1) = c \frac{D}{v_z} x_1, \quad (46)$$

выведенную несколько иначе М. И. Юдиным.

Какой же вид диссипации будет нами использован в формуле (31)? Очевидно, в результате роликового эффекта завихрения должны возникнуть пульсации в вер-

тикальной плоскости, а в результате других видов турбулентных движений энергия должна распределяться равномерно между пульсациями всех трех измерений. Следовательно, формулы (40) и (41) будут давать крайние возможные случаи распределения пульсаций и, вставляя их по очереди в уравнение (31), мы найдем пределы, между которыми заключается вертикальный профиль ветра.

Кроме уравнения междуслойного баланса энергии (31) можно найти еще 2 уравнения баланса энергии для вертикальной и горизонтальной составляющих турбулентных пульсаций. Уравнения эти следующие.

Из энергии вертикальных пульсаций тратится на работу против силы тяжести в единицу времени $Rk\left(\frac{\partial w}{\partial z}\right)^2$, переходит из энергии вертикальных движений в энергию горизонтальных при вихреобразовании от одной трети до половины диссипирующей энергии для двухмерной схемы и $\frac{2}{3}$ для трехмерной, что составляет для трехмерной схемы $\frac{2}{9} \frac{v_z^2 v_x}{l_x}$, а для двухмерной $\frac{1}{4} \frac{v_z v_x}{l_x}$ и на диффузию (в первом приближении) $\frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial z} \left(k' \frac{\partial}{\partial z} E \right)$ для двухмерной или $\frac{1}{3} \left(k' \frac{\partial}{\partial z} E \right)$ для трехмерной схемы, переходит из турбулентности в тепло в области малых масштабов, где энергия практически равномерно распределяется между измерениями, $\frac{D}{3}$ для трехмерной или $\frac{D}{2}$ для двухмерной схемы. Прибывает же за счет междуслойного трения (считая переход равномерным на все слагающие) соответственно $\frac{1}{3} k \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2$ или $\frac{1}{2} k \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2$ для трехмерной или двухмерной схем и за счет диссипации соответственно $\frac{1}{9} \left(\frac{v_x^3}{l_x} + \frac{v_x^2 v_z}{l_z} \right)$ или $\frac{1}{4} \frac{v_x^2 v_z}{l_z}$ или для стационарного случая (для трех- и двухмерных расчетов)

$$\left. \begin{aligned} Rk\left(\frac{\partial w}{\partial z}\right)^2 + \frac{2}{9} \frac{v_z^2 v_x}{l_x} + \frac{1}{3} \left(k' \frac{\partial E}{\partial z} \right) + \frac{D}{3} &= \frac{1}{3} k \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 + \frac{1}{9} \left(\frac{v_x^3}{l_x} + \frac{v_x^2 v_z}{l_z} \right), \\ Rk\left(\frac{\partial w}{\partial z}\right)^2 + \frac{1}{4} \frac{v_z^2 v_x}{l_x} + \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial z} \left(k' \frac{\partial E}{\partial z} \right) + \frac{D}{2} &= \frac{1}{2} k \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 + \frac{1}{4} \frac{v_x^2 v_z}{l_z}. \end{aligned} \right\} \quad (47)$$

Аналогичным образом можно составить уравнение баланса для горизонтальных составляющих пульсаций

$$\left. \begin{aligned} \frac{1}{9} \left[\frac{v_x^3}{l_x} + \frac{v_x^2 v_z}{l_z} \right] + \frac{2\partial}{3\partial z} k' \frac{\partial E}{\partial z} + \frac{2D}{3} &= \frac{2}{3} k \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 + \frac{2}{9} \frac{v_z^2 v_x}{l_x}, \\ \frac{1}{4} \frac{v_x^2 v_z}{l_z} + \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial z} \left(k' \frac{\partial E}{\partial z} \right) + \frac{D}{2} &= \frac{1}{2} k \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 + \frac{1}{4} \frac{v_z^2 v_x}{l_x}. \end{aligned} \right\} \quad (48)$$

Обозначим

$$k \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 - D = B$$

и соответственно

$$\left. \begin{aligned} -\frac{2v_z^2 v_x}{3l_x} + \frac{1}{3} \left(\frac{v_x^3}{l_x} + \frac{v_x^2 v_z}{l_z} \right) &= d_3, \\ -\frac{1}{2} \frac{v_z^2 v_x}{l_x} + \frac{1}{2} \frac{v_x^2 v_z}{l_z} &= d_2. \end{aligned} \right\} \quad (49)$$

Диффузия уменьшает различия между слагающими, влияние ее для стационарного случая по сравнению с ослаблением скорости ветра у земли должно быть

невелико (при отсутствии стационарности как и для адиабатической атмосферы вертикальным переносом пульсаций пренебрегать нельзя). Попробуем диффузией пренебречь с тем, что если E будет очень быстро расти с высотой, можно будет учесть и этот фактор способом последующих приближений. Тогда

$$\left. \begin{aligned} Rk \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 &= \frac{1}{3} B + \frac{d_3}{3}, \\ Rk \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 &= \frac{1}{2} B + \frac{d_2}{2} \end{aligned} \right\} \quad (50)$$

и

$$\left. \begin{aligned} \frac{1}{3} d_3 &= \frac{2}{3} B, \\ \frac{1}{2} d_2 &= \frac{1}{2} B. \end{aligned} \right\} \quad (51)$$

Из (50) и (51) как для трехмерной, так и для двухмерной схемы

$$\left. \begin{aligned} Rk \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 &= B, \\ Rk \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 &= B. \end{aligned} \right\} \quad (52)$$

Что при отсутствии диффузии единственно возможно на основании закона сохранения энергии.

На основании уравнений (47) и (48) легко найти соотношение τ и λ .

Для двухмерной схемы имеем на основании (31) и (51)

$$k \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 = B + D = \frac{v_x^2 v_z}{l_z}, \quad (53)$$

откуда

$$\frac{\partial w}{\partial z} = \frac{v_x}{l_z}. \quad (54)$$

С другой стороны, выражение (53) может быть представлено

$$\lambda \frac{\partial w}{\partial z} = \frac{v_x^2 v_z}{l_z}. \quad (55)$$

Сличая же (55) с (54), находим

$$\lambda = v_x v_z = \tau. \quad (56)$$

Таким образом, для двухмерной схемы при сохранении стационарности и пренебрежении диффузией $\lambda = \tau$, чтошний раз подчеркивает малую роль диффузии.

Аналогично для трехмерной схемы, как другого крайнего случая

$$k \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 = \frac{1}{2} \left(\frac{v_x^3}{l_x} + \frac{v_x^2 v_z}{l_z} \right) = \lambda \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2, \quad (57)$$

$$\frac{\partial w}{\partial z} = \sqrt{\frac{\frac{1}{2} \left(\frac{v_x^3}{l_x} + \frac{v_x^2 v_z}{l_z} \right)}{l_z v_z}},$$

$$\lambda = \sqrt{\frac{1}{2} v_z l_z \left(\frac{v_x^3}{l_x} + \frac{v_x^2 v_z}{l_x} \right)} = \tau \sqrt{\frac{1 + \frac{v_x}{v_z} \frac{l_z}{l_x}}{2}}. \quad (58)$$

В этом случае λ не равно τ . Диффузия, которой мы пренебрегли, однако, должна способствовать выравниванию τ по высоте.

Для нестационарного случая, когда $\frac{\partial E}{\partial z} \neq 0$, понятно, что $\lambda \neq \tau$, и можно предполагать, что в последнем случае τ будет расти с высотой для сверхадиабатического градиента (что для трехмерной схемы получается даже для стационарного случая), а для инверсий убывать.

На основании (56) для двухмерной схемы

$$\Delta v \simeq v_x.$$

Откуда из (38)

$$v_z^2 = v_x^2 \left(1 - \frac{1}{3} R \right). \quad (59)$$

$$R = 3 \left(1 - \frac{v_z^2}{v_x^2} \right). \quad (60)$$

Соотношение (60) показывает, что при $z=0$ R не обращается в 0. Последнее было бы справедливо, если бы у земной поверхности не образовался слой вихрей конечного масштаба.

При наличии же вихревого слоя отношение $\frac{v_z}{v_x}$ или вернее $\frac{1}{\beta} \frac{v_z}{v_x}$ может быть не равным 1 и при $z=0$, стремясь к некоторой постоянной величине в функции масштаба роликовых вихрей. Из (59) и (56) можно также получить

$$v_z = \sqrt{\tau} \sqrt[4]{1 - \frac{1}{3} R},$$

$$v_x = \frac{\sqrt{\tau}}{\sqrt[4]{1 - \frac{1}{3} R}}. \quad (61)$$

Учитывая опытный факт, что R изменяется с высотой приблизительно линейно и не очень быстро, из (60) можно сделать вывод, что пренебрежение членом $\frac{\partial}{\partial z} k' \frac{\partial}{\partial z} E$ было законным.

Теперь из уравнений (51) и (52) легко найти выражения и для пути смещения. Для двухмерной схемы, как более простой,

$$R \frac{v_z v_x^2}{l_z} = \frac{1}{2} \frac{v_x^2 v_z}{l_z} - \frac{1}{2} \frac{v_z^2 v_x}{l_x}, \quad (62)$$

откуда

$$l_z = l_z (1 - 2R) \frac{v_x}{v_z} = l_x \frac{1 - 2R}{\sqrt{1 - \frac{1}{3} R}} = xz \frac{1 - 2R}{\sqrt{1 - \frac{1}{3} R}}. \quad (63)$$

Найдем теперь значения $\frac{l_z}{l_x}$, v_x и v_z непосредственно из формул (38) и (58) для трехмерной схемы.

Из (47) и (58) легко найти

$$\frac{l_z}{l_x} = \frac{v_x^2 v_z^2 - 6R\lambda^2}{2v_z^3 v_x - v_x^3 v_z}, \quad (64)$$

после чего с учетом (58) можно написать

$$\frac{2\lambda^2 - v_x^2 v_z^2}{v_z v_x} = \frac{v_x^2 v_z^2 - 6R\lambda^2}{2v_z^3 v_x - v_x^3 v_z}. \quad (65)$$

Решая это уравнение совместно с (38), находим для v_z уравнение 8-й степени

$$v_z^8 = \lambda^2 \left(1 + \frac{8}{3} R \right) v^4 + \frac{1}{3} R (1 - 3R) \lambda^4 = 0. \quad (66)$$

Откуда

$$v_z = \sqrt{\lambda} \sqrt[4]{1 - 3R}. \quad (67)$$

После этого из (38) найдем v_x в виде

$$v_x = \sqrt[4]{1 - \frac{8}{3} R} \sqrt[4]{1 - 3R}. \quad (68)$$

Теперь из (58) легко найти $\frac{l_z}{l_x}$

$$\frac{l_z}{l_x} = \frac{\sqrt{1 - 3R}}{\sqrt{1 - \frac{8}{3} R}} \frac{2 - \left(1 - \frac{3}{4} R\right) \left(1 - \frac{4}{3} R\right)}{\left(1 - \frac{8}{3} R\right)}. \quad (69)$$

Из формул (63) и (70) видно, что в приземном слое вертикальное перемещение прекращается при значениях R

$$\frac{1}{3} < R < \frac{1}{2}, \quad (70)$$

причем при $R = \frac{1}{3}$ в приземном слое становится невозможным существование изотропной турбулентности, а при $R = \frac{1}{2}$ возмущений с горизонтальной осью, перпендикулярной направлению потока. В пределах указанного интервала должна резко уменьшаться порывистость ветра по направлению с сохранением порывистости скоростей. Это критическое значение R , однако, будет относиться только к приземному слою. В свободной же атмосфере энергия, проистекающая от работы поля давления, сравнима с энергией, получаемой за счет сдвига слоев, и турбулентность может существовать при значениях R , значительно больших 1, что показывает, например, работа Чуриновой [11].

Перейдем теперь непосредственно к вопросу о профиле ветра. Для двухмерной схемы, как более простой, получаем для профиля ветра

$$\frac{\partial w}{\partial z} = \frac{\tau}{l_z v_z} = \frac{\sqrt{\tau}}{\kappa z} \frac{\sqrt[4]{1 - \frac{1}{3} R}}{1 - 2R}. \quad (71a)$$

Для трехмерной схемы

$$\frac{\partial w}{\partial z} = \frac{\lambda}{l_z v_z} \approx \frac{\sqrt{\lambda}}{\kappa z} \frac{\left(1 - \frac{8}{3} R\right)}{(1 - 3R)^{\frac{3}{4}} \left[2 - \sqrt[4]{1 - 3R} \sqrt{1 - \frac{8}{3} R}\right]}. \quad (71b)$$

Из формулы (71b) видно, что для разобранных нами схем профиль ветра резко может отличаться для двухмерной схемы. Для трехмерной же горизонтально изотропной турбулентности профиль ветра кроме случаев, близких к $\frac{1}{3}$, мало отличается от логарифмического, причем сами отличия вблизи $R = 0$ имеют обратный знак по сравнению с наблюдаемыми обычно. Таким образом, профиль ветра вблизи земной

поверхности вряд ли может быть однозначной функцией температурных градиентов, а сильно зависит и от структуры образующейся турбулентности.

Однако возможность поправок к логарифмическому решению обратных знаков, чем это наблюдается на практике, мало вероятна. Эти поправки зависят от изменения τ по высоте, но последнее обстоятельство неизбежно вызывает значительный рост диффузии, которой мы пренебрегли как не только восстанавливающей логарифмическое решение, но и создающей профили, более отличные от логарифмического, чем для двумерной схемы.

В самом деле, допустим, что диффузия вихрей достаточно сильна, чтобы выравнивать τ по высоте, тогда остаются справедливыми формулы (56) и, следовательно, формула (61).

При этих условиях

$$\frac{l_z}{l_x} = \frac{\tau^2 (1 - 6R) \sqrt{1 - \frac{1}{3}R}}{1 - \frac{2}{3}R}, \quad (72)$$

$$\frac{\partial w}{\partial z} = \frac{\sqrt{\lambda}}{\kappa z} \frac{1 - \frac{2}{3}R}{(1 - 6R) \left(1 - \frac{1}{3}R\right)^{\frac{3}{4}}} \approx \frac{1 - \frac{2}{3}R}{1 - 6,25R}.$$

Профиль ветра аналогичен (качественно) (71a), но отличия от логарифмического решения больше, чем для двумерной схемы. Турбулентность при этом начинает затухать уже при значении

$$R > \frac{1}{6}. \quad (73)$$

Рассмотрим наиболее важные частные случаи.

1) $R = \text{const}$. Этот случай, так же как и случай адиабатического распределения температуры с высотой, приводит к чисто логарифмическому распределению температуры с высотой.

2) Случай постоянства потока тепла с высотой рассматривался в работе М. И. Будыко, хотя трактовка его там совершенно иная.

Из (33)

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{p}{c_p \rho} \frac{1}{k_z}. \quad (74)$$

Сличая (74) с (25), мы видим, что в этом, и только в этом, случае поля ветра и потенциальной температуры подобны.

Из уравнений (72) и (73) имеем соответствующие формулы для изменений R с высотой. Рассмотрим двумерную схему. Из (74) имеем

$$R = \frac{c}{\tau^2} k_z, \quad (75)$$

где $c = \frac{g}{T} \frac{P}{c_p \rho} = \frac{g}{T} k_z \frac{\partial \theta}{\partial z}$ положительно для устойчивой атмосферы. Следовательно,

$$\frac{c}{\tau R} = \frac{\sqrt{\tau}}{\kappa z} \frac{\sqrt[4]{1 - \frac{1}{3}R}}{1 - 2R}. \quad (76)$$

Считая величину R сравнительно малой, можно искать решения уравнения (76) способом последовательных приближений, ограничиваясь какими-то степенями R .

Первое приближение дает

$$R = \frac{\kappa \kappa z (1 - 2R)}{\tau^{\frac{3}{2}}}$$

или

$$R = \frac{cxz}{1 + \frac{2cxz}{\tau^{\frac{3}{2}}}}, \quad (77)$$

откуда профиль ветра получается в виде

$$\frac{\partial w}{\partial z} = \frac{\sqrt{\tau}}{xz} + \frac{2c}{\tau},$$

$$w_{(z)} - w_{(h)} = \frac{\sqrt{\tau}}{x} \lg \frac{z}{h} + 2 \frac{c}{\tau} (z - h). \quad (78)$$

Таким образом к логарифмическому решению добавляется член, зависящий от потока тепла и дающий линейное возрастание ветра с высотой.

Второе приближение даст уже сложное для R выражение, откуда

$$\frac{cxz(1+2R)}{\tau^{\frac{3}{2}}} = R - \frac{1}{12} R^2,$$

$$R = 6 \left(1 - 2c\tau^{-\frac{3}{2}}xz \right) - \sqrt{36 \left(1 - 2c\tau^{-\frac{3}{2}}xz \right)^2 - 12c\tau^{-\frac{3}{2}}xz}. \quad (79)$$

Соответственно сложнее становится и расчет профиля ветра. Подробно этот случай мы разбирать не будем. Попутно заметим, что если бы поток тепла изменялся с высотой по степенному закону, то для изменения скорости ветра с высотой мы получили бы в первом приближении комбинацию логарифмического и степенного закона изменения ветра с высотой.

Но так как в реальной действительности, обычно, поток тепла с высотой существенно меняется, то понятно, что эмпирический степенной закон Д. Л. Лайхтмана оказывается более гибким, чем чисто логарифмическая формула М. И. Будыко с переменным множителем под знаком логарифма.

Для трехмерной схемы с выравненным τ формулы получаются более сложные, чем для двухмерной. Здесь следует исходить из уравнения

$$\frac{c}{\lambda R} = \frac{\sqrt{\lambda}}{xz} \left(1 - \frac{2}{3} R \right). \quad (80)$$

Первое приближение дает для R

$$R = \frac{cxz}{\lambda^{\frac{3}{2}} + 6,25cxz}, \quad (81)$$

отличающееся от первого приближения двухмерной схемы лишь постоянным множителем в линейном члене для профиля ветра (большее отличие от логарифмического).

Для второго приближения получается уравнение

$$\frac{2}{3} \lambda^{\frac{3}{2}} R^2 - \left(\lambda^{\frac{3}{2}} + 6,25cxz \right) R + xzc = 0 \quad (82)$$

также по виду аналогичное уравнениям двухмерной схемы.

Любопытно, что для обеих крайних схем различия в основном лишь в удельном весе линейного и логарифмического членов.

В общем случае стационарности, как мы уже говорили выше, в первом приближении профиль ветра выражается суммой степенного и логарифмического членов.

Общий случай стационарного профиля ветра и температуры

В общем случае двухмерной схемы P будет функцией z , и уравнение (72) следует решать в общем виде. Учитывая, однако, что $\sqrt[4]{1 - \frac{1}{3}R}$ будет мало отличаться от 1, этим множителем можно пренебречь и вместо (72) писать

$$\frac{\partial w}{\partial z} = \frac{\sqrt{\tau}}{\kappa z} \frac{1}{1-2R} = \frac{\sqrt{\tau}}{\kappa z} \frac{\left(\frac{\partial w}{\partial z}\right)^2}{\left(\frac{\partial w}{\partial z}\right)^2 - \frac{29}{T} \frac{\partial \theta}{\partial z}}, \quad (83)$$

откуда

$$\frac{\partial w}{\partial z} = \frac{\sqrt{\tau}}{\kappa z} + \frac{1}{2} \frac{\sqrt{\tau}}{\kappa z} \left(\sqrt{1 + 8 \frac{g}{T} \frac{\partial \theta}{\partial z} \frac{\kappa^2 z^2}{\tau}} - 1 \right). \quad (84)$$

Имея наблюдаемый профиль температуры и значение скорости ветра в самом нижнем слое, можно рассчитать профиль ветра до значительных высот, в пределах которых можно считать τ более или менее постоянным.

Таким образом, решение имеет логарифмический характер с некоторой поправкой, весьма сильно возрастающей с высотой. До высоты 2—3 м значение поправок еще ничтожно, и немудрено, что М. И. Будыко, оперировавший материалом для малых высот, пришел к выводу о логарифмическом профиле ветра. Им же были использованы данные работы Беста [12], в которой ветер, при значительно отличных от нуля $\frac{\partial \theta}{\partial z}$, наблюдался только до высоты 2 м, в то время как наблюдения до высоты 5 м проводились лишь при малом среднем значении $\frac{\partial \theta}{\partial z}$, в силу чего профиль ветра в этих случаях мало отличается от логарифмического.

