

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ  
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

06  
78  
ПРОВЕРЕНО  
1960 г.

Т Р У Д Ы  
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ  
ОБСЕРВАТОРИИ  
им. А. И. Воейкова

ВЫПУСК 66(128)

ВОПРОСЫ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ  
и ТЕПЛО-ВЛАГООБОРОТА

Под редакцией  
докт. физ.-мат. наук  
М. И. БУДЫКО  
и докт. физ.-мат. наук  
М. Е. ШВЕЦА

БИБЛИОТЕКА  
ЛЕНИНГРАДСКОГО  
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО  
ИНСТИТУТА



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1956

### *АННОТАЦИЯ*

Сборник посвящен исследованиям тепло- и влагооборота при атмосферных процессах большого масштаба.

Рассчитан на специалистов в области климатологии, динамической и синоптической метеорологии.

## АНОМАЛИИ РАДИАЦИОННОГО БАЛАНСА НА ТЕРРИТОРИИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

До последнего времени основные усилия исследователей, работающих в области климатологии теплового баланса, были сосредоточены на изучении средних многолетних показателей составляющих баланса.

Аномалии составляющих теплового баланса для отдельных периодов, включая аномалии радиационного баланса, ранее почти не изучались. Между тем этот вопрос имеет существенное значение для решения ряда проблем современной метеорологии, связанных с расчетами трансформации воздушных масс, определением испаряемости и т. д. Для изучения изменений радиационного баланса от года к году мы попытались определить аномалии радиационного баланса на Европейской территории СССР. При этом по методике, разработанной в Главной геофизической обсерватории для расчета средних многолетних значений [1], нами были вычислены месячные величины радиационного баланса для 54 пунктов на Европейской территории СССР для всех месяцев 1951 и 1952 гг.

По найденным месячным величинам за эти два года и ранее полученным среднемноголетним месячным данным [2] были вычислены аномалии и построены месячные карты аномалий радиационного баланса, а также суммарной радиации и эффективного излучения.

Применение в этих расчетах методики, разработанной для определения средних многолетних месячных величин, повидимому, несколько искажает действительную картину радиационного режима в отдельные годы. Как показало сопоставление рассчитанных за отдельные годы месячных величин радиационного баланса с аналогичными измерениями для пунктов Высокая Дубрава (Свердловск) и Ташкент — изменчивость этих величин оказалась несколько уменьшенной по сравнению с наблюдаемой, что можно было заранее предполагать, исходя из особенностей методики расчета.

Вследствие ограниченной точности расчетов аномалий баланса, а также из-за сравнительной редкости случаев больших аномалий, мы отказались от проведения на картах изолиний, а ограничились выделением районов с аномалиями радиационного баланса (соответствующих знаков) по градациям: 0,1—0,5; 0,6—1,0; 1,1—2,0 и более 2,0 ккал/см<sup>2</sup> месяц, обозначая их соответствующей штриховкой (рис. 1—7).

Области аномалий на месячных картах оказались выраженными довольно четко, причем поля аномалий в основном соответствуют аномалиям погодных условий.

Как видно из выполненных расчетов, величины месячных аномалий радиационного баланса изменяются от нескольких десятых до 1,0—3,0 ккал/см<sup>2</sup> месяц. За рассмотренные два года максимальные величины аномалий наблюдались в весенний сезон при аномальных условиях залегания снежного покрова. Так, самые большие отрицательные аномалии радиационного баланса (до 2,5—3,5 ккал/см<sup>2</sup> месяц) наблюдались в мае 1952 г. при условиях холодной, облачной погоды с поздним таянием снега на крайнем севере Европейской территории СССР и, наоборот, наибольшие положительные аномалии (до 2,5 ккал/см<sup>2</sup> месяц) отмечены в апреле 1951 г. на северной половине Европейской территории СССР при очень теплой погоде с ранним сходом снежного покрова.

Как и следовало ожидать, отсутствие аномалий радиационного баланса или

очень небольшие ( $0,1—0,2$  ккал/см<sup>2</sup> месяц) аномалии наблюдались при погодных условиях, мало отличающихся от среднемноголетних (например, в сентябре 1951 г. в центре и на Северо-Западе Европейской территории СССР, в июле 1952 г. в Ленинградской и Вологодской областях).

Рассмотрим карты с наиболее четко выраженными аномалиями радиационного баланса за 1951 и 1952 гг.

В зимний сезон хорошо выраженные поля положительных аномалий радиационного баланса наблюдались в течение трех месяцев подряд — с декабря 1951 г. по февраль 1952 г. (рис. 1—2) при условиях теплой, облачной погоды на большей части Европейской территории СССР с поздним установлением снежного покрова (температура воздуха на  $5—8^{\circ}$  выше нормы, облачность на 1—2 балла выше нормы) в результате преобладающей циклонической циркуляции с переносом

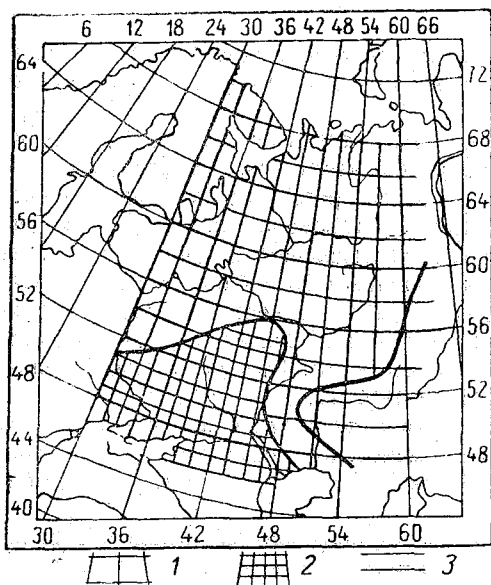


Рис. 1. Аномалии радиационного баланса (ккал/см<sup>2</sup> мес.). Январь 1952 г. 1 — от 0,1 до 0,5; 2 — от 0,6 до 1,0; 3 — от -0,1 до -0,5.

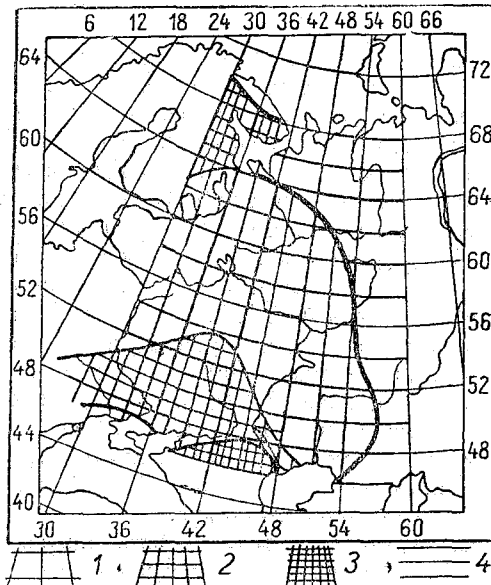


Рис. 2. Аномалии радиационного баланса (ккал/см<sup>2</sup> мес.). Февраль 1952 г. 1 — от 0,1 до 0,5; 2 — от 0,6 до 1,0; 3 — от 1,1 до 2,0; 4 — от -0,1 до -0,5.

морского полярного воздуха с Атлантики на Европейскую территорию СССР и теплых воздушных масс со Средиземного моря на юг Европейской территории СССР.

Радиационный баланс в эти месяцы оказался в среднем на  $0,3—0,8$  ккал/см<sup>2</sup> месяц выше среднемесячного многолетнего, главным образом за счет уменьшения эффективного излучения при большой облачности. На северной половине ЕТС, где уменьшение эффективного излучения наблюдалось при наличии снежного покрова, радиационный баланс превышал норму лишь на  $0,2—0,3$  ккал/см<sup>2</sup> месяц, что означало приближение по радиационным условиям к нормам центральных районов Европейской территории СССР. На южной половине ЕТС уменьшение эффективного излучения и отсутствие снежного покрова, увеличивающее поглощенную радиацию, увеличили радиационный баланс на  $0,6—0,8$  ккал/см<sup>2</sup> месяц; таким образом, аномалии составили  $60—80\%$  от среднемноголетней величины радиационного баланса.