Здесь любопытно, что для сверхадиабатических градиентов существует некоторое наибольшее значение $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ для каждой высоты, при котором еще возможно стационарное решение. Этот случай соответствует

$$1 + 8 \frac{g}{T} \frac{\partial \theta}{\partial z} \frac{\kappa^2 z^2}{\tau} = 0$$

или

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = -\frac{1}{8} \frac{T}{g} \frac{\tau}{\kappa^2 z^2}. \quad (85)$$

При этом предельном случае решение принимает опять логарифмический характер, но уже с угловым коэффициентом, равным половине адиабатического.

Легко видеть, что при этом $R = -\frac{1}{2}$.

При больших градиентах, видимо, неизбежен либо прорыв пузыря термической конвекции, рассмотренный Ляпиным [13], либо периодические нарушения равновесия в целом ярусе атмосферы, обнаруженные Скворцовым [14]. Здесь, и только здесь, можно говорить о правомерности интегральной схемы М. И. Будыко, считающего, что обмен в атмосфере на данном уровне зависит от всего приземного слоя. В действительности он зависит от некоторого интервала высот в среднем $\pm l$ до момента, когда последнее становится равным z логарифмическое решение неточно и лишь при больших градиентах может вновь восстановиться логарифмический закон, начиная с некоторой высоты при $\frac{\partial \theta}{\partial z} > \frac{1}{8} \frac{T}{g} \frac{\tau}{\kappa^2 z^2}$.

В этом случае стационарное решение для двухмерной схемы турбулентности невозможно. При больших значениях R формула (84) неприменима, хотя логарифмический закон в этом случае все же не обязателен, если передача энергии не начинается от самой земли. Сходные результаты дает и схема изотропной турбулентности. Слож-

ность формул, получающихся в последнем случае, заставляет вести решение косвенным путем.

Формулу (73) можем представить в виде

$$\frac{\partial w}{\partial z} = \frac{1}{\kappa z} \frac{1 - \frac{2}{3} R}{1 - 6,25 R}. \quad (86)$$

Учитывая, что числитель правой части по сравнению со знаменателем меняется с изменением R значительно медленнее, (86) можно представить в виде

$$\left(\frac{\partial w}{\partial z}\right)^2 - \frac{1}{\kappa z} \frac{\partial w}{\partial z} \left(1 - \frac{2}{3} R\right) - 6,25 \frac{g}{T} \frac{\partial \theta}{\partial z} = 0,$$

после чего

$$\frac{\partial w}{\partial z} = \frac{1 - \frac{2}{3} R}{2 \kappa z} + \sqrt{\frac{1}{4} \frac{\left(1 - \frac{2}{3} R\right)^2}{\kappa^2 z^2} + 6,25 \frac{g}{T} \frac{\partial \theta}{\partial z}}. \quad (87)$$

Нарушение устойчивости при сверхадиабатических градиентах наступает при

$$\left(1 - \frac{2}{3} R\right)^2 = -25 \kappa^2 z^2 \frac{g}{T} \frac{\partial \theta}{\partial z}$$

или

$$R = \frac{1 - \kappa z \sqrt{-25 \frac{g}{T} \frac{\partial \theta}{\partial z}}}{\frac{2}{3}}, \quad (88)$$

но с другой стороны при (88)

$$\frac{\partial w}{\partial z} = \frac{1 - \frac{2}{3} R}{2 \kappa z}, \quad (89)$$

откуда

$$R = \frac{1 - 2 \kappa z \frac{\partial w}{\partial z}}{\frac{2}{3}}. \quad (90)$$

Решая уравнения (88) и (90) относительно R , находим

$$R \approx -\frac{1}{6}.$$

Таким образом границы стационарности являются:

$$\left. \begin{array}{l} \text{а) для двухмерной схемы} \\ \text{б) для трехмерной схемы с выравненным } \tau \end{array} \right\} \begin{array}{l} -\frac{1}{2} < R < \frac{1}{2}, \\ -\frac{1}{6} < R < \frac{1}{6}. \end{array} \quad (91)$$

Сравнение расчетов с экспериментом

В дискуссиях между защитниками и противниками существования логарифмического закона распределения ветра с высотой при любом распределении температуры с высотой обычно не учитывалось, что интегральная схема (2) может быть справедливой лишь в том случае, если путь смешения, понимаемый как среднее квадратическое реальных путей отдельных вихрей или радиус вихря, мало бы отли-

чался от высот над уровнем земли. Нечто подобное, вероятно, имеет место при очень больших сверхадиабатических градиентах, начиная с некоторой высоты, от которой начинается ярусное перемешивание по Скворцову. При других условиях l значительно меньше z , и отступления от логарифмического закона должны быть заметны во всем приземном слое. Однако и чисто дифференциальная схема не может дать правильных результатов, так как интервал осреднения градиентов должен быть $2l$ или, по крайней мере, l . В реальных условиях приходится ограничиваться градиентами осредненными естественным путем в связи с малым числом высот, на которых производятся наблюдения. Это обстоятельство, несомненно, понижает точность расчета.

Далее, существенные отклонения от логарифмического решения возникают лишь для высот над уровнем земли порядка 10 м; на 5 м эти расхождения только намечаются и почти целиком лежат в пределах ошибок измерений. Таким образом, в пределах малых высот логарифмическое решение на практике справедливо. Есть попытки объяснить резкие отличия от логарифмического решения при значительном отличии градиента от адиабатического влиянием нестационарности (предшествующего режима ветра). Однако, если подобные рассуждения могут иметь какой-либо смысл при сильных инверсиях, то совершенно невразумительны для сверхадиабатического состояния атмосферы. Сила Кориолиса в приземном слое тоже не может вызвать существенных изменений режима ветра.

Наконец, имеются попытки опорочить постановку наблюдений или обработки во всех тех случаях, когда у тех или иных авторов получалось значительное отличие профиля ветра от логарифмического. Правда, эти отклонения получались у столь многих авторов, что опорочить их значительно труднее, чем установить причины неопределенности результатов в остальных случаях. Однако, это заставляет ограничить используемый материал лишь теми наблюдениями, относительно которых все исходные данные хорошо известны. Естественно, кроме того, что заслуживают внимания лишь наблюдения в слое, не меньшем 10 м.

Переходя к рассмотрению цифровых данных, следует прежде всего отметить старые наблюдения Гельмана в Науэне на высотах от 2 до 258 м, которые воспроизведены в упомянутой ранее работе С. А. Сапожниковой [4]. Эти данные показывают, что при адиабатическом градиенте логарифмический профиль ветра в приземном слое летом сохраняется до 32 м, а выше возникают некоторые отклонения в сторону больших скоростей ветра, но в общем мало существенные (до 0,2 м/сек. на высоте 258 м).

Зимой логарифмический профиль сохраняется до 16 или 32 м (отклонение порядка 0,1 м/сек. возможно в пределах ошибок); несущественное отклонение на 123 м (около 0,2 м/сек.) и заметное на 258 м (около 0,8 м/сек.) так же как и летом имеет место в сторону большей скорости ветра.

Для инверсии и зимой и летом получается резкое отличие ветрового профиля от логарифмического. Для сверхадиабатических градиентов отклонения более слабы, но достаточно закономерны. Мы останавливаемся на этой работе столь подробно для того, чтобы выяснить ряд моментов. Во-первых, данные этой работы еще никто не оспаривал, а она подтверждает типы закономерностей изменения ветра с высотой при различном вертикальном профиле температуры. Во-вторых, приближенная справедливость логарифмического профиля ветра до 123 м, а летом и до 258 м, показывает, что влияние уменьшения τ с высотой почти компенсируется уменьшением роста с высотой коэффициента обмена. Косвенным образом это показывает, что рост коэффициента обмена в какой-то мере распространяется на весь 258-метровый слой. Это не вяжется с выводом М. И. Будыко, что высота, до которой простирается рост k_2 с высотой, оказывается в течение всего года около 30 м над поверхностью земли. Очевидно, результат, полученный М. И. Будыко, есть лишь эффективная высота, т. е. некоторый свободный параметр, который следует вставить в полученные им расчетные формулы для того, чтобы получить правдоподобные результаты при вычислениях вертикального потока тепла.

Факт приближенного сохранения логарифмического профиля ветра в свободной атмосфере до больших высот при $\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$ говорит, что и развитую выше теорию поправок к нему на профиль температуры можно приближенно применять, по крайней мере, до высот нескольких десятков метров.

Работа Беста [12], на которую любят ссылаться сторонники существования логарифмического профиля ветра при любой температурной стратификации, произведена достаточно тщательно. Однако наблюдения при сколько-нибудь значительно отличающихся от нуля $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ у него имелись лишь для небольших высот, где различия в профиле ветра еще мало зависят от температурного градиента. Для высот же порядка 10 м у Беста имеются лишь данные, которые сам автор считает произведенными при адиабатической стратификации атмосферы. Нет нужды говорить, что получить из них что-либо, кроме логарифмического профиля ветра, попросту невозможно.

Довольно много данных собрано по изучению профиля ветра в Отделе физики атмосферы Главной геофизической обсерватории. Некоторые из них послужили Д. Л. Лайхтману [3] для доказательства существенности отличия профиля ветра от логарифмического, однако М. И. Будыко оспаривает методическую правильность постановки обработки этих наблюдений.

Мы остановились для проверки применимости развитой выше теории на данных диссертационной работы Н. В. Смирновой [15].

Основанием для выбора было: 1) измерения Н. В. Смирновой относятся к 40-метровому слою над поверхностью земли, — до такой высоты в ГГО измерения еще не производились; 2) измерения охватывают как лето, так и зиму и дают возможность выбрать как весьма редкие случаи инверсий, так и довольно большие сверхадиабатические градиенты температуры, необходимые для исследования. Других же приемлемых наблюдений за зимний период подобрать невозможно.

Наблюдения до высот 5 м и ниже производились на площадке метеорологической станции, расположенной в открытой, слабо пересеченной местности в районе станции Всеволожская летом 1945 г. и в начале 1946 г. Наблюдения на больших высотах велись на ажурной деревянной вышке триангуляционного типа, расположенной поблизости от бровки крутого склона (опускающегося вниз) и поросшего лесом (площадка расположена в 120 м, вышка — в 50 м от бровки). Высота леса над бровкой около 8 м.

Может показаться, что условия, в которых производились наблюдения, далеко не идеальны, однако, выбирая случаи ветра, направленного с ровного места или весьма пологого склона (менее 1°), мы могли убедиться, что при адиабатическом градиенте профиль ветра в этих случаях сохраняет в среднем логарифмический вид, что доказывает возможность использования данных наблюдений для расчета профиля ветра. Вместе с тем это показывает, что наблюдения на площадке и на вышке для больших высот в общем достаточно сравнимы. Встречающиеся же нарушения логарифмики в отдельные дни на высоте 40 м невелики и связаны с точностью самих наблюдений и, возможно, с нестационарностью этих случаев. Случаи, когда ветер дул с крутого склона, разумеется, давали большое искажение профиля и были нами отброшены.

Наблюдения над температурой велись на высотах 5, 20, 50, 150 см на площадке, 2000 и 3500 см — на вышке. Поскольку еще летом обнаружилось, что при некоторых ветрах установка на высоте 2000 см дает искажение в температуре и особенно ветре (влияние настила и корпуса вышки), зимой наблюдения на этой промежуточной высоте не производились. Таким образом большая часть наблюдений была сосредоточена в слое до 1,50 м и последующие высоты освещены крайне скудно. Между тем, сами по себе градиенты самого нижнего слоя не сказываются непосредственно на особенностях профиля ветра на высоте и значительно уменьшают точность расчетов, впрочем в полулогарифмической шкале ход градиента на больших высотах мало отличается от линейного.

Скорость ветра измерялась на высотах 1, 2, 5, 20 и 40 м анемометрами Фусса (на высоте 40 м скорость ветра измерялась анемометром, укрепленным на 5-метровом шесте. Основание шеста находилось на высоте 35 м, а верхний конец на 2 м превышал остроконечную крышу вышки).

Анализ отдельных случаев распределения ветра для незначительных $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ показал, что в некоторых случаях скорости на высоте 40 м, повидимому, несколько, правда незначительно, преувеличены, что может быть связано с остаточным влиянием крыши вышки.

На высоте 20 м анемометр выставлялся на 5-метровом шесте в сторону от вышки с расчетом, чтобы прибор был доступен ветрам данного направления.

Во многих случаях все же, повидимому, влияние вышки сказалось на наблюдениях, и скорости ветра оказались заниженными. Это было замечено Н. В. Смирновой, в связи с чем делались попытки усовершенствования методики, давшие частичное улучшение. Зимой на этой высоте наблюдения не производились. Наблюдения, в интересующих нас случаях (ясные дни и дни с переменной облачностью) получались из четырех 10-минутных серий наблюдений по анемометрам Фусса и психрометрам Ассмана. Проверка постоянства поправок к показаниям анемометров производилась систематически. Наблюдения проводились 2 раза в сутки: днем от 11 час. 40 мин. до 13 часов и ночью от 23 час. 40 мин. до 1 часа.

Для сравнения расчетов с действительностью было выбрано 9 случаев с наибольшими значениями $\left| \frac{\partial \theta}{\partial z} \right|$, из них 4 случая с большими сверхадиабатическими градиентами температуры и 5 случаев сильных инверсий. Расчеты делались по формуле (72) для двухмерной схемы. Отклонениями от логарифмического решения для высот меньших 2 м мы пренебрегли (из наших формул видно, что они не могут быть значительными, между тем это допущение позволяло значительно упростить вычисления). Этим самым мы несколько недооценили значение τ для сверхадиабатических градиентов и переоценили для случаев инверсий.

На основании отметок на высотах 1 и 2 м определялись эффективные значения $\frac{V_{\tau}}{z}$ и z_0 , в дальнейшие расчеты никакие неопределенные параметры не входили.

Исходные данные приводятся в табл. 1.

Таблица 1

Дата	Скорость ветра (в м/сек.) на высотах, в м					Температура на высотах, в м					
	1	2	5	20	40	0,05	0,20	0,50	1,50	20,00	35,00
17/VII день	2,7	3,2	3,6	4,0	4,1	20,2	19,0	18,1	17,3	16,3	16,0
19/VII день	2,0	2,4	2,6	2,5	3,2	25,8	25,1	24,6	24,1	23,7	23,0
24/VII день	3,0	3,6	4,3	4,5	5,4	23,0	22,4	22,2	22,0	20,4	20,0
4/VIII день	3,2	3,6	4,1	5,1	5,5	22,1	21,2	20,8	20,4	19,4	18,9
8/VIII ночь	1,0	1,2	1,5	2,7	4,2	13,9	14,0	14,4	14,7	17,7	18,3
5/XII день	1,2	1,4	2,0	—	4,0	—9,5	—8,6	—7,8	—7,1	—	—4,7
2/III ночь	1,5	1,8	2,4	—	5,4	—15,9	—15,7	—14,8	—13,4	—	—10,0
12/III ночь	2,9	3,3	4,0	—	7,3	—15,6	—15,4	—15,1	—14,2	—	—10,6
13/III ночь	2,2	2,3	3,3	—	7,9	—21,4	—21,0	—20,7	—19,0	—	—14,4

Поправки к определенному указанным выше образом логарифмическому решению, истинные и вычисленные, даются в табл. 2.

Остановимся на данных табл. 2. Совершенно очевидно, что качественно отступления от логарифмического решения в случае сверхадиабатических градиентов и в случае инверсий вполне соответствуют как данным развитой выше теории, так и данным прежних теорий (например Д. Л. Лайхтмана).

Таблица 2

Дата	Высота, в м					
	5,0		20		40	
	истинные	вычисленные	истинные	вычисленные	истинные	вычисленные
17/VII	-0,25	-0,07	-0,85	-0,31	-1,30	-0,60
19/VII	-0,30	-0,07	-1,15	-0,22	-0,80	-0,30
24/VII	-0,15	-0,07	-1,15	-0,59	-0,90	-1,60
4/VIII	0,00	-0,05	-0,25	-0,64	-0,30	невозможно
8/VIII	0,00	0,11	0,80	0,58	2,10	0,99
5/XII	0,30	0,19	—	0,86	1,60	1,49
2/III	0,20	0,13	—	0,68	2,30	1,16
12/III	0,15	0,16	—	0,88	2,25	1,61
13/III	0,85	0,39	—	1,59	5,00	2,64

Для сверхадиабатических градиентов поправки, получаемые нами в нижнем 5-метровом слое, как правило, меньше истинных, на высоте 40 м одного порядка, хотя имеют место отклонения обоих знаков. На высоте 20 м поправки в основном значительно меньше истинных (кроме случая 4/VIII, о котором речь ниже), но следует иметь в виду, что на этой высоте зачастую наблюдаемые скорости ветра занижены.

Случай 4/VIII особый. Градиенты температуры на высотах столь велики, что на высоте 40 м стационарное решение невозможно. Практически оно нарушено и ниже, причем распределение ветра по высоте почти не отличается от логарифмического.

Для инверсий поправки в основном ниже наблюдаемых в действительности, что особенно четко заметно на высоте 40 м, где вычисленные значения поправок в 1,5—2,0 раза меньше истинных. Представляет интерес выяснить, не может ли большое отличие профиля ветра от логарифмического быть объяснено нестационарностью разобранных случаев. Анализ предшествующей погоды в некоторых случаях показывает, что это невероятно. Так, случаю 5/XII предшествовала накануне вечером более слабая инверсия с очень слабым ветром на всех высотах. Лишь на высоте 40 м скорость ветра достигала 0,5 м/сек. Следовательно, в рассматриваемом случае возрастание скорости ветра наверху (при сохранении и даже усилении инверсии) привело и к усилению ветра внизу, а т было достаточно велико для передачи скорости потока в приземный слой, и можно лишь говорить о том, что скорости ветра внизу не успели выравняться с большими скоростями ветра наверху.

Случаи 12 и 13/III интересны тем, что скорость ветра в период с 11 до 13/III на высоте 40 м существенно не менялась и изменения скорости ветра в нижних слоях, связанные с суточным ходом интенсивности инверсии, очевидно, достаточно близки к стационарному.

Таким образом, двухмерная схема, не являясь точной, дает, как и следовало ожидать, преуменьшенное значение поправок к логарифмическому профилю ветра в приземном слое. Сравнивая в табл. 1 и 2 характерные особенности профиля ветра на высоте 5 м над поверхностью земли с данными на высотах 20 и 40 м, можно установить, что отступление профиля ветра от логарифмического заметно уже на высоте 5 м, и не может быть отнесено за счет неувязки между данными на метеорологической площадке и на вышке.

Потеря устойчивости

Нарушение устойчивости атмосферных возмущений может возникать как для сверхадиабатических градиентов, так и в случае инверсии, хотя понятно, что характер нарушения устойчивости в том и другом случае различен. Если для сверхадиабатических градиентов по той или иной причине возникает возмущение с горизонтальной осью очень большого масштаба (что может, например, произойти под действием крупных неровностей подстилающей поверхности), то, затрачивая сравнительно мало энергии на диссипацию и освобождая значительное количество потенциальной энергии, оно может дать начало вертикальным потокам термической турбулентности (типа ячеек Бенара).

Наоборот, если при инверсии случайно возникли возмущения слишком большого масштаба, они сразу же разрушаются из-за того, что их существование связано с очень большой работой против сил Архимеда. Покажем, что нарушение равновесия того или иного типа возможно при любом значении R .

Рассмотрим нарушение устойчивости на примере сверхадиабатических градиентов температуры.

Известно, что диссипация энергии в единицу времени на единицу массы составляет при вертикальном движении

$$\frac{v_z^2 v_x}{l_x}, \quad (92)$$

где l_x — горизонтальный радиус возмущения, следовательно, на единицу пути при наличии вертикальных потоков затрачивается

$$\frac{v_x v_z}{l_x}, \quad (93)$$

если это количество энергии уравнивается за счет освобождения потенциальной энергии, то скорость поднимающихся частиц не будет убывать.