В весенний период (март — май) большие аномалии радиационного баланса наблюдались почти во все месяцы. Так, в апреле 1951 г. (рис. 3) на Европейской территории СССР наблюдалась положительная аномалия радиационного баланса, в среднем равная  $1,2$  ккал/см<sup>2</sup> месяц, при условиях циклонической погоды в начале месяца, приведших к раннему сходу снежного покрова и установлению

затем антициклональной циркуляции, способствующей прогреву воздушных масс. Наибольшие величины положительных аномалий (2,5—2,7 ккал.) наблюдались на территории Вологодской, Кировской и Молотовской областей (температура воздуха в апреле в этих районах была на 6—10° выше нормы).

В апреле 1952 г. (рис. 4) область отрицательных аномалий четко выявилась в Поволжье (до 1,5—2,0 ккал/см<sup>2</sup> месяц), соответствуя холодной погоде с поздним сходом снежного покрова. В то же время в Ленинградской и Новгородской областях ранний сход снежного покрова привел к увеличению радиационного баланса.

В мае 1951 г. почти на всей Европейской территории СССР (за исключением северо-западных районов) наблюдались отрицательные аномалии радиационного баланса, составляющие в среднем 0,7 ккал/см<sup>2</sup> месяц. В центре и восточных районах радиационный баланс был на 1,5—1,6 ккал/см<sup>2</sup> месяц ниже нормы (в Москве на 1,6, Казани — 1,5, Молотове — 1,4, Свердловске — 1,5). По погодным условиям май 1951 г. был холодный и пасмурный в результате большой повторяемости циклонов на Европейской территории СССР с замыкающими вторжениями

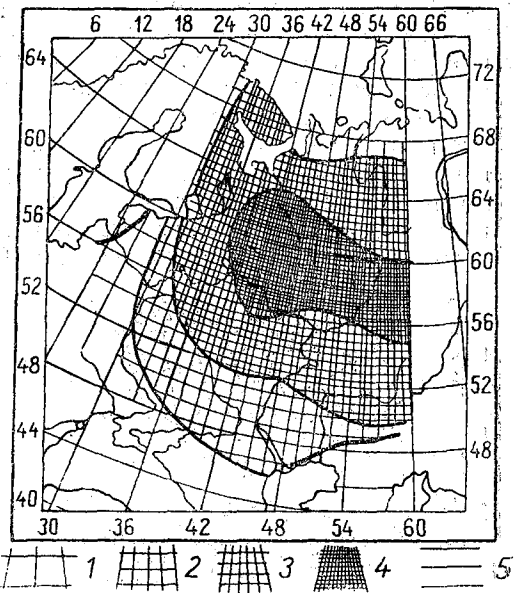


Рис. 3. Аномалии радиационного баланса (ккал/см<sup>2</sup> мес.). Апрель 1951 г. 1 — от 0,1 до 0,5; 2 — от 0,6 до 1,0; 3 — от 1,1 до 2,0; 4 — > 2,0; 5 — от -0,1 до -0,5.

с замыкающими вторжениями воздушных масс с севера Атлантики.

В мае 1952 г. на крайнем севере Европейской территории СССР понижение радиационного баланса, равное в среднем 2,5 ккал/см<sup>2</sup> месяц, было обусловлено поздним сходом снежного покрова и холодной, облачной погодой (отрицательные аномалии достигали 4,4 ккал/см<sup>2</sup> месяц в Архангельске, 3,7 ккал/см<sup>2</sup> месяц в Ковде, 3,4 ккал/см<sup>2</sup> месяц в Троицко-Печерском).

В летний сезон (июнь — август) наиболее крупные аномалии наблюдались в июне 1951, июне 1952 и августе 1951 г. В июне 1951 г. (рис. 5) почти на всей Европейской территории СССР наблюдались отрицательные аномалии радиационного баланса, в среднем составляющие 0,7 ккал/см<sup>2</sup> месяц. На северной половине Европейской территории СССР при условиях облачной, дождливой погоды в результате преобладания циклонической циркуляции эти аномалии объясняются