На этом основании

$$\frac{v_x v_z}{l_x} = R \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 L, \quad (94)$$

где L — расстояние, пройденное частичкой с начала подъема. Считая возмущение цилиндрическим вихрем и L равным наибольшему возможному его значению (пути смещения), получаем

$$\tau = |R| \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 L L,$$

откуда

$$l = \frac{\tau}{|R| \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 L} = \frac{\tau (1-2R)^2 \kappa^2 z^2}{|R| \tau \sqrt{1 - \frac{1}{3} R} \sqrt{1 - \frac{1}{3} R} (1-2R) \kappa z} = \frac{1-2R}{|R|} \kappa z. \quad (95)$$

Равновесие может нарушиться, когда

$$\frac{1-2R}{|R|} \ll 1,$$

очевидно, что всегда $\frac{1-2R}{|R|} > 1$ при $R < 0$, но чем больше $|R|$, тем менее должен быть радиус возникшего возмущения по сравнению со средним для того, чтобы равновесие нарушилось, что может быть проиллюстрировано следующей табличкой:

R	0,	-0,5	-1,0	-10,0	$-\infty$
$\frac{l_{кр}}{l}$	∞	6,0	3,0	2,1	2,0

Естественно, что при малых $|R|$ возникновение возмущения, в несколько раз превышающего средний размер, практически невозможно, но, по мере роста $|R|$, критические масштабы уменьшаются и появление такого возмущения становится более вероятным.

Физически трудно представить себе возникновение возмущения, имеющего масштаб бо́льший z .

Тогда критическое значение R , при котором будут начинаться нарушения устойчивости, должны (на основании 88) удовлетворять соотношению

$$\frac{1-2R}{-R} \kappa = 1, \quad (96)$$

откуда для R получается значение

$$R = \frac{-\kappa}{1-2\kappa} = \frac{-0,38}{1-2 \cdot 0,38} = -1,58. \quad (97)$$

Понятно, что, поскольку R само есть функция, z (88) характеризует лишь какое-то среднее значение R , в некотором слое возникшее после нарушения стационарности процесса.

Явления вблизи подстилающей поверхности

Рассмотрим теперь явления в самом нижнем слое, прилегающем к земной поверхности. Согласно (23), где ζ характеризует масштаб вихря, обусловленный неровностями земной поверхности, для одной и той же поверхности горизонтальный масштаб вихря должен быть постоянным, вертикальный же будет функцией устойчивости, откуда

$$\zeta = \zeta_a \frac{l_z}{l_x}, \quad (98)$$

где ζ — масштаб ролика для адиабатической атмосферы.

На основании (61)

$$\zeta = \zeta_a \frac{1-2R(\zeta_a)}{\sqrt{1-\frac{1}{3}R(\zeta_a)}}. \quad (99a)$$

$$\zeta = \zeta_a \frac{2 \left[1 - \frac{3}{2} R(\zeta_a) \right] \left[1 - \frac{1}{3} R(\zeta_a) \right]^{\frac{1}{2}}}{2 - \frac{1}{3} R(\zeta_a)}. \quad (99b)$$

Формулы (99) могут объяснить, почему z_0 при сверхадиабатических градиентах и при малой шероховатости получается бо́льшим, чем для случая инверсии. Для логарифмического закона z_0 , в конечном счете, прямо пропорционально толщине приземного слоя, что, в конце концов, должно привести к тому же выводу.

Это не отменяет того факта, что при очень больших неровностях отрыв струй и образование зоны покоя будет происходить при инверсии легче, чем при сверхадиабатическом градиенте, если горизонтальный масштаб провала $2l$, то вертикальный масштаб провала, достаточный для отрыва струй, грубо может быть дан теми же формулами (99).

$$\left. \begin{aligned} l_z &= l \frac{1-2R(l)}{1-\frac{1}{3}R(l)}, \\ l_z &= l \frac{2 \left[1 - \frac{2}{3} R(\zeta_a) \right] \left[1 - \frac{1}{3} R(l) \right]^{\frac{1}{2}}}{2 - \frac{1}{3} R(l)}. \end{aligned} \right\} \quad (100)$$

Что же касается известного факта суточного хода скорости ветра и обращения его на высоте нескольких десятков метров, то, исходя из логарифмического профиля ветра, это явление необъяснимо. Но уже первое приближение наших формул приводит с неизбежностью к названному явлению, в частности при инверсии от штиля внизу к сравнительно большим скоростям ветра на высоте и к малому изменению скорости ветра с высотой для сверхадиабатических градиентов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лайхтман Д. Л. Профиль ветра и обмен в приземном слое атмосферы. Изв. Акад. Наук СССР, Сер. геогр. и геоф., т. 8, № 1. 1944.
2. Будыко М. И. Турбулентный обмен в нижних слоях атмосферы. Информ. сборник № 2. 1946.
3. Лайхтман Д. Л. О профиле ветра в приземном слое воздуха при стационарных условиях. Труды НИУ ГУГМС, сер. I, вып. 39, Гидрометеиздат. Л. 1947.
4. Сапожникова С. А. Изменение скорости ветра с высотой в нижнем слое воздуха. Труды НИУ ГУГМС, сер. I, вып. 33. Гидрометеиздат. Л. 1946.
5. Никурадзе И. Закономерности турбулентного движения жидкостей в гладких трубах. Сб. Проблемы турбулентности. М.—Л. 1936.
6. Прандтль Л. Результаты работ последнего времени по изучению турбулентности. Сб. Проблемы турбулентности. М.—Л. 1936.
7. Карман Т. Некоторые вопросы теории турбулентности. Сб. Проблемы турбулентности. М.—Л. 1936.
8. Обухов А. М. Турбулентность в температурно-неоднородной атмосфере. Труды ИТГ. АН СССР, т. I. 1946.
9. Обухов А. М. О распределении энергии в спектре турбулентного потока. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геоф. № 4—5, 1941.
10. Юдин М. И. Вопросы теории турбулентности и структуры ветра в свободной атмосфере с приложением к задаче о колебаниях самолета. Труды НИУ ГУГМС, сер. I, вып. 35, Гидрометеиздат. Л. 1946.
11. Чуринова М. П. Изменение с высотой числа Ричардсона в тропосфере. Труды ГГО, вып. I (63), Гидрометеиздат. Л. 1947.
12. West A. C. Transfer of heat and momentum in the lower layers of the atmosphere. Geophysical Memoirs, № 65. 1935.
13. Будыко М. И. и Ляпин Е. С. Условия образования термической конвекции в нижних слоях атмосферы. Информ. сборник № 5. 1946, стр. 50—53.
14. Скворцов А. А. Об испарении и обмене в приземном слое атмосферы. Тр. Ин-та Энерг. АН Узб. ССР, вып. 1. Ташкент 1947.
15. Смирнова Н. В. Вертикальный профиль ветра и температуры в приземном слое воздуха. Вест. ЛГУ, № 4. 1948.

Л. А. ВИТЕЛЬС

ХАРАКТЕРИСТИКИ БАРИКО-ЦИРКУЛЯЦИОННОГО РЕЖИМА И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДЛЯ ДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА СЕЗОННЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

Основанием для долгосрочных прогнозов погоды большой заблаговременности являются крупные циркуляционные процессы, развитие которых можно проследить на протяжении нескольких сезонов.

Если бы мы имели в настоящее время достаточно полную физико-генетическую типизацию макропроцессов такого большого масштаба, то задача построения прогноза сводилась бы в основном к правильному определению типа процесса.

Зная закономерности дальнейшего развития констатированного типа, мы всегда могли бы дать прогноз с такой заблаговременностью и степенью детализации, которая обусловлена природой данного процесса.

В тех случаях, когда протекающие уже фазы процесса, на основании которых определен тип, дают однозначное указание на дальнейший ход его, прогноз может быть составлен с большей детализацией; в тех же случаях, когда возможно несколько вариантов последующего развития процесса и они равновероятны, прогноз должен ограничиться лишь указанием на те общие характеристики, которые объединяют все варианты.

Принципиально допустимы также, с нашей точки зрения, указания в прогнозе на возможность нескольких вариантов погоды.

В синоптической практике это применяется крайне редко, лишь при тесном контакте синоптика с „потребителем“ и полным их взаимном понимании.

В дальнейшем, когда ход процесса дает достаточные основания для определения того, по какому варианту он развивается, прогноз уточняется.

Наши знания макропроцессов настолько неполны и отрывочны, что в настоящее время мы еще не в состоянии построить всеобъемлющую рациональную классификацию сезонных процессов и вынуждены ограничиваться изучением отдельных типов.

Однако и это изучение мы не можем еще проводить с достаточной полнотой и глубоким физическим анализом существа процесса. Большей частью о процессе приходится судить по его косвенным отражениям в тех или иных сезонных особенностях циркуляции, в характере и времени наступления сезонных явлений, в распределении и интенсивности аномалий основных метеорологических элементов. При этом мы исходим из того положения, что резко выраженные сезонные особенности и значительные аномалии того или иного элемента, распространенные на обширные территории, являются следствием таких крупных процессов, которые не возникают вдруг, а имеют длительную подготовку, выраженную в правильном чередовании связанных между собой звеньев единого макропроцесса.

Для прослеживания хода макропроцесса можно пользоваться различными методами фиксации циркуляционных характеристик и связанных с ними полей. В данной работе мы излагаем опыт применения для этой цели аномалий барического режима.

Под аномалиями барического режима мы подразумеваем отклонения от многолетних средних значений числа дней с циклонической и антициклонической циркуляцией.

Соответствующие синоптические нормы были получены автором из материалов синоптического каталога [1] и, естественно, связаны с принятым в каталоге районированием¹. Все выводы настоящей работы базируются на сорокалетнем материале синоптического каталога.

Исходя, как сказано, из того положения, что крупные сезонные особенности и аномалии обусловлены процессами большого масштаба, мы вправе далее предположить, что противоположные по характеру особенности и аномалии имеют различную подготовку и это различие может быть обнаружено в аномалиях барического режима ряда предшествующих месяцев.

Параллельное изучение хода двух процессов, приводящих в конечном итоге к диаметрально противоположным следствиям, ярче выделяет наиболее существенные черты этих процессов, их специфическое развитие, которое может быть использовано затем в целях прогноза.

Подобный метод был испытан автором в применении к различным типам сезонов и месяцев: теплым и холодным, дождливым и засушливым и т. д. Некоторые выводы были использованы в оперативной работе по составлению долгосрочных прогнозов в течение 1943—1945 гг. Отдельно опубликовано [2] применение данного метода к исследованию процессов, приводящих к раннему и позднему замерзанию рек севера ЕТС.

Полученные выводы имеют прогностическое значение.

В настоящей работе тот же метод, в несколько усовершенствованном виде, применен к прогнозу сезонных особенностей циркуляции, имея в виду аномалии барического режима, в том понимании, как указано выше.

В первую очередь, и более детально были рассмотрены аномалии летней циркуляции в районе 7, охватывающем, в основном, южную половину Европейской территории СССР.

Нормальные сезонные характеристики для календарного лета (VI—VIII), вычисленные на основании сорокалетних данных синоптического каталога, дают по району 7 среднюю повторяемость антициклонической циркуляции 51 день, циклонической циркуляции 41 день. Максимальные отклонения в обе стороны от указанных многолетних средних значений достигают 25 дней, следовательно, амплитуда рассматриваемой величины составляет 50 дней.

Для сравнения приведем данные повторяемости антициклонической циркуляции летом и в остальные сезоны по всем восьми районам (табл. 1). Число дней с циклонической циркуляцией легко найти, вычитая число дней с антициклонами из 90, 91 или 92.

Таблица 1

Число дней с антициклонической циркуляцией (среднее за 40 лет)

Сезоны	Районы							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Зима (XII—II)	20	23	36	42	47	52	58	69
Весна (III—V)	36	36	36	45	53	50	58	65
Лето (VI—VIII)	33	47	39	41	69	66	51	43
Осень (IX—XI)	26	28	26	42	54	57	64	64

В средних выводах антициклоническая циркуляция в районе 7 является преобладающей в течение всего года и, хотя в летние месяцы число дней с антициклонами достигает наименьших значений (в июне и июле по 16 дней), все же оно не падает ниже 50% всего числа дней.

¹ Границы районов показаны на рис. 1.

Указанное относится к средним выводам, если же обратимся к данным отдельных лет (табл. 2), то оказывается, что 30% из них дают преобладание циклонической циркуляции (число дней с антициклонами менее 46). Принимая еще во внимание, что отклонения от средних могут доходить до 25 дней, что составляет 49% по отношению к среднему числу дней с антициклонами и 61% по отношению к среднему числу дней с циклонами, надо признать характер летней циркуляции в рассматриваемом районе весьма неустойчивым. Такой значительной амплитуды числа дней с циклонами и антициклонами, как в районе 7, не наблюдается летом ни в одном из остальных районов.

Знак и величина аномалии барического режима весьма сильно сказываются на режиме температуры, осадков и всех других метеорологических элементов, предопределяя в конечном итоге тот или иной общий характер сезона.

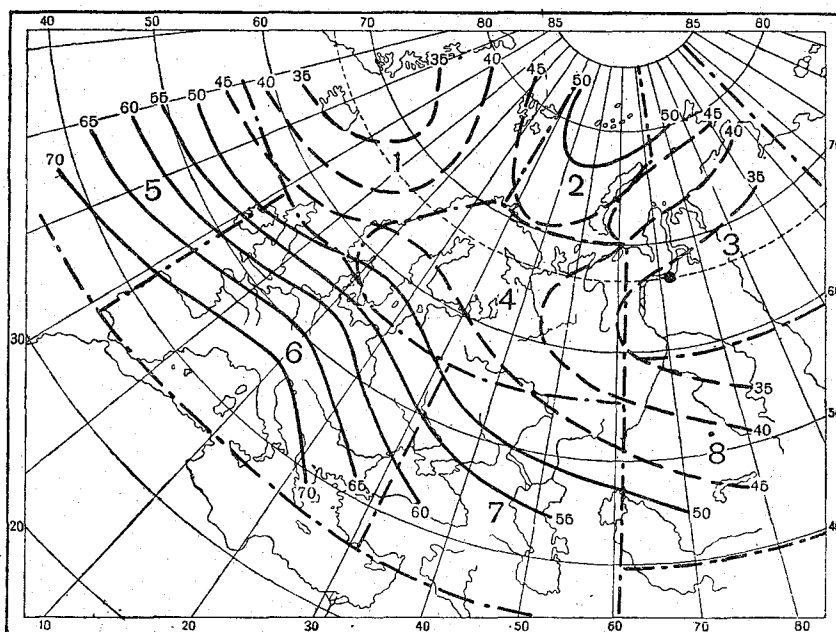


Рис. 1. Повторяемость (в %) дней с антициклонической циркуляцией летом (VI—VIII) — среднее за 40 лет.
Пунктиром показаны границы районов.

Большая неустойчивость барического режима в районе 7 делает задачу прогноза аномалии этого режима еще более актуальной.

Поскольку в дальнейшем мы будем оперировать с аномалиями барического режима, следует учитывать тот „нормальный“ режим, на который накладываются аномалии отдельных лет. Нормальная картина летнего режима представлена на схематической карте 1¹ (рис. 1), составленной по данным табл. 1.

Из этой карты видно, что в двух районах (1 и 3), т. е. в районе Исландии и на северо-западе Сибири, явно преобладает циклоническая деятельность. Район 2 (Баренцево море), хотя и дает примерно равную повторяемость циклонов и антициклонов, но на общем фоне циклоничности, характерном на протяжении всего года для северных районов, этот летний „гребень“ выделяется как район относительного преобладания антициклонической циркуляции.

Районы 5 (азорский) и 6 (западно-европейский) характеризуются преобладанием антициклонической циркуляции.

¹ Эта карта, как и остальные, построена по данным 8 районов и имеет поэтому схематический характер, не вырисовывая деталей.

Районы 4 (север Европы) и 8 (юго-запад Сибири) дают в среднем преобладание циклонов, но оба эти района, как и 7-й, имеют норму, близкую к 50%, и потому характеризуются переменным типом циркуляции.

Переходя к рассмотрению отдельных лет, обратимся к табл. 2, в которой все 40 летних сезонов расположены в порядке убывания числа дней с антициклонами. Это последнее мы будем обозначать символом n_A^7 , где индекс 7 обозначает район 7. Число дней с циклонами будет обозначаться n_Z^7 .

В табл. 2 даны также Δn_A^7 — отклонения n_A^7 от нормы, т. е. то, что мы называем аномалией барического режима.

Таблица 2

Число дней с антициклонической циркуляцией летом в районе 7 (n_A^7) и отклонения от нормы (Δn_A^7)

№ пп.	Год	n_A^7	Δn_A^7	№ пп	Год	n_A^7	Δn_A^7
1	1938	76	+25	21	1902	53	+2
2	1922	65	+14	22	1914	53	+2
3	1932	65	+14	23	1925	52	+1
4	1907	63	+12	24	1930	52	+1
5	1935	63	+12	25	1910	49	-2
6	1939	62	+11	26	1920	49	-2
7	1928	61	+10	27	1936	48	-3
8	1900	60	+9	28	1923	47	-4
9	1904	60	+9	29	1905	45	-6
10	1924	60	+9	30	1906	45	-6
11	1901	59	+8	31	1919	42	-9
12	1926	59	+8	32	1903	41	-10
13	1929	59	+8	33	1934	39	-12
14	1931	59	+8	34	1918	38	-13
15	1909	58	+7	35	1921	35	-16
16	1911	57	+6	36	1913	34	-17
17	1912	55	+4	37	1915	33	-18
18	1917	55	+4	38	1937	30	-21
19	1927	55	+4	39	1916	28	-23
20	1908	54	+3	40	1933	26	-25

Годы с порядковыми номерами 1—24 характеризуются положительной аномалией барического режима (Δn_A^7 имеет знак +), остальные 16 лет расположены в порядке нарастающей отрицательной аномалии.

Согласно принятой нами методике параллельного исследования двух групп лет с диаметрально-противоположными характеристиками, из всего ряда представленных в табл. 2 сезонов выделено по 10 сезонов с повышенной и пониженной антициклоничностью. Предельным значением Δn_A^7 для обеих групп является ± 9 дней.

Для каждой группы сезонов построена групповая карта повторяемости положительной аномалии барического режима (рис. 2 и 3). Изолинии, как уже было сказано, проведены на всех картах схематично и выделяют лишь самые главные особенности в распределении аномалий.

Из обеих карт вытекает, прежде всего, что при значительной аномалии барического режима в районе 7 (признак, по которому строились карты) аномалия того же знака с большим процентом вероятности (90—80%) наблюдается также в соседнем районе 8 и с вероятностью 70% в другом соседнем районе 6.

На граничащий с районом 7 с севера район 4 тот же знак аномалии распространяется (с вероятностью 70%) в случае повышенной антициклоничности.

В сезоны с повышенной циклоничностью района 7 в районе 4 равно возможна аномалия того и другого знака.

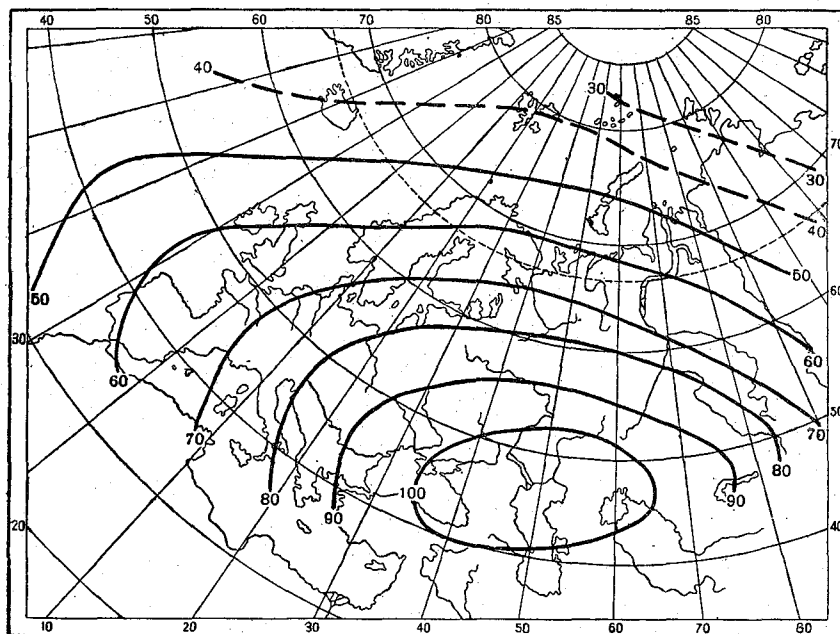


Рис. 2 Повторяемость (в %) положительной аномалии барического режима в летние сезоны с повышенной антициклоничностью в районе 7.