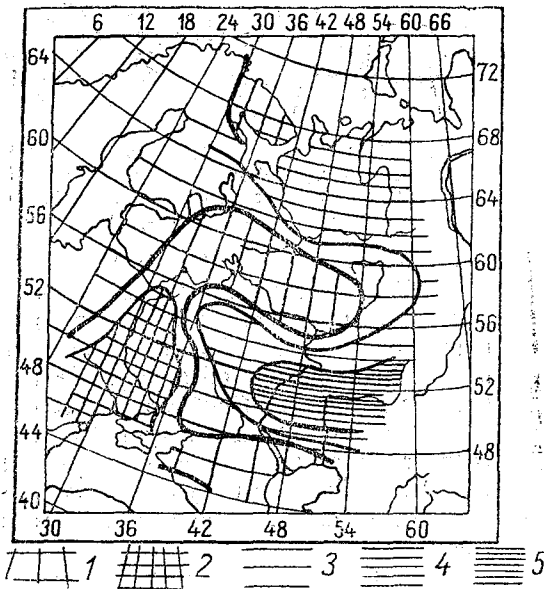


Рис. 4. Аномалии радиационного баланса (ккал/см<sup>2</sup> мес.). Апрель 1952 г. 1 — от 0,1 до 0,5; 2 — от 0,6 до 1,0; 3 — от -0,1 до -0,5; 4 — от -0,6 до -1,0; 5 — от -1,1 до -2,0.

уменьшением прихода суммарной радиации; в южных районах при жаркой, сухой, малооблачной погоде (вследствие антициклональной циркуляции, способствующей

трансформации морского полярного и прежнего арктического воздуха в континентально-тропический) — большими потерями тепла за счет эффективного излучения. В центре находится как бы переходный район, в котором при жаркой, малооблачной погоде велика суммарная радиация, эффективное излучение также увеличено и в значительной степени компенсирует повышенную приходную часть, но не перекрывает ее, как на юге; поэтому здесь наблюдаются небольшие положительные аномалии (на рис. 7 — в районе Среднего Поволжья и Верхнего Дона).

В июне 1952 г. (рис. 6) отрицательные (в среднем  $0,8$  ккал/см<sup>2</sup> месяц) аномалии радиационного баланса соответствуют аномально влажной, холодной погоде на большей части Европейской территории СССР вследствие интенсивной циклонической циркуляции; суммы радиации в центре и на юго-востоке ЕТС соответствуют среднеголетним на севере ЕТС.

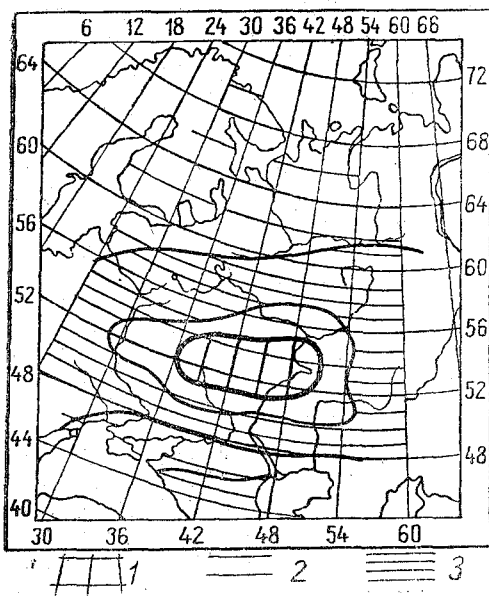


Рис. 5. Аномалии радиационного баланса (ккал/см<sup>2</sup> мес.). Июнь 1951 г. 1 — от 0,1 до 0,5; 2 — от -0,1 до -0,5; 3 — от 0,6 до -1,0.

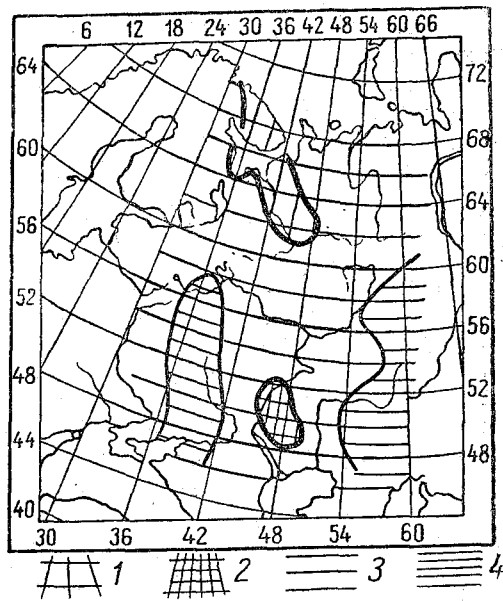


Рис. 6. Аномалии радиационного баланса (ккал/см<sup>2</sup> мес.). Июнь 1952 г. 1 — от 0,1 до 0,5; 2 — от 1,1 до 2,0; 3 — от -0,1 до 0,5; 4 — от -1,1 до -2,0.

В августе 1951 г. (рис. 7) положительные (до  $1,5$  ккал/см<sup>2</sup> месяц) аномалии радиационного баланса на северной половине ЕТС соответствуют теплой малооблачной погоде (среднемесячная температура на  $4-6^{\circ}$  выше нормы), установившейся в результате прогрева воздуха в стационарных антициклонах (с центрами на северо-востоке Ленинградской и западе Вологодской областей). Область с величиной аномалий от  $1,0$  до  $1,5$  ккал/см<sup>2</sup> месяц занимает Прибалтику, частично Ленинградскую, Вологодскую и Кировскую области. Режим августа 1951 г. в лесной зоне по суммам радиации соответствует нормам в степной зоне ( $5,0-6,0$  вместо  $4,0-4,5$  ккал/см<sup>2</sup> месяц). В центре и на юге уменьшение суммарной радиации за счет повышенной облачности приводит к понижению радиационного баланса на  $0,5-0,8$  ккал/см<sup>2</sup> месяц.

В осенние месяцы (сентябрь — ноябрь) ярко выраженных аномалий погодных условий не наблюдалось. Аномалии радиационного баланса в осенние месяцы в основном определяются аномалиями эффективного излучения, которые, в свою очередь, почти целиком зависят от характера облачности. Так, в ноябре 1951 г. при наблюдающейся в течение почти всего месяца антициклональной погоде на севере и юго-востоке ЕТС имеют место отрицательные (до  $0,6-0,7$  ккал/см<sup>2</sup> месяц) аномалии радиационного баланса. Облачной (вследствие частого прохождения циклонов) погоде на юго-западе территории соответствует некоторое понижение

эффективного излучения и небольшое (на 0,3 ккал. в среднем) повышение радиационного баланса.

В октябре 1952 г. пасмурной погоде на большей части ЕТС (при интенсивной циклонической циркуляции) соответствуют положительные аномалии радиационного баланса.

Таким образом, по расчетам за 1951, 1952 гг. наибольшая изменчивость величин радиационного баланса наблюдается в весенний сезон, когда аномалии могут составлять сотни процентов от нормы. Зимой и в осенние месяцы изменчивость радиационного баланса доходит до 30—50% от величины радиационного баланса, а летом изменчивость составляет 10—15% от средних многолетних месячных величин, хотя по абсолютной величине аномалии в летние месяцы (в среднем равные 0,7—0,8 ккал/см<sup>2</sup> месяц) превышают аномалии зимних и осенних месяцев.

Сопоставление аномалий радиационного баланса с аномалиями суммарной радиации, эффективного излучения и альbedo позволило выявить некоторые закономерности аномалий радиационного баланса. Так, в частности, оказалось, что в зимний период аномалии радиационного баланса в основном определяются особенностями эффективного излучения. Суммарная радиация в зимние месяцы мала, а поглощенная радиация вследствие больших величин альbedo оказывается совсем незначительной; эффективное же излучение по абсолютной величине значительно превосходит поглощенную радиацию и при изменении, главным образом, условий облачности, заметно изменяется, обуславливая аномалии радиационного баланса.

Весной основным фактором, влияющим на изменение радиационного баланса, оказывается альbedo. Так, малые альbedo в марте — апреле 1951 г. явились причиной положительных аномалий радиационного баланса, и наоборот, большие альbedo в марте — апреле 1952 г., при позднем сходе снежного покрова, привели к отрицательным аномалиям. Наряду с влиянием альbedo, в южных районах Европейской территории СССР в марте существенное влияние на величину аномалий радиационного баланса начинают оказывать аномалии суммарной радиации. В апреле уже на большей части Европейской территории СССР аномалии суммарной радиации оказываются по абсолютной величине больше аномалий эффективного излучения, и аномалии радиационного баланса определяются режимом альbedo и суммарной радиации.