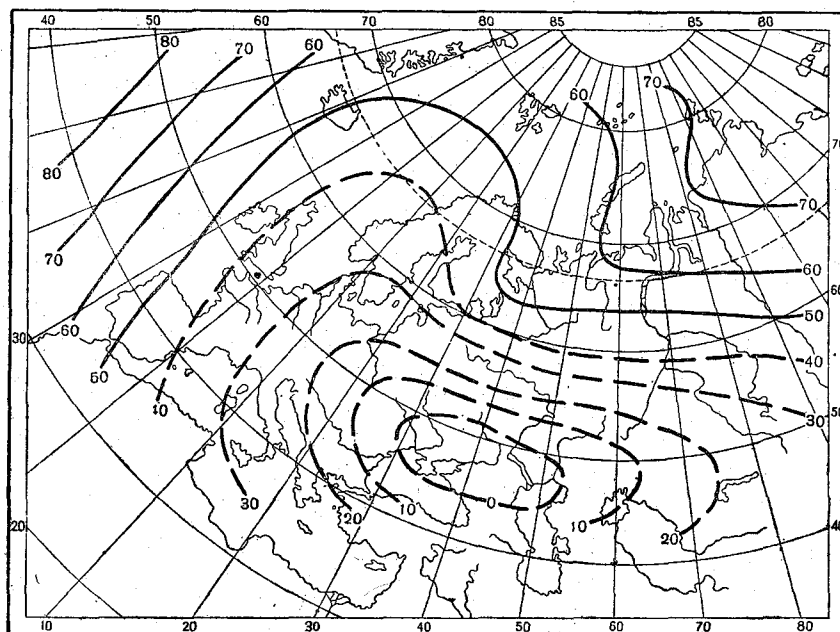


Рис. 3. Повторяемость (в %) положительной аномалии барического режима в летние сезоны с повышенной циклоничностью в районе 7.

Существенная особенность выявляется для района 3, где большую вероятность имеет обратный знак аномалии, т. е. в сезоны с повышенной циклоничностью на юге ЕТС вероятно усиление антициклоничности в районе Таймыра; в сезоны

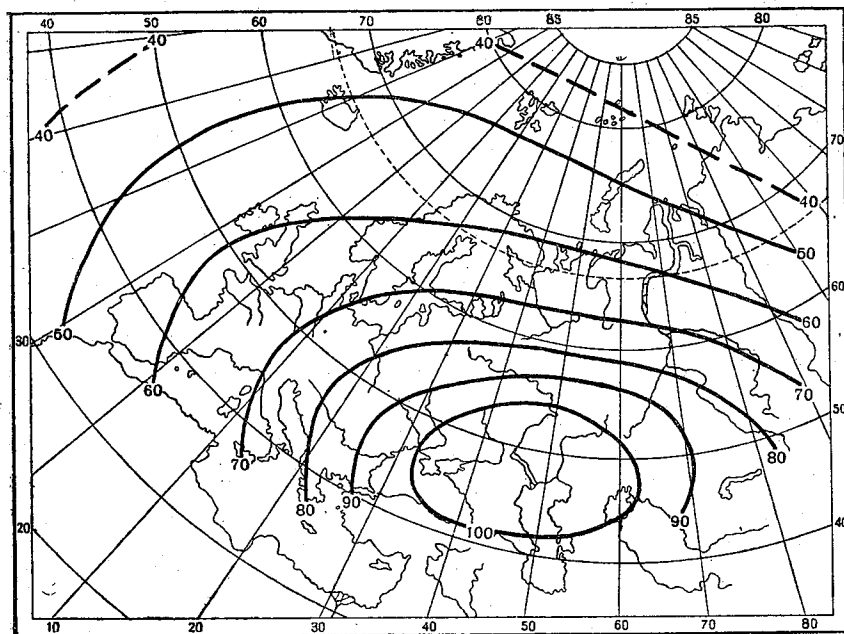


Рис. 4. Повторяемость положительной аномалии барического режима в летние сезоны с положительной аномалией барического режима в районе 7 (24 года).

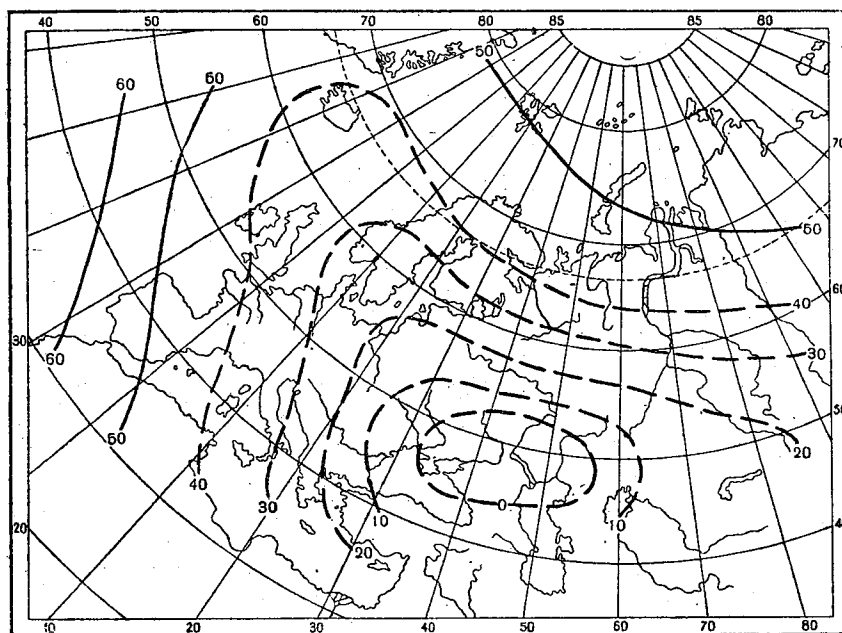


Рис. 5. Повторяемость положительной аномалии барического режима в летние сезоны с отрицательной аномалией барического режима в районе 7 (16 лет).

с повышенной антициклоничностью на юге ЕТС на Таймyre большей частью наблюдается увеличение повторяемости циклонов.

Для того чтобы проверить, насколько устойчива эта закономерность и не случайно ли она всплыла при отборе первого и последнего десятка сезонов, построим аналогичные групповые карты, во-первых, для всех сезонов с положительной и для всех сезонов с отрицательной аномалией (рис. 4 и 5) и, во-вторых, для экстремальных пяти лет каждой группы (рис. 6 и 7).

Распределение аномалий на рис. 4 и 6 в общем достаточно сходно с рис. 2, а рис. 5 и 7 очень сходны с рис. 3.

При больших значениях аномалии района 7 (рис. 6 и 7) вероятность того же знака аномалии в соседних с ним районах 8 и 6 возрастает. Она растет и в районе 4, но только при высоком n_A^7 , при высоких же значениях n_Z^7 , т. е. с увеличением повторяемости циклонов в районе 7, наоборот, в районе 4 все отчетливее проявляется тенденция к обратному знаку аномалии (см. рис. 7). Что касается отмеченной выше особенности района 3, то она сохраняется во всех картах. При больших n_Z^7 , как следует из рис. 7, область обратного знака аномалии распространяется с Таймыра на Баренцево море, Белое море и север ЕТС, при больших n_A^7 область обратных аномалий не получает распространения к западу и юго-западу, она сохраняется лишь в районе 3, но зато вероятность обратного знака аномалии весьма сильно возрастает.

Таким образом, основной смысл групповых карт выделенных десяти первых и десяти последних сезонов подтверждается картами как более широкого, так и более узкого круга сезонов; следовательно, эти две группы по десять сезонов можно принять за исходные для прослеживания предшествующего развития процессов.

Для каждой из этих групп построены сезонные карты повторяемости положительного знака отклонения от нормы числа дней с антициклонической циркуляцией¹ за предшествующие 4 сезона (рис. 8—15).

Изолинии повторяемости более 50% (сплошные) выделяют районы с повышенной антициклоничностью, изолинии повторяемости менее 50% (пунктирные) — районы повышенной циклоничности (или пониженной антициклоничности).

Карты рис. 8—15 построены по данным табл. 3, в которой приведены проценты повторяемости положительной аномалии барического режима для сезо-

Таблица 3

Повторяемость (в %) положительной аномалии барического режима в сезоны, предшествующие антициклоническому (А) и циклоническому (З) лету в южной половине ЕТС (район 7)

$$\Delta = |A - Z|$$

Сезоны		Районы								Сумма
		1	2	3	4	5	6	7	8	
Лето предшествующего года	A	56	56	67	67	56	67	33	56	137
	Z	40	40	40	50	50	30	50	55	
	Δ	16	16	27	17	6	37	17	1	
Осень предшествующего года	A	33	56	78	56	50	78	44	78	135
	Z	60	60	50	70	60	60	70	70	
	Δ	27	4	28	14	10	18	26	8	
Зима	A	44	33	44	83	61	44	44	83	176
	Z	45	50	30	45	20	50	50	30	
	Δ	1	17	14	38	41	6	6	53	
Весна	A	80	40	60	40	60	30	50	60	110
	Z	30	40	60	50	50	40	60	40	
	Δ	50	0	0	10	10	10	10	20	

¹ В дальнейшем мы подобные карты называем кратко картами аномалий барического режима.

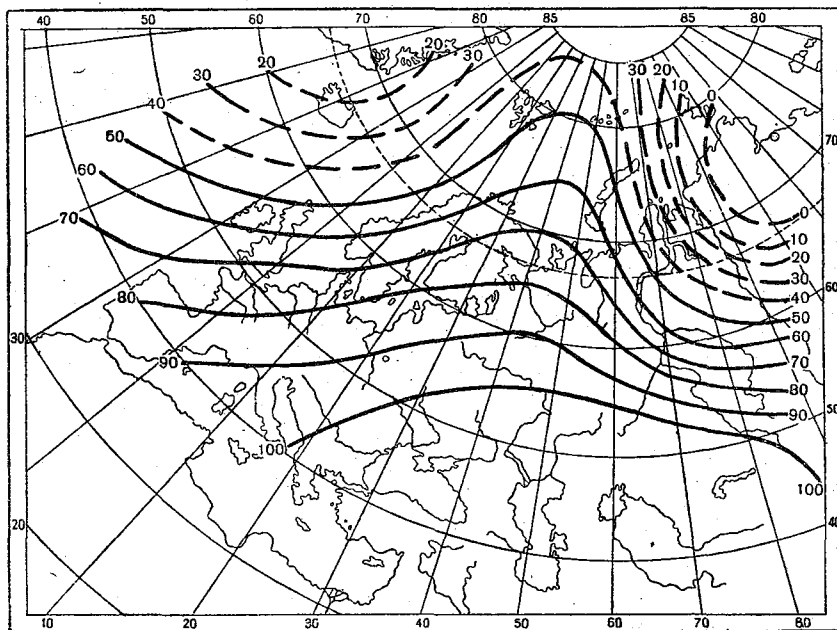


Рис. 6. Повторяемость положительной аномалии барического режима в летние сезоны с повышенной антициклоничностью в районе 7.5 экстремальных лет.

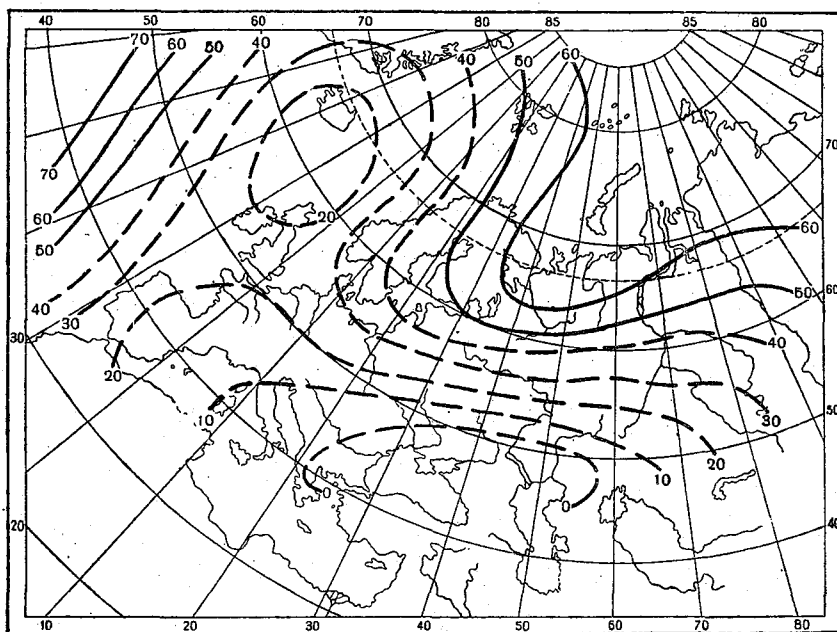


Рис. 7. Повторяемость положительной аномалии барического режима в летние сезоны с повышенной циклоничностью в районе 7.5 экстремальных лет.

нов, предшествующих группе лет с повышенной антициклоничностью в районе 7 летом (рис. 8, 10, 12, 14) и группе лет с повышенной циклоничностью в районе 7 летом (рис. 9, 11, 13, 15).

Как видно из рис. 8—15, в каждом из сезонов в большей или меньшей степени отражаются особенности процессов, предшествующих тому или иному типу лета. Наибольший интерес, с точки зрения прогноза, представляют те особенности сезонных аномалий барического режима, которые имеют противоположный характер перед антициклоническим и циклоническим летом.

Наибольший контраст дают карты зимнего сезона (рис. 12 и 13). Сумма Δ в табл. 3 также подтверждает, что наибольшие расхождения в аномалиях барического режима наблюдаются зимою.

Сопоставление распределения аномалий барического режима в летние сезоны предшествующего года (рис. 8 и 9) показывает, что за год до антициклонического лета в районе 7 на большей части территории европейского естественного синоптического района имеется тенденция к повышенной по сравнению с нормой антициклоничностью; исключение составляет район 7, в котором более вероятна повышенная циклоничность.

За год перед циклоническим летом (рис. 9) распределение аномалий имеет почти обратный характер: на большей части территории, кроме района 8, преобладает отрицательная аномалия барического режима.

Следует заметить, однако, что устойчивость выявленных особенностей барико-циркуляционного режима не особенно велика, так как повторяемость того и другого знака аномалии в большинстве районов не превосходит 60% и только в пяти случаях доходит до 67—70%.

Наиболее показательным, с точки зрения прогноза, является район 6 (западная Европа), в котором противоположный характер аномалии перед циклоническим и антициклоническим летом подчеркнут более резко. Кроме района 6 обратные знаки аномалии дают три северных района: 1, 2 и 3.

Осенью распределение аномалий перед антициклоническим летом (рис. 10) сходно с летним (рис. 8). Обширная область усиленной антициклоничности над Сибирью соединяется через север ЕТС с другой такой же областью над западной Европой, причем обе области подтверждаются большим процентом повторяемости знака аномалии, чем в летнем сезоне. В районе 7, как и летом, имеется тенденция к усиленной циклоничности. В отличие от летней картины в северной Атлантике выявляется область отрицательной аномалии. Таким образом осень перед антициклоническим летом мало отличается от лета по распределению аномалий барического режима. Перед циклоническим летом (рис. 11) распределение осенних аномалий существенно отличается от летнего, выявляя на всей рассматриваемой территории преобладание усиленной антициклоничности, т. е. положительной аномалии. В силу этого, карты на рис. 10 и 11 не обнаруживают такого контраста, как летние. Из всех восьми районов можно выделить лишь два — 1 и 7, в которых знак аномалии перед циклоническим и антициклоническим летом обратный и, следовательно, может быть учтен при составлении прогноза на лето.

Зимние карты (рис. 12 и 13) представляют пример весьма ярко выраженного контраста в распределении аномалий барического режима.

Перед антициклоническим летом (рис. 12) резко выделяется полоса повышенной антициклоничности, протянутая с Атлантики (Азоры) через ЕТС на Сибирь; в зимы перед циклоническим летом (рис. 13) место этой полосы занимает такая же обширная область усиленной циклоничности. Высокие проценты повторяемости знака аномалии в одной и другой группе¹ свидетельствуют о надежности выявленных признаков. Для целей прогноза могут служить знаки аномалии в районах 4, 5 и 8.

Во всех этих районах положительная аномалия барического режима зимою является признаком усиленной антициклоничности летом в районе 7, отрицательная аномалия — признаком усиленной циклоничности.

¹ Следует помнить, что 10, 20, 30% повторяемости положительной аномалии соответствуют 90, 80, 70% повторяемости отрицательной аномалии.

Для зимнего сезона приводятся еще две карты распределения аномалий (рис. 16 и 17), построенные по данным не всех 10 лет каждой группы, а только 5 лет

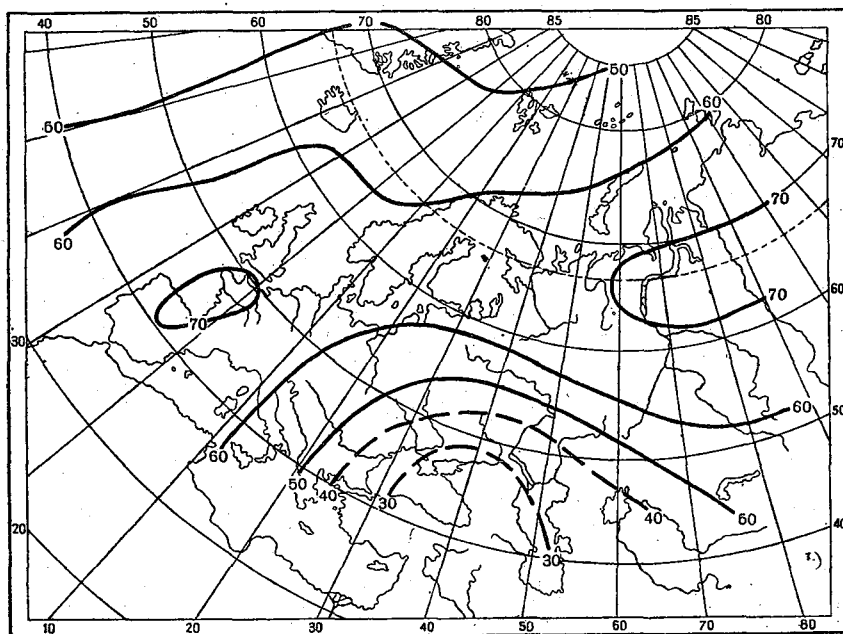


Рис. 8. Лето за год до антициклонического лета в районе 7.

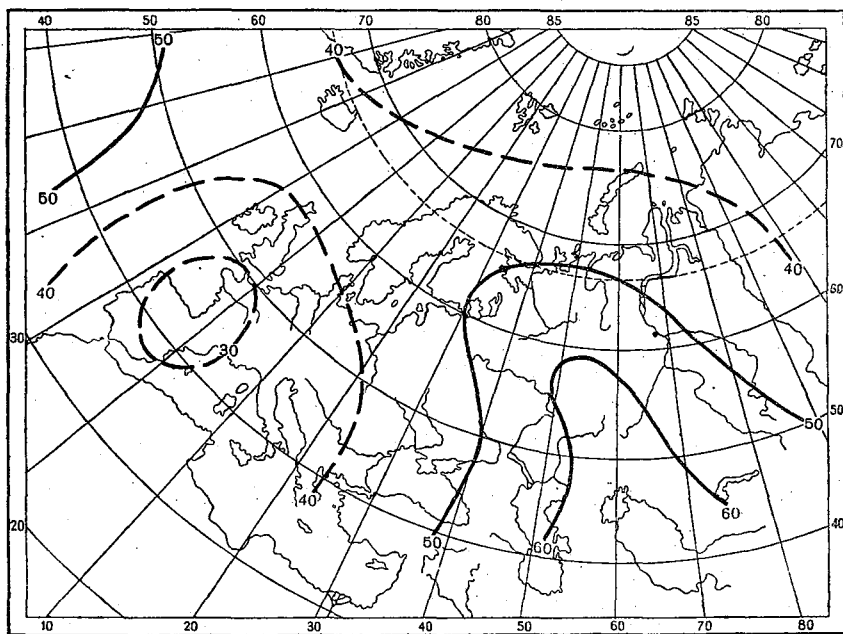


Рис. 9. Лето за год до циклонического лета в районе 7.

с самыми большими отклонениями n_A^7 от нормы, т. е. для сезонов, отмеченных в табл. 2 порядковыми №№ 1—5 и 36—40.

Эти карты подтверждают противоположный характер распределения аномалий в зимы, предшествующие циклоническому и антициклоническому лету, и кроме

указанных ранее трех районов, в которых расхождение зимних аномалий выражено наиболее резко, выявляют еще один показательный район 2 (Баренцево море). В этом районе в зимы перед антициклоническим летом (в районе 7) наблюдается

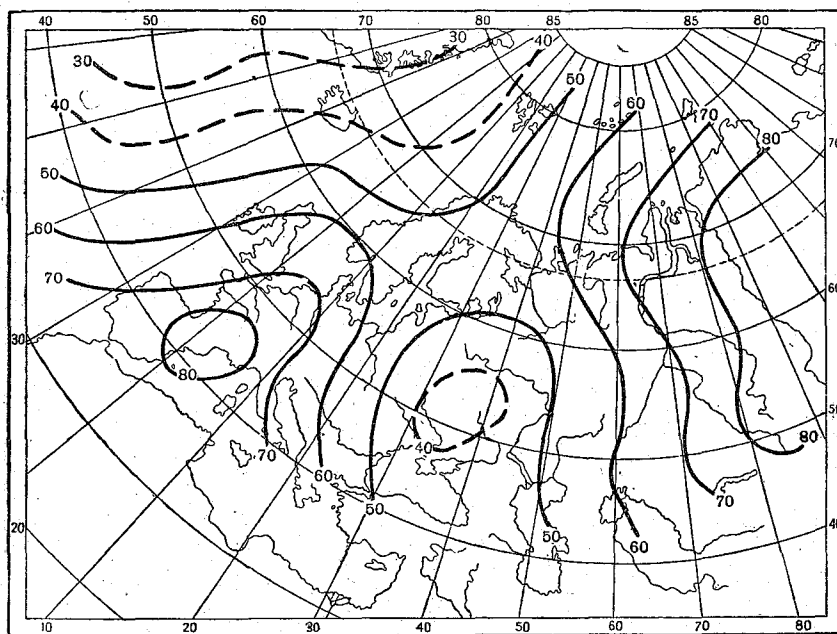


Рис. 10. Осень перед антициклоническим летом в районе 7.

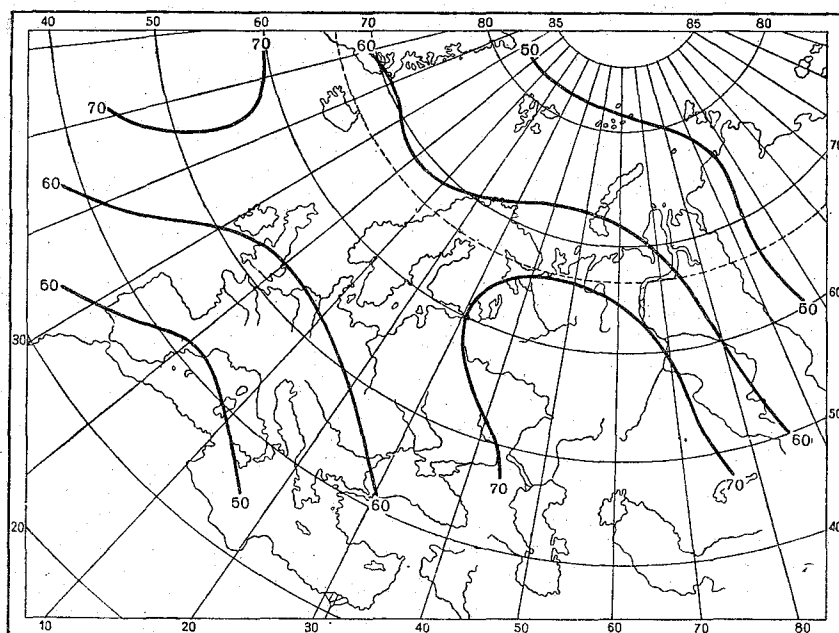


Рис. 11. Осень перед циклоническим летом в районе 7.

повышенная циклоничность, а перед циклоническим летом — повышенная антициклоничность. Таким образом в качестве признаков для прогноза можно использовать знак аномалии зимою в четырех районах: 2, 4, 5 и 8.

Весенние аномалии барического режима (рис. 14 и 15), как и осенние, мало

показательны. Выделяются лишь два района с различным знаком аномалии перед циклоническим и антициклоническим летом на юге ЕТС — район Исландии (1)

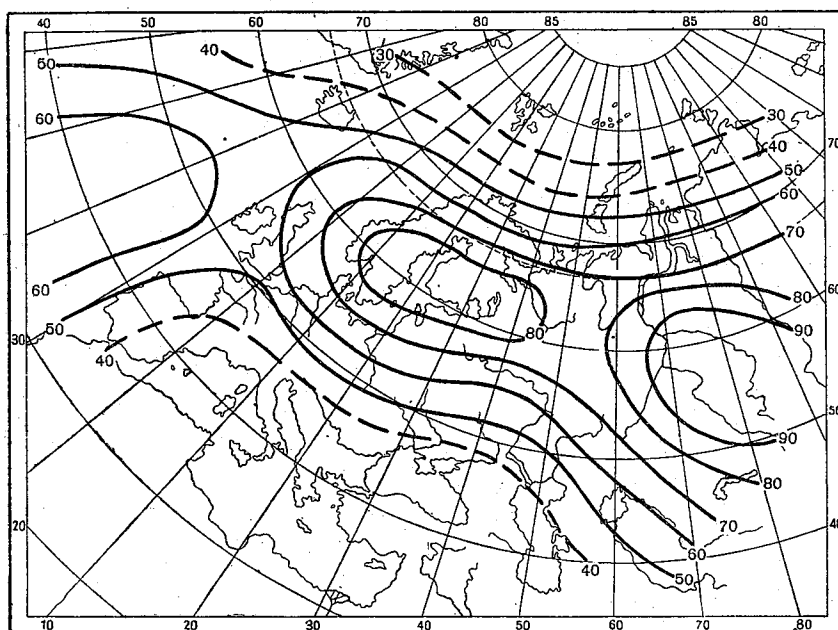


Рис. 12. Зима перед антициклоническим летом в районе 7 (10 лет).

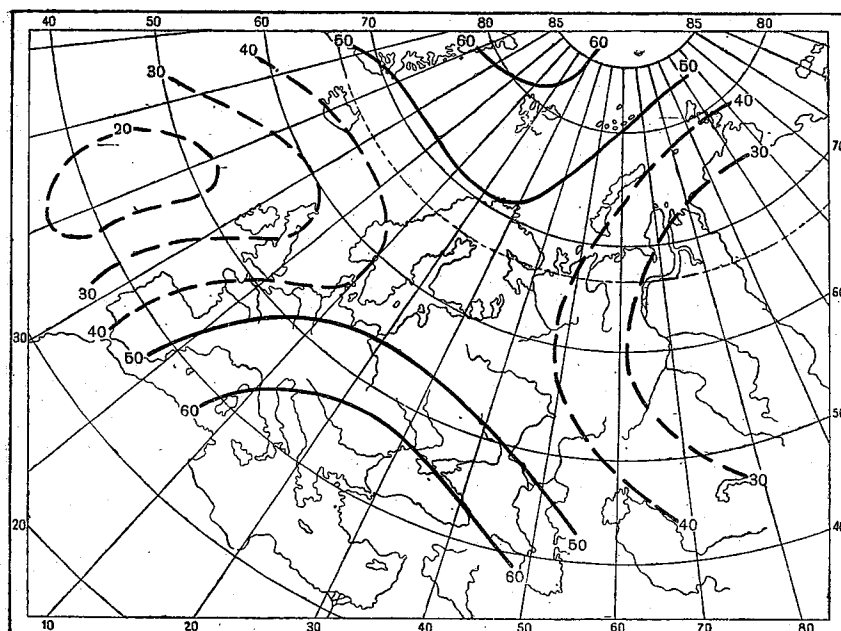


Рис. 13. Зима перед циклоническим летом в районе 7 (10 лет).

и юго-запад Сибири (8). Более четко противоположный характер аномалии выражен в районе Исландии: перед циклоническим летом на юге ЕТС весной наблюдается повышенная (в смысле повторяемости) циклоничность на севере Атлантики, перед антициклоническим летом — пониженная циклоничность.

Такое же изменение знака аномалии дает и район 8, но с меньшей надежностью (60% повторяемости).

Таким образом сопоставление распределения аномалий барического режима:

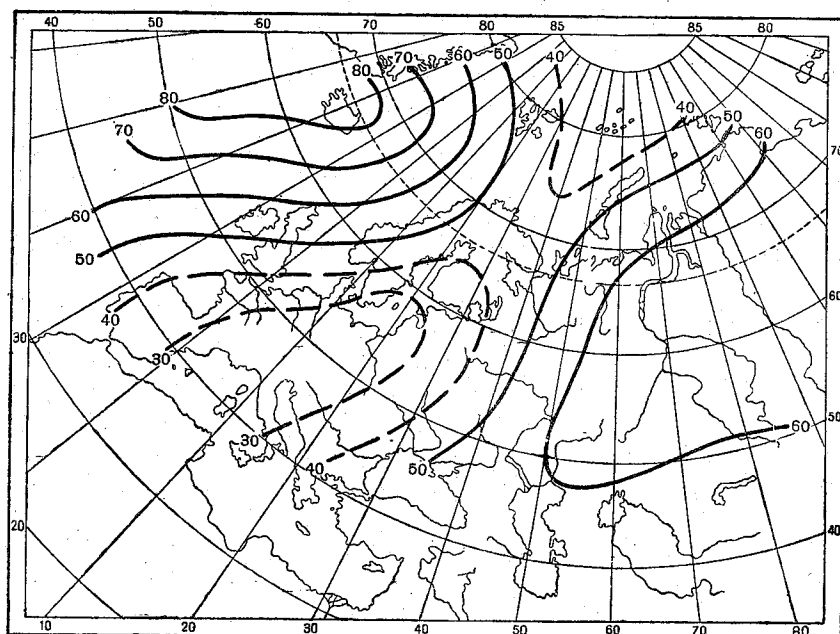


Рис. 14. Весна перед антициклоническим летом в районе 7.

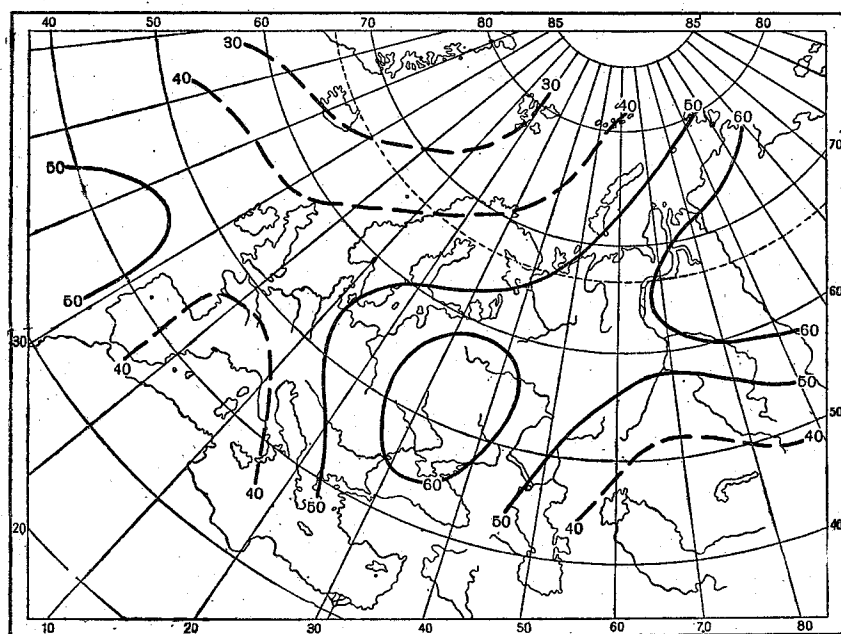


Рис. 15. Весна перед циклоническим летом в районе 7.

в четырех сезонах, предшествующих лету, позволяет выделить ряд характерных признаков, по которым можно судить о циркуляционном режиме летнего сезона.

Всего таких признаков 12: по четыре для лета и зимы и по два для осени и весны. Все они сведены в табл. 4.

Подсчитывая для текущего года число дней с антициклонической (или циклонической) циркуляцией по указанным в табл. 4 сезонам и районам и сопоставляя эти данные с нормами (из табл. 1), мы находим знак аномалии барического режима

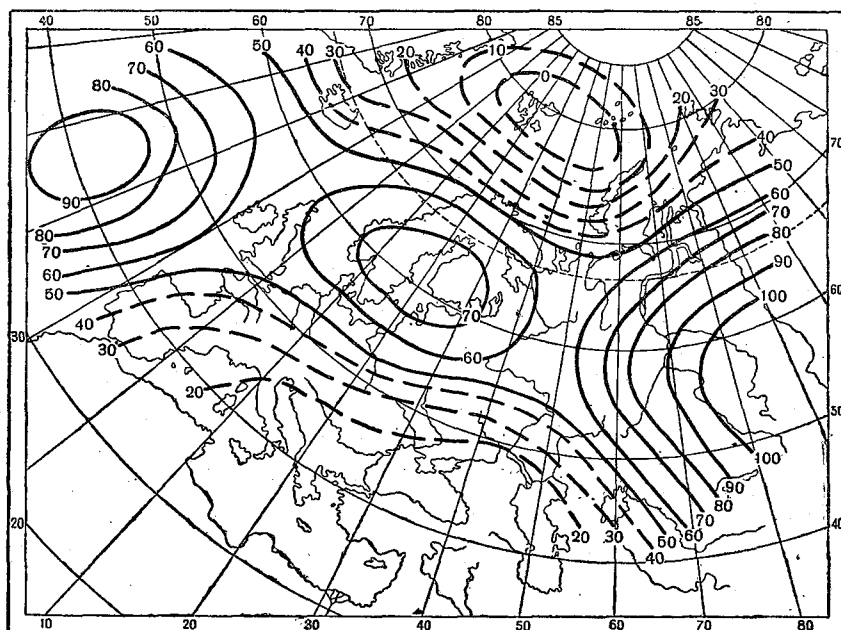


Рис. 16. Зима перед антициклоническим летом в районе 7 (5 лет).

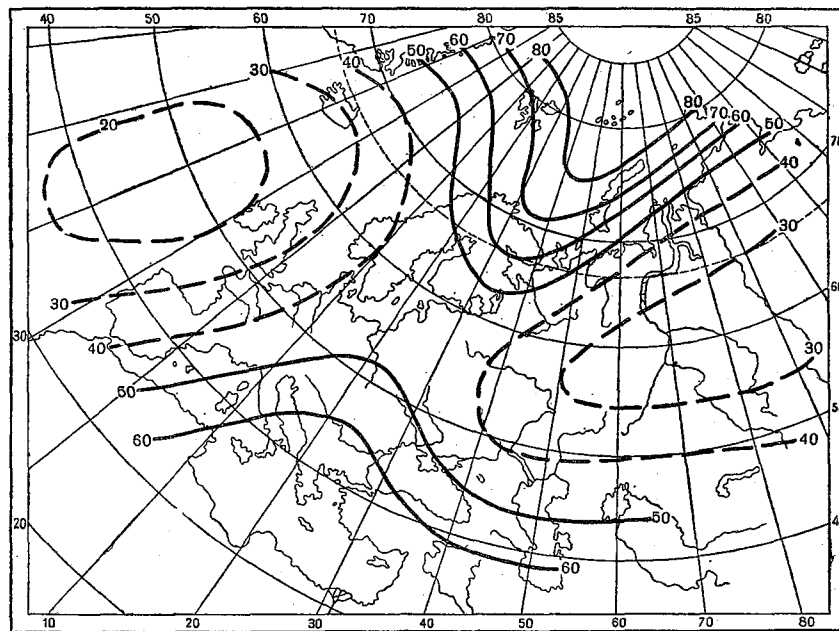


Рис. 17. Зима перед циклоническим летом в районе 7 (5 лет).

для каждого района. Обращаясь затем к табл. 4, отмечаем, по скольким районам знак аномалии совпадает со знаком первой строки (А), по скольким со знаком второй строки (З).

Таблица 4

Знак аномалии барического режима перед летом с повышенной (А) и пониженной (Z) антициклоничностью в районе 7

Районы	Лето				Осень		Зима				Весна	
	1	2	3	6	1	7	2	4	5	8	1	8
A	+	+	+	+	-	-	-	+	+	+	+	+
Z	-	-	-	-	+	+	+	-	-	-	-	-

Число совпадений по первой строке обозначим через B_A ,¹ по второй — B_Z . Можно, понятно, ограничиться одним из них, так как $B_Z = 12 - B_A$.

Если B_A больше, чем B_Z , это означает, что большее число признаков говорит за то, что предстоящее лето в районе 7 будет отличаться повышенной антициклоничностью, преобладание B_Z говорит в пользу циклонического лета. Само собой разумеется, что прогноз преобладающего летнего режима циркуляции будет более надежным в случае больших B_A или B_Z , т. е. тогда, когда все 12 признаков или большая часть из них будут согласованно давать одно и то же указание.

При приближении этих баллов к 6, прогноз становится менее надежным.

На материале того ряда лет, которым мы располагаем (1900—1939), можно проверить обеспеченность прогноза знака аномалии летнего барического режима при различных значениях балла B .

В табл. 5 приведены значения балла B_A за указанные годы и фактический знак аномалии летом.

Таблица 5

Балл барического режима за 4 сезона перед антициклоническим летом B_A и знак Δn_A^7

Годы	B_A	Знак Δn_A^7	Годы	B_A	Знак Δn_A^7
1900-01	6	+	1920-21	4	-
1901-02	2	+	1921-22	9	+
1902-03	5	-	1922-23	8	-
1903-04	5	+	1923-24	8	+
1904-05	6	-	1924-25	5	+
1905-06	7	-	1925-26	8	+
1906-07	7 $\frac{1}{2}$	+	1926-27	6	+
1907-08	4	+	1927-28	10	+
1908-09	5	+	1928-29	8	+
1909-10	3	-	1929-30	6 $\frac{1}{2}$	+
1910-11	6	+	1930-31	6 $\frac{1}{2}$	+
1911-12	6 $\frac{1}{2}$	+	1931-32	8 $\frac{1}{2}$	+
1912-13	1	-	1932-33	5	-
1913-14	5	+	1933-34	3	-
1914-15	4 $\frac{1}{2}$	-	1934-35	9	+
1915-16	4	-	1935-36	7	-
1916-17	5	+	1936-37	7	-
1917-18	5	-	1937-38	7 $\frac{1}{2}$	+
1918-19	5	-	1938-39	7	+
1919-20	5	-			

¹ B_A — будем называть в дальнейшем баллом барического режима.

Из табл. 5 вытекает, что, давая при всех $B_A > 6$ прогноз знака $\Delta n_A^7 +$, а при $B_A < 6$ знак $-$, мы получили бы верный знак в 24 случаях из 35 (при $B_A = 6$ прогноз не дается). Иными словами, обеспеченность прогноза знака аномалии составила бы всего 69%.

Рассматривая значения B_A в пределах 5—7, мы убеждаемся в том, что при этих значениях результат получается неопределенным: из 17 случаев в 9 знак аномалии совпадает с предсказанным, в 8 случаях не совпадает.

Следовательно, при средних значениях балла B признаков недостаточно, чтобы получить определенное указание на тип процесса и поэтому прогноз знака аномалии в этих случаях давать нельзя. Ограничиваясь значениями балла B_A большими 7 и меньшими 5, получаем правильный ответ в 15 случаях из 18, т. е. оправдываемость 83%, а для баллов более 8 и менее 4 еще более высокую оправдываемость — 88%.

Таким образом качественный прогноз аномалии барического режима с обеспеченностью более 83% можно давать при значениях балла B_A более 7 (дается знак $+$) и менее 5 (дается знак $-$). Прогноз этот может быть дан к 1 июня, а в ряде случаев и ранее, так как знак аномалии сезона часто становится ясным еще до конца сезона.

Если ограничиться только тремя сезонами (без весны), то балл B_A будет иметь значения, приведенные в табл. 6.