В мае только на севере территории большую роль играют изменения альbedo, на остальной части ЕТС аномалии радиационного баланса уже целиком соответствуют аномалиям суммарной радиации.

В летние месяцы аномалии радиационного баланса определяются как изменением суммарной радиации, так и эффективностью излучения. Как уже было отмечено выше, в летние месяцы и отрицательные и положительные аномалии радиационного баланса не достигают больших величин, ограничиваясь в среднем 0,7—0,8 ккал/см<sup>2</sup> месяц (10—12% от среднемноголетней нормы), причем максимальные величины достигают 1,0—1,5 ккал/см<sup>2</sup> месяц. Повидимому, это зависит от того, что при холодной, облачной погоде летом недостаток приходящей радиации частично компенсируется уменьшением величины эффективного излучения

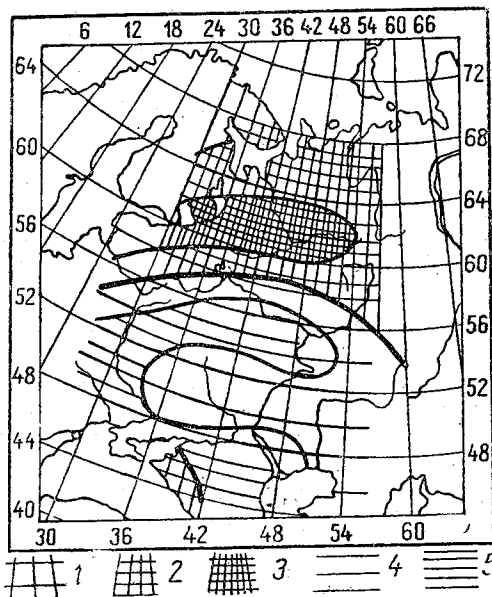


Рис. 7. Аномалии радиационного баланса ккал/см<sup>2</sup> мес.). Август 1951 г. 1 — от 0,1 до 0,5; 2 — от 0,6 до 1,0; 3 — от 1,1 до 2,0; 4 — от -0,1 до -0,5; 5 — от -0,6 до 1,0.

и, наоборот, при жаркой, сухой, ясной погоде увеличенный приход суммарной радиации не приводит к большим положительным аномалиям радиационного баланса вследствие компенсации потерь тепла большим эффективным излучением (в периоды засух аномалии радиационного баланса могут быть отрицательными, например, на юге Европейской территории СССР в июне 1951 г., см. рис. 5).

Осенью, в сентябре, под влиянием изменений облачности суммарная радиация и эффективное излучение изменяются почти на одинаковые величины, в результате чего аномалии радиационного баланса оказываются малыми. С октября на аномалии радиационного баланса главное влияние начинает оказывать эффективное излучение. В последний осенний месяц — ноябрь, основную роль играют изменения эффективного излучения и альбедо.

Очень коротко остановимся на связи аномалий радиационного баланса и его составляющих с аномалиями погодных условий. Как было отмечено выше, связь аномалий радиационного баланса и его составляющих с аномалиями погодных условий выявилась довольно четко. Особенно тесная связь аномалий радиационного баланса наблюдается с такими метеорологическими элементами, как облачность и температура воздуха. Наибольшие изменения суммарной радиации под влиянием изменений облачности наблюдаются в летний и весенний периоды (до  $2,0-2,5$  ккал/см<sup>2</sup> месяц). Зимой и осенью (особенно с ноября по январь) видны незначительные величины суммарной радиации малы и аномалии. Аномалии эффективного излучения во все сезоны могут достигать больших значений (до  $1,5-2,0$  ккал/см<sup>2</sup> месяц) при больших аномалиях облачности и влажности воздуха.