Таблица 6

Балл барического режима (B_A) за 3 сезона (лето, осень и зима)
и знак Δn_A^7

Годы	B_A	Знак Δn_A^7	Годы	B_A	Знак Δn_A^7
1900-01	5	+	1920-21	4	-
1901-02	2	+	1921-22	7	+
1902-03	4	-	1922-23	6	-
1903-04	4	+	1923-24	6	+
1904-05	6	-	1924-25	4	+
1905-06	6	-	1925-26	6	+
1906-07	6 1/2	+	1926-27	6	+
1907-08	4	+	1927-28	8	+
1908-09	4	+	1928-29	6	+
1909-10	3	-	1929-30	5 1/2	+
1910-11	5	+	1930-31	4 1/2	+
1911-12	6 1/2	+	1931-32	6 1/2	+
1912-13	1	-	1932-33	3	-
1913-14	4 1/2	+	1933-34	3	-
1914-15	3 1/2	-	1934-35	8	+
1915-16	3	-	1935-36	5	-
1916-17	4	+	1936-37	6	-
1917-18	5	-	1937-38	7 1/2	+
1918-19	4	-	1938-39	6	+
1919-20	5	-			

Давая прогноз аномалии барического режима на лето со знаком $+$ при значениях $B_A \geq 6 1/2$ и со знаком $-$ при $B_A \leq 3 1/2$, мы получаем верный результат в 12 случаях из 13, т. е. оправдываемость 92%¹.

Следовательно, качественный прогноз аномалии летней циркуляции в районе 7 можно дать еще в конце зимы, 1/III, с обеспеченностью выше 90%. Как видно из результатов проверки, добавление весенних признаков в данном случае не по-

¹ Учитывая все баллы ≥ 5 , мы получили бы оправдываемость всего 66%.

вышает обеспеченности прогнозов. Прогноз можно давать по данным трех сезонов, т. е. с заблаговременностью 3 месяца до начала лета.

Следует иметь в виду, что определенный прогноз знака аномалии дается только при значениях $B_A \geq 6\frac{1}{2}$ или при $B_A \leq 3\frac{1}{2}$, т. е. в $\frac{1}{3}$ всего числа случаев.

Во всех остальных случаях прогноз не дается, так как при B_A , заключенном в пределах 4—6, оба знака равновероятны.

Высокий процент обеспеченности качественного прогноза имеет здесь условный характер, так как охватывает не всю совокупность лет.

Проверка качественного прогноза показывает, что его надежность возрастает по мере того, как балл B_A отходит от средних значений в одну или другую сторону, принимая очень низкие или очень высокие значения. Это обстоятельство указывает на возможность перехода от качественного прогноза к количественному с использованием всего ряда лет.

Из графического построения зависимости n_A^7 летом от B_A за предшествующие четыре сезона получена простая эмпирическая формула:

$$\Delta n_A^7 = 3\Delta B_A, \quad (1)$$

где Δn_A^7 — аномалия барического режима в районе 7 летом, а ΔB_A — отклонение балла B_A от среднего значения, равного 6. Указанная формула может быть заменена другой, по которой непосредственно вычисляется число дней с антициклонами в районе 7 за лето:

$$n_A^7 = 3B_A + 33. \quad (2)$$

Результаты проверки этой формулы на всем ряде лет с 1900-01 по 1938-39 гг. приведены в табл. 7.

Таблица 7

Прогноз числа дней с антициклонической циркуляцией летом в районе 7 (n_A^7) по сезонным аномалиям барического режима

Годы	B_A	Прогноз n_A^7	Фактическое n_A^7	Ошибка	Годы	B_A	Прогноз n_A^7	Фактическое n_A^7	Ошибка
1900-01	6	51	59	8	1920-21	4	45	35	10
1901-02	2	39	53	14	1921-22	9	60	65	5
1902-03	5	48	41	7	1922-23	8	57	47	10
1903-04	5	48	60	12	1923-24	8	57	60	3
1904-05	6	51	45	6	1924-25	5	48	52	4
1905-06	7	54	45	9	1925-26	8	57	59	2
1906-07	$7\frac{1}{2}$	56	63	7	1926-27	6	51	55	4
1907-08	4	45	54	9	1927-28	10	63	61	2
1908-09	5	48	58	10	1928-29	8	57	59	2
1909-10	3	42	49	7	1929-30	$6\frac{1}{2}$	52	52	0
1910-11	6	51	57	6	1930-31	$6\frac{1}{2}$	52	59	7
1911-12	$6\frac{1}{2}$	52	55	3	1931-32	$8\frac{1}{2}$	58	65	7
1912-13	1	36	34	2	1932-33	5	48	26	22
1913-14	5	48	53	5	1933-34	3	42	39	3
1914-15	$4\frac{1}{2}$	46	33	13	1934-35	9	60	63	3
1915-16	4	45	28	17	1935-36	7	54	48	6
1916-17	5	48	55	7	1936-37	7	54	30	14
1917-18	5	48	38	10	1937-38	$7\frac{1}{2}$	56	76	20
1918-19	5	48	42	6	1938-39	7	54	62	8
1919-20	5	48	49	1					

Средняя ошибка 7,5.

Таблица

Повторяемость (в %) положительной аномалии барического режима в месяцы, предшествующие антициклоническому (А) и циклоническому (Z) лету в районе 7

$$\Delta = A - Z$$

Месяцы		Районы								Сумма
		1	2	3	4	5	6	7	8	
VI	A	44	56	78	33	44	78	56	33	170
	Z	60	50	30	50	60	30	40	30	
	Δ	16	6	48	17	16	48	16	3	
VII	A	56	56	56	67	56	56	33	44	143
	Z	50	50	50	30	65	10	60	50	
	Δ	6	6	6	37	9	46	27	6	
VIII	A	33	33	56	44	44	67	56	56	100
	Z	60	55	50	40	60	50	60	60	
	Δ	27	22	6	4	16	17	4	4	
IX	A	33	44	83	56	56	67	78	56	155
	Z	60	40	40	30	60	50	50	50	
	Δ	27	4	43	26	4	17	28	6	
X	A	33	22	56	33	17	78	33	56	226
	Z	20	60	50	60	70	30	60	70	
	Δ	13	38	6	27	53	48	27	14	
XI	A	56	56	78	56	44	56	56	67	169
	Z	50	20	40	50	50	80	40	30	
	Δ	6	36	38	6	6	24	16	37	
XII	A	44	39	44	67	67	22	44	67	157
	Z	30	15	30	40	40	50	50	50	
	Δ	14	24	14	27	27	28	6	17	
I	A	30	60	50	60	65	50	70	80	150
	Z	40	40	50	60	35	70	50	30	
	Δ	10	20	0	0	30	20	20	50	
II	A	40	60	70	50	60	70	30	70	75
	Z	50	60	60	40	55	60	30	40	
	Δ	10	0	10	10	5	10	0	30	
III	A	70	40	20	40	45	50	60	70	130
	Z	40	20	60	50	45	50	60	40	
	Δ	30	20	40	10	0	0	0	30	
IV	A	40	60	40	40	40	15	30	50	210
	Z	30	30	70	70	55	50	70	70	
	Δ	10	30	30	30	15	35	40	20	
V	A	80	60	40	50	40	50	50	60	105
	Z	30	50	50	50	45	50	40	40	
	Δ	50	10	10	0	5	0	10	20	
VI	A	40	60	40	40	45	80	80	80	235
	Z	50	50	70	35	75	40	20	30	
	Δ	10	10	30	5	30	40	60	50	
VII	A	20	50	50	30	60	70	90	70	205
	Z	60	50	60	30	55	50	0	30	
	Δ	40	0	10	0	5	20	90	40	
VIII	A	50	40	55	70	60	70	90	60	220
	Z	20	50	50	30	65	40	20	30	
	Δ	30	10	5	40	5	30	70	30	

Как видно из табл. 7, число оправданий прогноза с ошибкой, не превышающей 20⁰/₀ многолетней амплитуды (т. е. 10 дней), составляет 32 из 39, т. е. 82⁰/₀.

Природная обеспеченность прогноза нормы с погрешностью в тех же пределах ± 10 дней равна 64⁰/₀. Таким образом, применяя расчет по формуле (2), мы выигрываем 18⁰/₀.

Аналогично сезонным аномалиям барического режима произведено сравнение месячных аномалий для 12 месяцев, предшествующих антициклоническому и циклоническому лету. Результаты этого сравнения приведены в табл. 8. Таблица эта построена аналогично табл. 3. В конце приведены также данные для трех месяцев исходного летнего сезона.

Из табл. 8 видно, что наибольшее расхождение (по разностям процента повторности положительной аномалии барического режима перед циклоническим и антициклоническим летом) дают июнь, октябрь и апрель.

Для октября, дающего наибольшее расхождение, приводятся также две карты (рис. 18 и 19), из которых видно, что в отдельные месяцы распределение аномалий барического режима перед антициклоническим и циклоническим летом бывает почти в точности обратным.

В табл. 9, составленной на основании данных табл. 8, приведены районы и месяцы с противоположным знаком аномалии перед циклоническим и антициклоническим летом.

Таблица 9

Знак аномалии барического режима перед
летом с повышенной (А) и пониженной (Z)
антициклоничностью в районе 7

Месяцы	Районы	А	Z
VI	3	+	—
	6	+	—
VIII	1	—	+
IX	1	—	+
	3	+	—
X	2	—	+
	5	—	+
	6	+	—
XI	3	+	—
	8	+	—
I	8	+	—
II	8	+	—
III	1	+	—
	3	—	+
	8	+	—
IV	2	+	—
	3	—	+
	4	—	+
	7	—	+

Для того, чтобы увеличить заблаговременность прогноза, данные за май не используются. Таким образом прогноз на лето дается 1 мая.

Аналогично сопоставлению сезонных аномалий, сравниваются знаки аномалии отдельных месяцев текущего и предшествующего года с соответствующими данными

табл. 9 и подсчитывается балл B_A — число признаков, говорящих за повышенную антициклоничность летом. Этот балл используется для качественного и количественного прогноза.

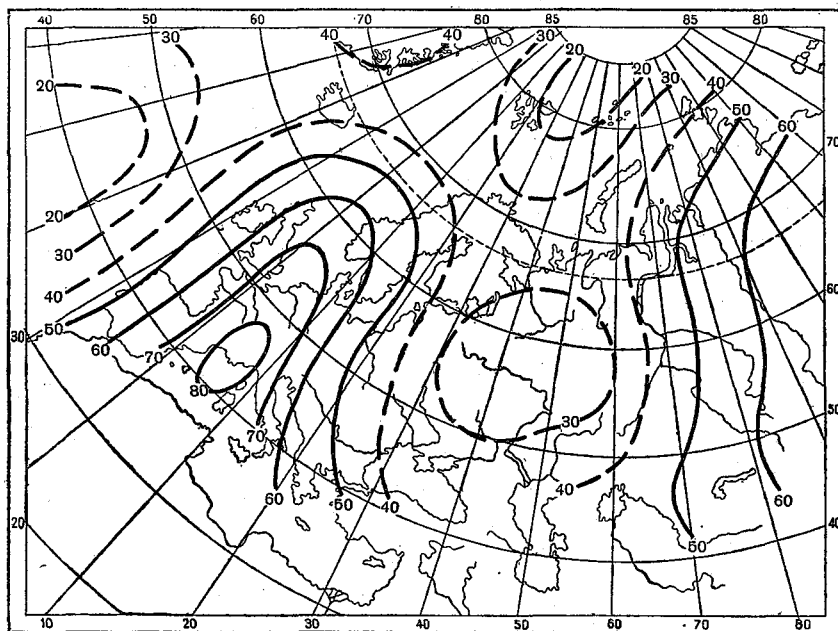


Рис. 18. Октябрь перед антициклоническим летом в районе 7.

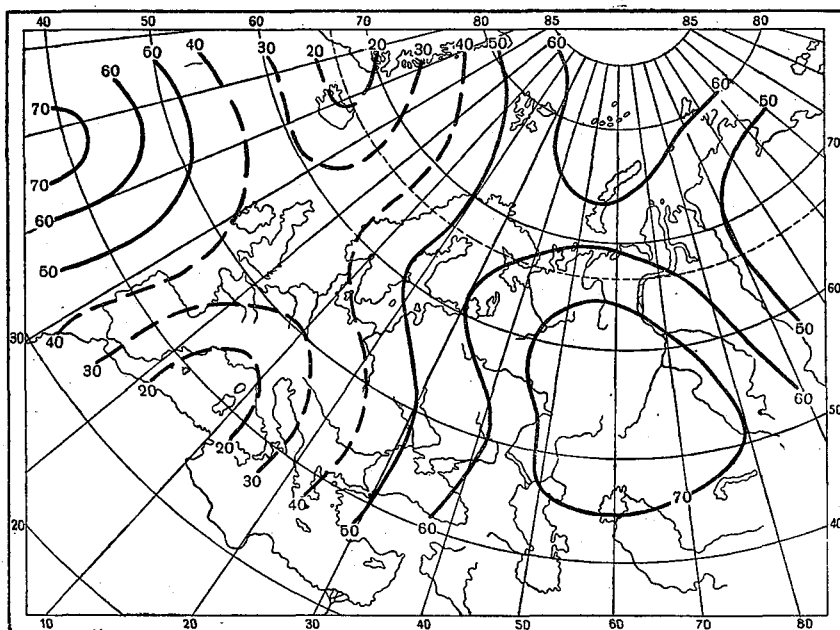


Рис. 19. Октябрь перед циклоническим летом в районе 7.

Качественный прогноз дается в трех градациях:

1) усиленная антициклоничность (число дней с антициклонами выше сезонной нормы на 9 дней и более),

2) нормальная циркуляция (отклонения от нормы в пределах ± 8 дней) и
3) усиленная циклоничность (число дней с антициклонами ниже сезонной нормы на 9 дней и более).

При таких пределах в первую и третью группу входит по 10 лет, а во вторую (нормальная циркуляция) 20 лет. Если за норму принимать среднее число дней $\pm 20\%$ амплитуды, т. е. ± 10 дней, то в первую группу войдет всего 6 лет, во вторую 26, а в третью 8.

Прогноз „усиленная антициклоничность“ (+) дается при $B_A \geq 13$, „нормальная циркуляция“ (Н) при B_A в пределах от $7\frac{1}{2}$ до $12\frac{1}{2}$ и „усиленная циклоничность“ (—) при $B_A \leq 7$.

В табл. 10 приведены значения балла B_A для всех лет с 1900 по 1939 гг. и фактические данные n_A^7 за эти годы в трех градациях.

Из этой таблицы видно, что в 31 случае из 39 (т. е. в 80%) предсказанная и фактическая градация n_A^7 совпадает.

Природная обеспеченность прогноза при допустимом отклонении ± 8 дней равна всего 50% , следовательно, выигрыш методического прогноза составляет 30% .

Если к случаям совпадения предсказанной и фактической градации присоединить 50% случаев соседних градаций (дано Н было + или —, дано + или — было Н) процент оправдания прогноза увеличится до 90% .

Таблица 10

Оправдываемость качественного прогноза аномалии барического режима
в районе 7 летом.

Годы	B_A	Прогноз	Фак- тическая	Годы	B_A	Прогноз	Факти- ческая
1900-01	$11\frac{1}{2}$	Н	Н	1920-21	5	—	—
1901-02	9	Н	Н	1921-22	12	Н	+
1902-03	4	—	—	1922-23	12	Н	Н
1903-04	9	Н	+	1923-24	13	+	+
1904-05	12	Н	Н	1924-25	$7\frac{1}{2}$	Н	Н
1905-06	11	Н	Н	1925-26	$9\frac{1}{2}$	Н	Н
1906-07	13	+	+	1926-27	$9\frac{1}{2}$	Н	Н
1907-08	10	Н	Н	1927-28	15	+	+
1908-09	12	Н	Н	1928-29	11	Н	Н
1909-10	$5\frac{1}{2}$	—	Н	1929-30	9	Н	Н
1910-11	13	+	Н	1930-31	10	Н	Н
1911-12	9	Н	Н	1931-32	15	+	+
1912-13	4	—	—	1932-33	6	—	—
1913-14	11	Н	Н	1933-34	3	—	—
1914-15	$9\frac{1}{2}$	Н	—	1934-35	14	+	+
1915-16	$9\frac{1}{2}$	Н	—	1935-36	11	Н	Н
1916-17	10	Н	Н	1936-37	10	Н	—
1917-18	6	—	—	1937-38	$16\frac{1}{2}$	+	+
1918-19	9	Н	—	1938-39	14	+	+
1919-20	11	Н	Н				

Балл B_A , подсчитанный для районов и месяцев, указанных в табл. 9, может быть использован и для количественного прогноза числа дней с антициклонической циркуляцией в районе 7 летом (n_A^7).

Графическое построение зависимости n_A^7 от B_A дает возможность объединить большую часть точек около прямой, уравнение которой

$$n_A^7 = 2,25B_A + 30. \quad (3)$$

Результат проверки формулы (3) на всем ряде лет (1900—1939) приведен в таблице 11.

Таблица 11

Прогноз n_A^7 летом по месячным аномалиям барического режима

Годы	B_A	Прогноз	Фактическое	Ошибка	Годы	B_A	Прогноз	Фактическое	Ошибка
1900-01	11½	56	59	3	1920-21	5	41	35	6
1901-02	9	50	53	3	1921-22	12	57	65	8
1902-03	4	39	41	2	1922-23	12	57	47	10
1903-04	9	50	60	10	1923-24	13	60	60	0
1904-05	12	57	45	12	1924-25	7½	47	52	5
1905-06	11	55	45	10	1925-26	9½	51	59	8
1906-07	13	60	63	3	1926-27	9½	51	55	4
1907-08	10	52	54	2	1927-28	15	64	61	3
1908-09	12	57	58	1	1928-29	11	55	59	4
1909-10	5½	42	49	7	1929-30	9	50	52	2
1910-11	13	60	57	3	1930-31	10	52	59	7
1911-12	9	50	55	5	1931-32	15	64	65	1
1912-13	4	39	34	5	1932-33	6	44	26	18
1913-14	11	55	53	2	1933-34	3	37	39	2
1914-15	9½	51	33	18	1934-35	14	62	63	1
1915-16	9½	51	28	23	1935-36	11	55	48	7
1916-17	10	52	55	3	1936-37	10	52	30	22
1917-18	6	44	38	6	1937-38	16½	67	76	9
1918-19	9	50	42	8	1938-39	14	62	62	0
1919-20	11	55	49	6					
Средняя ошибка									6,4

Из табл. 11 следует, что число прогнозов с ошибкой, не превышающей 20% амплитуды, т. е. 10 дней, равно 34 из 39, или 87%.

По сравнению с природной обеспеченностью прогноза n_A^7 (прогнозов нормы с допуском ± 10 дней), равной 64%, выигрыш методического прогноза составляет 23%.

При допуске ± 8 дней (около 15% амплитуды) обеспеченность методического прогноза 77%, прогноза нормы 50%, т. е. выигрыш получается в 27%; при допуске 10% амплитуды, т. е. ± 5 дней, обеспеченность методического прогноза 54%, прогноза нормы 30%, выигрыш методического прогноза 24%.

Преимущества методического прогноза видны также из сопоставления средних ошибок прогнозов. Средняя ошибка прогноза нормы (за 40 лет) составляет 9,4 дня, или 19% амплитуды; средняя ошибка прогноза по сезонному баллу B_A (табл. 7) равна 7,5 дней (15% амплитуды), а средняя ошибка прогноза по формуле (3), т. е. по месячным аномалиям, составляет всего 6,4 дня, т. е. 13% многолетней амплитуды.

Таким образом, наиболее эффективной в отношении прогноза является формула (3), прогноз по которой дается за месяц до начала лета с обеспеченностью 87%, при допустимой ошибке $\pm 20\%$ многолетней амплитуды.

Кроме приведенных выше, был испытан ряд других эмпирических зависимостей, связывающих число дней с антициклонической циркуляцией летом в районе 7 с предшествующими аномалиями барического режима. Удлинялся ряд месяцев, районы и месяцы учитывались выборочно, вводился разный вес для различных районов-месяцев (в зависимости от процента повторяемости знака аномалии), но повышения обеспеченности прогнозов, по сравнению с прогнозами по формуле (3), не получилось. Поэтому для практического использования можно рекомендовать формулу (3).

Аналогично лету были исследованы и зимние сезоны с повышенной антициклоничностью и циклоничностью в районе 7.

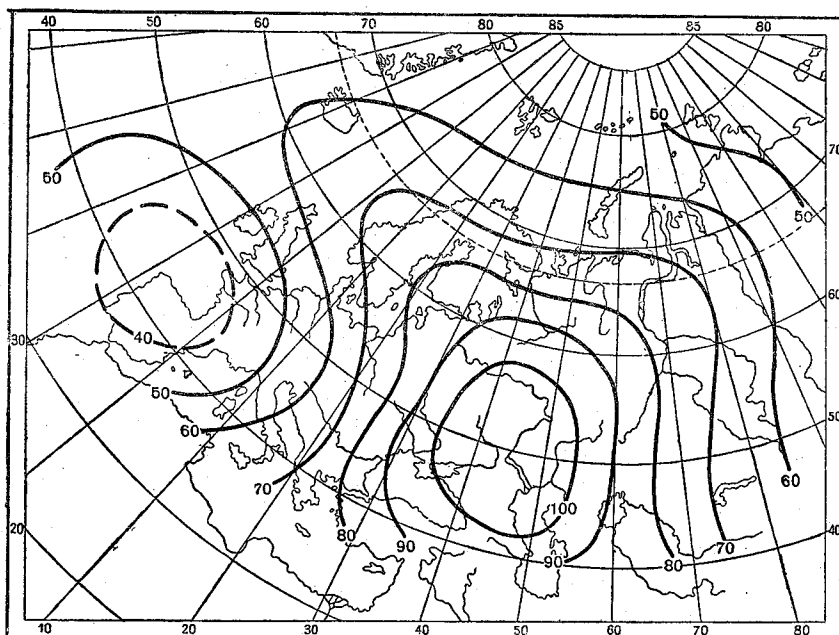


Рис. 20. Повторяемость (в %) положительной аномалии барического режима в зимние сезоны с повышенной антициклоничностью в районе 7 (10 сезонов с аномалией 6 дней).

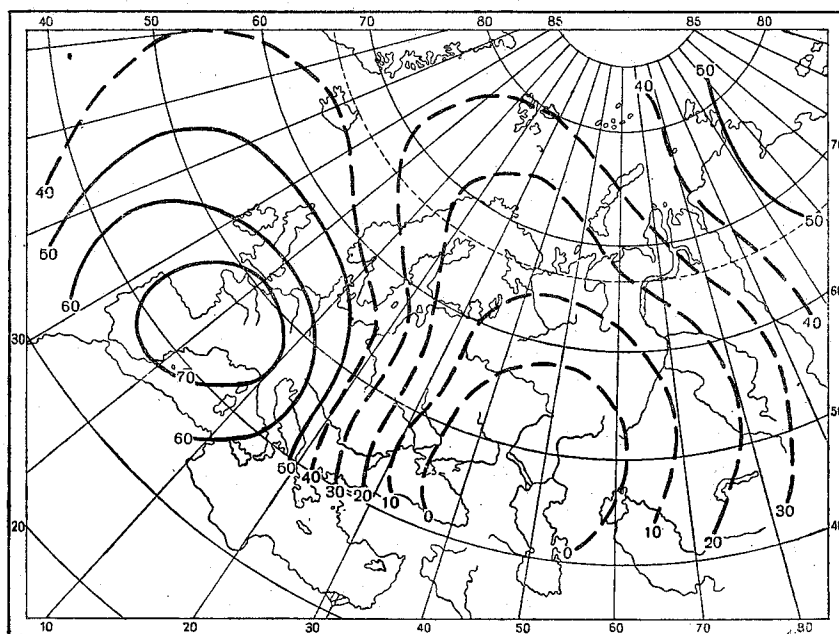


Рис. 21. Повторяемость (в %) положительной аномалии барического режима в зимние сезоны с повышенной циклоничностью в районе 7 (10 сезонов с аномалией 6 дней).

Так как методика исследования была та же, что и для летнего сезона, то здесь мы не приводим полностью все материалы, ограничиваясь лишь полученными результатами.

Нормальное число дней с антициклонической циркуляцией зимою в районе 7 и всех остальных приведено в табл. 1. Для района 7 в среднем это число равно 58 дням, т. е. в течение сезона преобладает антициклоническая циркуляция. В процентах к общему числу дней число дней с антициклонами составляет 64%. Амплитуда n_A^7 зимою значительно меньше, чем летом — всего 35 дней. Максимальное значение $n_A^7 = 77$ и за период 1900—1939 гг. наблюдалось два раза: в 1929-30 и 1930-31 гг. Минимальное значение $n_A^7 = 42$ имело место в 1907-08 г. Следует отметить довольно высокую природную обеспеченность прогноза нормы при допуске $\pm 20\%$ амплитуды (т. е. 7 дней), равную 72%; при допустимой ошибке не выше 10% амплитуды, т. е. округленно 4 дней, природная обеспеченность прогнозов снижается до 36%.

Число дней с антициклонами зимою в районе 7 за весь ряд лет (n_A^7) и отклонения n_A^7 от нормы приведены в табл. 12, в порядке убывания n_A^7 .

Для выявления характерных особенностей циркуляции в месяцы, предшествующие зимним сезонам с повышенной антициклоничностью и повышенной циклоничностью, были исследованы две группы лет: 1) с № 1 по 10 и 2) с № 30 по 39.

Групповые карты аномалий барического режима для зимних сезонов указанных лет представлены на рис. 20 и 21. Опираясь с аномалиями, следует иметь в виду картину среднего барического режима зимы (норму), представленную на рис. 22.

Таблица 12

Число дней с антициклонической циркуляцией зимою в районе 7 (n_A^7) и отклонения от нормы (Δn_A^7)

№ пп.	Годы	n_A^7	Δn_A^7	№ пп.	Годы	n_A^7	Δn_A^7
1	1929-30	77	+19	21	1915-16	56	-2
2	1930-31	77	+19	22	1913-14	56	-2
3	1911-12	73	+15	23	1927-28	55	-3
4	1938-39	68	+10	24	1926-27	55	-3
5	1923-24	67	+9	25	1921-22	55	-3
6	1914-15	65	+7	26	1936-37	54	-4
7	1905-06	64	+6	27	1928-29	53	-5
8	1932-33	64	+6	28	1916-17	53	-5
9	1934-35	64	+6	29	1931-32	52	-6
10	1935-36	64	+6	30	1924-25	52	-6
11	1918-19	63	+5	31	1908-09	52	-6
12	1920-21	63	+5	32	1906-07	52	-6
13	1909-10	62	+4	33	1901-02	52	-6
14	1910-11	62	+4	34	1937-38	48	-10
15	1919-20	62	+4	35	1904-05	48	-10
16	1925-26	61	+3	36	1900-01	46	-12
17	1933-34	61	+3	37	1912-13	44	-14
18	1903-04	60	+2	38	1902-03	44	-14
19	1922-23	56	-2	39	1907-08	42	-16
20	1917-18	56	-2				

Характерной особенностью циркуляционного режима зимнего сезона является обострение контраста между океаном и материком: в северной Атлантике (район 1) повторяемость циклонов достигает почти до 80%, повторяемость антициклонов на юго-западе Сибири (район 8) также около 80%. Средняя антициклоничность зимою в районе 1 — 22%, в 8 — 76%, разность между ними 54%. В остальные сезоны эта разность равна: осенью 42%, весной 32%, летом 10% (а если брать разность между районами 7 и 1 — 20%).

В сезоны с повышенной антициклоничностью в районе 7, как видно из рис. 20, положительная аномалия барического режима распространяется на западную Сибирь и почти на весь Европейский континент, за исключением его юго-западной части, где аномалия имеет обратный знак.

В сезоны с повышенной циклоничностью в районе 7 (рис. 21) отрицательная аномалия также захватывает соседние районы, но обратный знак аномалии в юго-западной Европе (6 район) выражен еще более резко. Напомним, что летом аномалии района 6, при значительных аномалиях в районе 7, имеют в большинстве случаев тот же знак, что и в районе 7.

Аналогично тому, как это было проделано для летних сезонов, для двух групп лет, отмеченных в табл. 12 номерами 1—10 и 30—39, были построены групповые характеристики барического режима для 12 месяцев, предшествующих зиме.

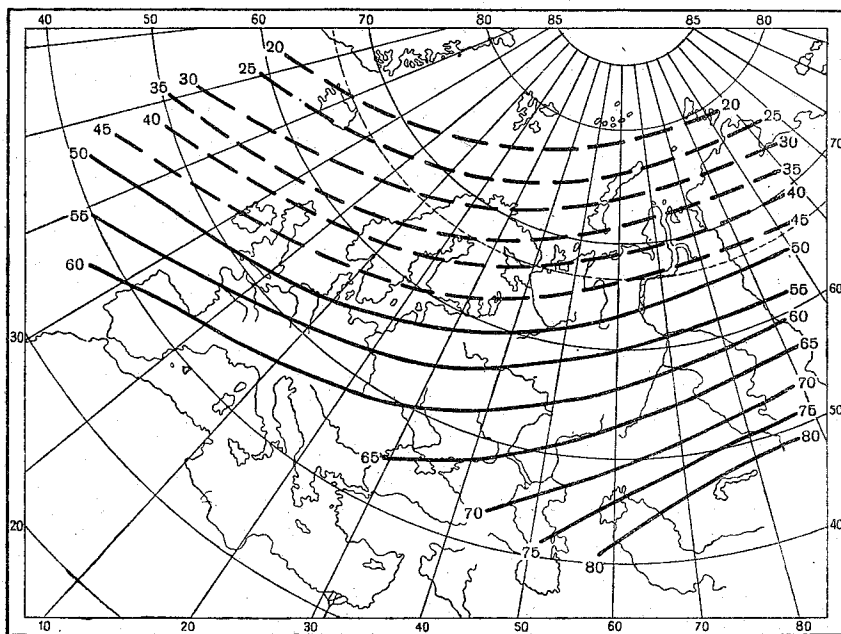


Рис. 22. Повторяемость (в %) антициклонической циркуляции зимой (XII—II) — среднее за 40 лет.

Сопоставление выявившихся таким образом аномалий позволило выделить район-месяцы с противоположными знаками аномалии перед антициклонической зимой и перед циклонической зимой в районе 7. Эти районы и месяцы и соответствующие знаки аномалии приведены в табл. 13.

Для прогноза, как и в случае летнего сезона, производится сопоставление аномалий текущего года с табл. 13 и подсчитывается балл B_A , указывающий, какое число признаков говорит за повышенную антициклоничность в наступающую зиму. Для повышения заблаговременности прогноза, последний из указанных в табл. 13 признаков, относящийся к ноябрю, не используется.

Таким образом, с декабря по октябрь производится отметка совпадений с рядом А или Z по 20 признакам. Балл B_A может принимать значения от 0 до 20. Прогноз на зиму дается 1 ноября.

Качественный прогноз знака аномалии барического режима дается в зависимости от величины B_A . При $B_A > 10$ дается знак +, при $B_A < 10$ знак —. В табл. 14 приведены значения балла B_A за все годы с 1900 по 1939 и фактические аномалии барического режима в районе 7 за зимний сезон (Δn_A^7).

Из табл. 14 следует, что прогноз знака аномалии, даваемый так, как указано выше, оправдывается в 30 случаях из 37, т. е. на 81%. Если ограничиться только значениями балла $B_A \geq 14$ (прогноз $+$) и $B_A \leq 6$ (прогноз $-$), а при средних значениях, заключенных в пределах 7—9, прогноза не давать, то оправдываемость прогнозов повышается до 93% (13 случаев из 14).

Следовательно, при $B_A \geq 14$ или $B_A \leq 6$ прогноз знака аномалии может быть дан с высокой обеспеченностью.

Таблица 13

Знак аномалии барического режима перед зимой с повышенной (А) и пониженной (Z) антициклоничностью в районе 7

Месяцы	Районы	А	Z	Месяцы	Районы	А	Z
XII	1	+	-	VI	2	+	-
I	3	-	+		4	-	+
II	2	-	+		5	+	-
	6	+	-	VII	1	-	+
III	6	+	-	VIII	5	+	-
					8	+	-
IV	1	+	-	IX	2	+	-
	8	+	-		3	+	-
				X	4	-	+
V	1	-	+		6	-	+
	5	+	-	XI	6	-	+
	6	-	+				

Таблица 14

Оправдываемость качественного прогноза аномалии барического режима в районе 7 зимой

Годы	B_A	Прогноз знака аномалии	Фактич. Δh_A^7	Годы	B_A	Прогноз знака аномалии	Фактич. Δh_A^7
1900-01	5	-	-12	1920-21	14	+	+5
1901-02	5	-	-6	1921-22	13	+	-3
1902-03	8	-	-14	1922-23	12	+	-2
1903-04	11	+	+2	1923-24	15	+	+9
1904-05	6	-	-10	1924-25	9 1/2	-	-6
1905-06	14	+	+6	1925-26	12	+	+3
1906-07	6 1/2	-	-6	1926-27	13	+	-3
1907-08	7	-	-16	1927-28	5 1/2	-	-3
1908-09	6	-	-6	1928-29	10		-5
1909-10	8	-	+4	1929-30	15	+	+19
1910-11	12	+	+4	1930-31	13	+	+19
1911-12	11 1/2	+	+15	1931-32	9	-	-6
1912-13	5	-	-14	1932-33	16	+	+6
1913-14	13	+	-2	1933-34	12	+	+3
1914-15	12 1/2	+	+7	1934-35	17	+	+6
1915-16	8	-	-2	1935-36	13	+	+6
1916-17	10		-5	1936-37	9	-	-4
1917-18	8	-	-2	1937-38	4	-	-10
1918-19	8	-	+5	1938-39	12 1/2	+	+10
1919-20	5 1/2	-	+4				

Если весь ряд зимних сезонов разбить на три градации: 1) зимы с повышенной антициклоничностью ($n_A^7 \geq 63$), 2) зимы с нормальной циркуляцией ($54 < n_A^7 < 62$) и 3) зимы с повышенной циклоничностью ($n_A^7 \leq 53$), то в каждую из градаций войдет почти одинаковое количество лет (12, 14, 13).

Давая прогноз знака аномалии $+$ при $B_A > 12$ и $-$ при $B_A < 8$, получим верный результат в 18 случаях из 23, т. е. оправдываемость 78%. В 5 случаях полу-

чается вместо $+$ или $-$ норма, т. е. соседняя градация. Учитывая эти случаи как частично оправдавшиеся (на 50%), получаем оправдываемость 89%.

Ограничиваясь более высокими и более низкими значениями B_A , т. е. давая прогноз $+$ только при $B_A \geq 14$ и $-$ при $B_A \leq 6$, можно повысить процент точного совпадения с предсказанной градацией до 86 (12 случаев из 14), а присоединяя сюда 50% частично оправдавшихся прогнозов (соседняя градация), получаем оправдываемость 93%. Прогноз по трем градациям дает более точные указания, чем прогноз только одного знака аномалии, так как выделяет две группы лет с отклонениями от нормы более 10% амплитуды.

Прогноз нормальной циркуляции имеет низкую обеспеченность (56%, а с присоединением частично оправдавшихся — 78%), поэтому при средних значениях балла B_A прогноз по градациям давать не следует. Прогноз знака аномалии при значениях B_A от 8 до 12 оправдывается в 79% случаев.

Дальнейшее уточнение прогноза n_A^7 с количественным расчетом по эмпирическим формулам, аналогичным формулам (2) и (3), не дает существенного преимущества перед природной обеспеченностью, и потому приходится ограничиваться только качественным прогнозом с уточнением по указанным выше градациям.

Изложенная в настоящей работе методика была применена также к выводу правил для предсказания сезонных особенностей циркуляции района 4 (северная половина Европы). Предварительные результаты позволяют давать качественный прогноз аномалии барического режима с достаточно высокой обеспеченностью.

Зависимости, полученные для района 7, могут уже сейчас найти непосредственное применение в практике составления долгосрочных прогнозов погоды. Можно полагать, что аналогичным образом могут быть получены эффективные зависимости и для других районов.

Прогноз аномалии барического режима определяет весьма существенные особенности сезонной циркуляции.

На основании этого прогноза можно уже непосредственно сделать ряд выводов в отношении общих характеристик сезона. Однако, как нам кажется, при современном состоянии методики долгосрочных прогнозов погоды основное применение прогноза аномалии барического режима должно заключаться в использовании найденных величин n_A или знака Δn_A в качестве критерия для подбора аналогов. Имея группу аналогов, отобранную по „истории“, т. е. по прошедшим сезонам, мы можем выделить из этой группы те годы, которые имеют знак Δn_A , совпадающий с предсказываемым, и числа n_A , близкие к вычисленным по расчетным формулам типа (2) или (3).

Эти аналоги и должны быть положены в основу прогноза.

Дальнейшее уточнение прогноза возможно при введении критерия, определяющего интенсивность циркуляции и непосредственно зависящего от интенсивности солнечной деятельности.

Вопросы, связанные с установлением и применением этого критерия, частично рассмотрены уже автором в работах 1946 и 1947 гг. [3—5]

ЛИТЕРАТУРА

1. Вительс Л. А. Характеристики барического режима европейского естественного синоптического района. Труды НИУ ГУГМС, серия II, вып. 15, Гидрометеиздат. Л. 1946.
2. Вительс Л. А. Вспомогательный синоптический метод долгосрочного фонового прогноза ледовых явлений на реках севера ЕТС. Информ. сборник № 4. 1946.
3. Вительс Л. А. Интенсивность атмосферной циркуляции в Арктике и солнечная активность. Информ. сборник № 6. 1946.
4. Вительс Л. А. Об определении индекса циркуляции по данным синоптического каталога. Информ. сборник № 5. 1947.
5. Вительс Л. А. Многолетние изменения барико-циркуляционного режима европейского естественного синоптического района и их влияние на колебания климата. Труды ГГО, вып. 8, Гидрометеиздат. Л. 1948.

МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ТЕМПЕРАТУРЫ СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЫ С ПРИВЕДЕНИЕМ ЕЕ К НАЗЕМНОЙ МНОГОЛЕТНЕЙ

Приведение средней температуры тропосферы к наземной многолетней температуре

Вопрос о согласовании температурных характеристик свободной атмосферы с наземными ставился неоднократно, но удовлетворительного разрешения не получил. Средняя температура у поверхности земли, вычисленная для дней с аэрологическими наблюдениями, как правило, отличается от многолетней климатологической средней. Разность между этими средними температурами может быть очень велика. Возможны, конечно, и небольшие разности в $0,1—0,2^\circ$, но чаще средние температуры у земли, полученные из аэрологических данных, существенно отличаются от климатической средней или нормы. В отдельные месяцы для ряда станций разность достигает $5—6^\circ$.

Если просто присоединить климатические средние температуры к средним температурам на высотах, начиная с высоты $0,5$ км, мы получим кривую изменения температуры с высотой, сильно искаженную в слое земля— $0,5$ км. Возможны нелепые изломы, указывающие на сверхадиабатические градиенты или очень глубокие инверсии, в действительности не существующие в рассматриваемом месяце в этой местности даже в отдельные дни, а не только как средние месячные.

Отсюда ясно, что получаемые нами температурные характеристики тропосферы следует увязать с наземными характеристиками. В настоящей статье делается попытка такой увязки средней температуры каждого из рассматриваемых уровней от $0,5$ до 8 км с наземной многолетней средней при помощи уравнений регрессии.

Будем предполагать, что средняя температура тропосферы уже определена методом разностей и средняя на исходном уровне получена из короткого ряда, т. е. для лет и дней с аэрологическими данными.

Применение метода разностей для обработки температуры на высотах связано с тем, что число наблюдений с высотой уменьшается и непосредственным осреднением температуру на высотах можно получить только для станций с очень большим рядом наблюдений. На большинстве же станций при обработке температуры приходится использовать метод разностей.

Метод разностей основан на следующих рассуждениях. Пусть на уровне A имеется полный ряд наблюдений за температурой, на уровне B — неполный (т. е. не все наблюдения достигли уровня B). Обозначим для уровней A и B среднюю из полного ряда через t_A и t_B , из неполного — через t_A^* и t_B^* . Тогда t_B (среднюю из полного ряда) можно определить из соотношения:

$$t_B = t_B^* + (t_A - t_A^*).$$

Для применения простого метода разностей необходимо, чтобы коэффициент корреляции, связывающий температуру на уровнях A и B , был положительный. Чем он больше, тем надежнее применение метода разностей.

Метод разностей неприменим для всей толщи атмосферы, пробиваемой современными радиозондами.

Особенно важен случай, когда коэффициент корреляции между температурой на уровнях A и B отрицательный, так как это указывает на то, что температура на этих уровнях находится в обратной связи. Это возможно, когда уровень A находится в тропосфере, а уровень B в стратосфере. Тогда положительной разности температуры $t_A - t_B$ соответствует отрицательная разность $t_B - t_A$, т. е. повышению температуры на нижнем уровне будет соответствовать понижение температуры на верхнем уровне.

В этом случае применение простого метода разностей ошибочно и только ухудшает результат по сравнению с непосредственным осреднением. Абсолютно неприменим метод разностей в слое тропопаузы. Здесь средняя разность является сплошной фикцией, так как наряду с большими положительными наблюдаются и большие отрицательные температурные разности. Таким образом, методом разностей можно обрабатывать температуру только для тропосферы. Выше должен быть применен какой-либо другой метод.

Следует заметить, что обычно средняя температура на нижних уровнях (примерно до высоты 4 км), на которых число наблюдений остается постоянным или почти постоянным, вычисляется простым осреднением и только выше в слое 4—8 км — методом разностей. Однако это является только первым этапом получения температурных характеристик в тропосфере, особенно при рассмотрении не одного, а нескольких пунктов температурного зондирования. Полученные средние температуры на каком-либо уровне для различных пунктов не сравнимы между собой, так как отклонения исходных средних на поверхности земли от норм могут отличаться знаком и сильно колебаться по абсолютному значению от нескольких десятых градуса до 5—6°. Пункт, показывающий на некотором уровне по неприведенным к нормам данным более низкую температуру, по сравнению с соседним, в действительности может иметь более высокую температуру.

Без согласования средних температур тропосферы с наземными нормами вообще не может ставиться вопрос о построении поля температур на отдельных уровнях, так как мы можем получить искаженную картину.

Казалось, что проще всего было бы механически перенести разность между средней температурой у поверхности земли для дней с аэрологическими наблюдениями и нормой на последующие слои, или, другими словами, вычислять среднюю температуру тропосферы по нормам у земли и средним межслойным изменениям температуры, но для этого необходимо доказать, что разность между многолетней средней и средней, полученной из короткого ряда, остается постоянной при возрастании высоты.

Однако легко показать, что предположение о ее постоянстве является неверным. Действительно, применив метод разностей в наиболее общем виде, составим уравнение регрессии, связывающее температуру у земной поверхности с температурой на уровне k

$$t_k = t_k^* + a_k(N - t_0^*), \quad (1)$$

где t_k — искомая средняя приведенная температура на уровне k ; t_k^* — средняя температура на том же уровне, полученная из аэрологических данных; a_k — коэффициент регрессии между температурой у поверхности земли и на уровне k ; N — средняя многолетняя температура у поверхности земли; t_0^* — средняя температура у поверхности земли, полученная из аэрологических данных.

Применяя это уравнение, мы можем рассматривать далеко отстоящие уровни с различной изменчивостью температуры.

Вопрос о том, можно ли разность между нормой и средней температурой у поверхности земли, полученной из аэрологических данных, считать постоянной, с помощью формулы (1), разрешается просто. Постоянной эта разность будет лишь в том случае, если $a_k = 1$, так как только в этом случае мы имеем

$$t_k - t_k^* = N - t_0^*.$$

Но a_k , как показала обработка данных по температуре ряда станций, убывает с высотой, а потому и поправка, равная $a_k(N - t_0^*)$, которую надо внести в среднюю температуру на уровне K для приведения ее к многолетней, убывает с возрастанием высоты. Таким образом для определения величины этой поправки необходимо вычислить коэффициент регрессии.

Приведем пример обработки температуры на высотах для ст. Павловск за 8 лет. В обработку были включены все наблюдения независимо от срока, всего 4626 наблюдений.

После обработки температуры тропосферы до высоты 8 км простым методом разностей были получены данные, приведенные в табл. 1.

Таблица 1

Средняя температура над Павловском, не приведенная к нормам у земли

Месяцы	Земля	Высота, в км									
		0,5	1,0	1,5	2,0	3,0	4,0	5,0	6,0	7,0	8,0
I	-9,1	-9,6	-10,0	-11,3	-1,31	-18,5	-24,2	-30,4	-36,8	-43,3	-50,0
II	-7,1	-8,6	-9,3	-10,7	-1,26	-18,2	-23,9	-30,1	-36,6	-43,3	-49,7
III	-2,9	-4,9	-6,8	-8,5	-1,06	-15,7	-21,3	-27,9	-34,1	-40,9	-47,6
IV	3,2	0,9	-2,3	-5,1	-8,0	-13,5	-19,2	-25,4	-31,9	-38,5	-45,2
V	10,6	8,2	4,7	1,3	-1,8	-7,0	-12,5	-18,6	-25,2	-32,1	-39,0
VI	15,9	13,4	9,9	6,3	3,2	-2,1	-7,7	-13,7	-20,1	-26,8	-33,6
VII	18,4	16,3	13,2	9,9	6,8	1,4	-3,9	-9,8	-16,0	-22,9	-30,1
VIII	17,3	15,4	12,3	9,3	6,6	1,0	-4,5	-10,3	-16,6	-23,2	-30,1
IX	11,1	9,4	6,5	3,7	1,0	-4,1	-9,6	-15,4	-21,8	-28,5	-35,3
X	5,0	2,8	0,9	-1,3	-3,3	-8,0	-13,5	-19,7	-26,3	-33,0	-39,7
XI	0,4	-1,1	-2,2	-3,8	-6,2	-10,9	-16,7	-23,1	-29,7	-36,7	-43,6
XII	-5,5	-6,6	-7,7	-8,9	-10,7	-15,5	-21,1	-27,3	-33,9	-40,6	-47,6

Для приведения полученных средних температур на высотах были вычислены коэффициенты регрессии для уровней: земля — 0,5 км, земля — 1 км, земля — 2 км, земля — 4 км, земля — 6 км и земля 8 км (см. табл. 2). Коэффициенты регрессии на промежуточных высотах были интерполированы по полученным плавным кривым изменения a_k с высотой.

За нормы у поверхности земли были приняты следующие температуры:

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
-8,3	-8,6	-4,7	2,6	9,3	13,7	16,6	14,5	9,6	3,8	-1,4	-6,1

Таблица 2

Коэффициенты регрессии

Месяцы	Высота, в км									
	0,5	1,0	1,5	2,0	3,0	4,0	5,0	6,0	7,0	8,0
I	0,76	0,62	0,55	0,49	0,40	0,34	0,28	0,25	0,26	0,30
II	0,84	0,69	0,62	0,56	0,53	0,53	0,49	0,43	0,35	0,26
III	0,73	0,66	0,60	0,54	0,50	0,49	0,47	0,42	0,33	0,25
IV	0,89	0,90	0,89	0,86	0,84	0,85	0,80	0,72	0,63	0,54
V	0,98	0,98	0,90	0,82	0,75	0,71	0,69	0,65	0,58	0,49
VI	1,00	1,00	0,96	0,87	0,77	0,73	0,71	0,71	0,71	0,73
VII	0,09	0,99	0,89	0,76	0,58	0,47	0,46	0,48	0,46	0,41
VIII	0,91	0,83	0,80	0,77	0,58	0,50	0,51	0,55	0,56	0,59
IX	0,90	0,94	0,92	0,84	0,78	0,78	0,78	0,78	0,75	0,72
X	0,90	0,87	0,84	0,81	0,76	0,72	0,70	0,68	0,62	0,57
XI	0,83	0,66	0,58	0,51	0,40	0,32	0,32	0,33	0,32	0,31
XII	0,80	0,61	0,58	0,55	0,49	0,44	0,43	0,42	0,38	0,34

Поправка на температуру, вычисленная по формуле $a_k(N - t^*_0)$, дана в табл. 3.

Таблица 3

Поправка на среднюю температуру для приведения ее к норме
у поверхности земли

Месяцы	Земля	Высота, в км									
		0,5	1,0	1,5	2,0	3,0	4,0	5,0	6,0	7,0	8,0
I	+0,8	+0,6	+0,5	+0,4	+0,4	+0,3	+0,3	+0,2	+0,2	+0,2	+0,2
II	-1,5	-1,3	-1,0	-0,9	-0,8	-0,8	-0,8	-0,7	-0,6	-0,5	-0,4
III	-1,8	-1,3	-1,2	-1,1	-1,0	-0,9	-0,9	-0,8	-0,8	-0,6	-0,4
IV	-0,6	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,4	-0,4	-0,3
V	-1,3	-1,3	-1,3	-1,2	-1,1	-1,0	-0,9	-0,9	-0,8	-0,8	-0,6
VI	-2,2	-2,2	-2,2	-2,1	-1,9	-1,7	-1,6	-1,6	-1,6	-1,6	-1,6
VII	-1,8	-2,0	-1,8	-1,6	-1,4	-1,0	-0,8	-0,8	-0,9	-0,8	-0,7
VIII	-2,8	-2,5	-2,3	-2,2	-2,2	-1,6	-1,4	-1,4	-1,5	-1,6	-1,6
IX	-1,5	-1,4	-1,4	-1,4	-1,3	-1,2	-1,2	-1,2	-1,2	-1,1	-1,1
X	-1,2	-1,1	-1,0	-1,0	-1,0	-0,9	-0,9	-0,8	-0,8	-0,7	-0,7
XI	-1,8	-1,5	-1,2	-1,0	-0,9	-0,7	-0,6	-0,6	-0,6	-0,6	-0,6
XII	-0,6	-0,5	-0,4	-0,3	-0,3	-0,3	-0,3	-0,3	-0,3	-0,2	-0,2

Введя эти поправки, получим окончательно среднюю температуру на высотах, приведенную к климатологическим нормам (см. табл. 4).

Вычисление высоты (H_s) и температуры (t_s) начала тропопавзы

Вычислив среднюю температуру по высотам в слое тропосферы, следует определить высоту начала тропопавзы и ее температуру. Не все наблюдения за температурой свободной атмосферы достигают этого уровня, а потому нельзя ограничиться простым осреднением полученных данных для H_s и t_s . Их необходимо увязать с полученными характеристиками для тропосферы. Для этого надо выявить зависимость между температурой на каком-либо уровне k тропосферы, высотой начала тропопавзы и ее температурой. За высоту k следует принять высоту, ниже которой за весь рассматриваемый период времени не опускалось начало тропопавзы.

Из рассмотрения полученных связей оказалось, что удобно увязывать H_s с t_k и t_s с H_s и определять H_s и t_s из уравнений регрессии:

$$H_s = H_k^* + a(t_k - t_k^*)$$

и

$$t_s = t_s^* + b(H_s - H_s^*),$$

где H_s — искомая средняя приведенная высота начала тропопавзы; t_s — искомая средняя приведенная температура начала тропопавзы; t_k — средняя температура на высоте k км, приведенная к многолетней средней; H_s^* — средняя, вычисленная по аэрологическим данным, высота начала тропопавзы; t_s^* — средняя температура начала тропопавзы, полученная из аэрологических данных; t_k^* — средняя температура на высоте k км по наблюдениям, достигшим тропопавзы; a — коэффициент регрессии между температурой на высоте k км и высотой начала тропопавзы; b — коэффициент регрессии между высотой начала тропопавзы и ее температурой.

Приведем пример обработки на материале ст. Павловск для января. Здесь k примем равным 7, так как в Павловске в январе наблюдались случаи высоты начала тропопавзы от 7 до 8 км. Выпишем все найденные высоты тропопавзы, ее температуру и температуру на высоте 7 км, для тех же дней.

Таблица 4

Средняя температура над Павловском

Месяцы	Высота, в км												Начало троппаузы		
	Вгмэс	0,5	1,0	1,5	2,0	3,0	4,0	5,0	6,0	7,0	8,0	9,0	10,0	темпера- тура	высота
I	—8,3	—9,0	—9,5	—10,9	—12,7	—18,2	—23,9	—30,2	—36,6	—43,1	—48,2	—53,3	—58,6	—58,8	10,03
II	—8,6	—9,9	—10,3	—11,6	—13,4	—19,0	—24,7	—30,8	—37,2	—43,8	—49,0	—54,3	—	—58,2	9,77
III	—4,7	—6,2	—8,0	—9,6	—11,6	—16,6	—22,2	—28,7	—34,9	—41,5	—47,0	—52,5	—	—56,3	9,69
IV	2,6	0,4	—2,8	—5,6	—8,5	—14,0	—19,7	—25,9	—32,3	—38,9	—44,5	—50,1	—	—53,8	9,69
V	9,3	6,9	3,4	0,1	—2,9	—8,0	—13,4	—19,5	—26,0	—32,9	—38,8	—44,7	—50,5	—53,3	10,49
VI	13,7	11,2	7,7	4,2	1,3	—3,8	—9,3	—15,3	—21,7	—28,4	—34,4	—40,6	—46,6	—51,4	10,79
VII	16,6	14,3	11,4	8,3	5,4	0,4	—4,7	—10,6	—16,9	—23,7	—29,9	—36,5	—42,5	—49,7	11,16
VIII	14,5	12,9	10,0	7,1	4,4	—0,6	—5,9	—11,7	—18,1	—24,8	—31,0	—37,7	—43,9	—52,6	11,34
IX	9,6	8,0	5,1	2,3	—0,3	—5,3	—10,8	—16,6	—23,0	—29,6	—35,8	—41,8	—48,0	—54,4	11,03
X	3,8	1,7	—0,1	—2,3	—4,3	—8,9	—14,4	—20,5	—27,1	—33,7	—39,5	—44,9	—50,8	—54,1	10,57
XI	1,4	—2,6	—3,4	—4,8	—7,1	—11,6	—17,3	—23,7	—30,3	—37,3	—43,3	—49,0	—54,8	—57,5	10,45
XII	—6,1	—7,4	—8,1	—9,2	—11,0	—15,8	—21,4	—27,6	—34,2	—40,8	—46,4	—51,8	—57,5	—58,7	10,20

Дней, когда наблюдения достигли высоты начала тропопаузы, было 96. Для них найдены значения t_7^* , H_s^* , t_s^* и значения коэффициентов регрессии a и b : $t_7^* = -42,0$, $H_s^* = 10,20$, $t_s^* = -59,1$, $a = 0,13$, $b = -2,00$. Отсюда

$$H_s = 10,20 + 0,13(-43,3 + 42,0) = 10,20 - 0,17 = 10,03,$$

$$t_s = -59,1 - 2,00(10,03 - 10,20) = -59,1 + 0,3 = -58,8.$$

Таким же образом получены значения H_s и t_s для остальных месяцев (см. табл. 4).

Таким образом, температура на высоте 9 км, а в ряде месяцев и 10 км, остается невычисленной; ее можно определить по данным средней температуры на уровне 7 км и на высоте начала тропопаузы при помощи графического интерполирования. Предварительно вычисленную температуру на высоте 8 км следует, в случае необходимости, сгладить по данным соседних уровней.

Определение хода температуры в слое тропопаузы и в нижней стратосфере

После определения высоты начала тропопаузы и ее температуры, естественно, возникает вопрос, как определить ход температуры с высотой в слое тропопаузы и в нижней стратосфере. Обработка температуры этого слоя, мощностью в 4—5 км, представляет наибольшие трудности, так как в этом слое совершает свои колебания высота начала тропопаузы, и одни и те же высоты могут располагаться то в тропосфере, то в стратосфере. Таким образом, для этого слоя как простое осреднение температуры для одного и того же уровня, так и применение метода разностей будет неправильным.

Здесь, в зависимости от поставленной задачи, могут быть применены различные способы обработки.

1. Если отказаться от определения средней температуры на различных уровнях этого слоя и поставить целью изучить только изменение ее, то следует принять в каждом отдельном наблюдении высоту начала тропопаузы за исходный уровень и от этого исходного уровня рассмотреть температуру на высотах: 0,5, 1 и 1,5 км от исходной высоты. Так, для H_s были определены в отдельные дни следующие значения (в км): 9,72; 8,16; 10,00; 9,50.

Следует определить интерполяцией температуру на уровнях:

9,72,	10,22,	10,72,
8,16,	8,66,	9,16,
10,00,	10,50,	11,00,
9,50,	10,00,	10,50,

и по найденным температурам вычислить межслойное изменение ее для каждого наблюдения и среднее из них. Среднее изменение температуры можно получить не только по календарным срокам, но и для различных типов перехода температуры от тропосферы к стратосфере. Но при этом способе обработки мы не получим распределения температуры с высотой, так как рассматриваемые нами слои 0,5, 1 км и т. д. над тропопаузой не расположены на одних и тех же высотах над уровнем моря.

2. Если поставить целью определить среднюю температуру на различных уровнях, то необходимо установить высоту, выше которой на рассматриваемом пункте ни разу не располагалась нижняя граница тропопаузы (в Павловске — 13 км). Для этой высоты следует вычислить среднюю температуру и сопоставить ее с полученной, приведенной к многолетним данным, температурой начала тропопаузы. Коэффициенты корреляции между температурой начала тропопаузы (t_s) и температурой на высоте 13 км велики; так для Павловска они составляют 0,77—0,90.

При этом способе обработки, дающем среднюю приведенную температуру на высоте 13 км, приходится температуру промежуточных высот между H_s и 13 км определять при помощи графического интерполирования, что дает сглаженную картину для этой толщи атмосферы; возможные изгибы в кривой распределения температуры будут упущены.

Этот способ был применен при дальнейшей обработке температуры над Павловском. Получено следующее распределение температуры для высот от 10 до 13 км (табл. 5).

Таблица 5

Средняя температура над Павловском

Месяцы	Высота, в км			
	10,0	11,0	12,0	13,0
I	—	—57,7	—56,7	—55,6
II	—57,9	—56,8	—55,7	—54,7
III	—55,9	—54,7	—53,5	—52,2
IV	—53,3	—52,2	—50,9	—49,7
V	—	—52,3	—50,4	—48,5
VI	—	—50,5	—46,4	—42,4
VII	—	—	—47,7	—45,4
VIII	—	—	—51,5	—49,9
IX	—	—	—52,5	—50,5
X	—	—53,6	—52,4	—51,3
XI	—	—57,1	—56,4	—55,6
XII	—	—58,1	—57,4	—56,6

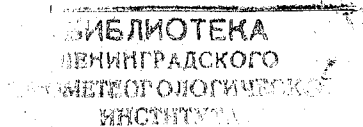
Для вышележащих высот, достигаемых современными радиозондами, т. е. примерно до высоты 18—20 км, можно применить простой метод разностей.

Как видно из изложенного, работа по предложенной методике приведения средней температуры свободной атмосферы к наземной многолетней при помощи уравнений регрессии очень трудоемка.

Однако ее можно несколько сократить, так как коэффициенты регрессии можно вычислять не для всех пар высот. Достаточно вычислить 4—5 коэффициентов регрессии и по ним построить кривую, выражающую зависимость коэффициентов регрессии от высоты. При этом получается довольно плавная кривая, по которой можно интерполировать промежуточные коэффициенты. Для Павловска, при получении средней приведенной температуры тропосферы, мы ограничивались высотами 0,5, 1, 2, 4, 6 и 8 км. Однако, как показали приведенные вычисления, можно ограничиться высотами: 1, 2, 4 и 8 км. При незначительной разности между многолетней средней и средней из аэрологических данных у поверхности земли, можно даже ограничиться одной высотой 8 км и принять линейный закон убывания поправки с высотой.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
<u>Д. В. Суханов</u> . К вопросу об особенностях термического режима низин и лесных полян	3
О. А. Дроздов. О нормативных уравнениях регрессий и приведении значения коэффициента корреляции к длительному периоду	75
О. А. Дроздов. Об изменении скорости ветра с высотой в приземном слое атмосферы	90
✓ И. А. Вительс. Характеристики барико-циркуляционного режима и их использование для долгосрочного прогноза сезонных особенностей циркуляции	116
Н. Ф. Нагоренко. Методика обработки температуры свободной атмосферы с приведением ее к наземной многолетней	143



Редактор *М. В. Заварина*.

Техн. ред. *Л. В. Кононова*.

Сдано в набор 28/I 1949 г. Подписано к печати 14/IV 1949 г. Изд. № 8. Индекс М-Л-8. Печ. л. 9³/₈. Уч.-изд. 17,6. Цена 16 руб. Тираж 800 экз. М-01347. Бумага 70×105¹/₁₆. г. Ленинград. Гидрометеониздат, 1949 г. Зн. в 1 печ. л. 75 000. Заказ 146.

2-я типо-литография Гидрометеониздата, Ленинград, Прачечный пер., 6.