В противоположность аномалиям суммарной радиации и эффективного излучения, зависимость аномалий радиационного баланса от облачности имеет более сложный характер. Аномалии радиационного баланса меняют знак связи с аномалиями облачности в зависимости от времени года и особенностей погодных условий. Так, в зимний период при отрицательных аномалиях облачности радиационный баланс уменьшается, летом же увеличивается.

Таким образом, знак связи между аномалиями радиационного баланса и облачности летом и зимой различен. Но как мы уже отмечали выше, и в летний период характер связи с облачностью иногда меняется. Так, при условиях очень сухой, жаркой, ясной погоды с высокой температурой подстилающей поверхности расход суммарной радиации за счет большого эффективного излучения может превысить увеличившийся приход, и аномалии радиационного баланса будут отрицательными (июнь 1951 г. на юге Европейской территории СССР).

Весной и осенью четкой связи аномалий радиационного баланса с аномалиями облачности не наблюдается.

Довольно хорошая связь аномалий радиационного баланса с аномалиями температуры воздуха обнаруживается по картам аномалий радиационного баланса, рассчитанных по температуре воздуха без введения поправок на температуру подстилающей поверхности. В этом случае положительные аномалии радиационного баланса соответствуют областям с положительными аномалиями температуры, а отрицательные аномалии — областям с пониженной по сравнению с многолетними нормами температурой воздуха.

Связь аномалий радиационного баланса с аномалиями полей давления проявляется по-разному в различные сезоны. Зимой наибольшей повторяемости антициклональных типов погоды соответствуют отрицательные аномалии радиационного баланса, летом — преимущественно положительные. Преобладанию циклонической погоды в зимние и предзимние месяцы обычно соответствуют положительные аномалии радиационного баланса. В летние месяцы областям наибольшей повторяемости пониженного давления могут соответствовать и положительные и отрицательные аномалии радиационного баланса — отрицательные при циклонической циркуляции, положительные в областях термических депрессий. Таким образом, в зависимости от времени года и природы образования барических аномалий меняется характер их связи с аномалиями радиационного баланса.

Расчет месячных аномалий только за 2 года не позволяет считать полученные



результаты исчерпывающими. Дальнейшее совершенствование методики расчета применительно к отдельным периодам, а также расчет аномалий за большее количество лет несомненно позволит осветить вопрос изменчивости радиационного баланса с большей полнотой. Судя по полученным данным, можно считать, что небольшие абсолютные величины аномалий радиационного баланса, а следовательно, и небольшая изменчивость этого элемента от года к году характерны для зимнего, летнего и осеннего периодов. Значительная изменчивость радиационного баланса наблюдается в весенние месяцы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Будыко М. И., Берлянд Т. Г., Зубенок Л. И. Методика климатологических расчетов составляющих теплового баланса. Труды ГГО, вып. 48, 1954.
  2. Берлянд Т. Г., Ефимова Н. А. Месячные карты суммарной солнечной радиации и радиационного баланса на территории Советского Союза. Труды ГГО, вып. 50, 1955.
-

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СУТОЧНОГО ХОДА СУММАРНОЙ РАДИАЦИИ И РАДИАЦИОННОГО БАЛАНСА В РАЗНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ОБЛАСТЯХ СССР

В настоящей работе рассматриваются некоторые особенности суточного хода суммарной радиации и радиационного баланса для различных месяцев года в основных климатических зонах СССР.

Величины суммарной радиации в суточном ходе получены нами, во-первых, как средние из всех имеющихся материалов наблюдений за период с 1936—1952 гг. и, во-вторых, косвенным расчетным путем. Методика расчета суточного хода суммарной радиации изложена в работе [1]. Суточный ход эффективного излучения, необходимый для определения радиационного баланса, был рассчитан по методике, предложенной М. Е. Берляндом [2]. Величины суммарной радиации и радиационного баланса в суточном ходе были определены для следующих пунктов:

Пункты	Широта	Годы наблюдений	Ландшафтно-климатические области
Якутск . . . . .	62°01'	1937—1949	Восток лесной зоны
Павловск . . . . .	59 41	1936—1940	Сев.-зап. часть лесной зоны
Свердловск . . . . .	56 50	1944—1951	Лесная зона, Урал
Рига . . . . .	56 26	1948—1951	Сев.-зап. часть лесной зоны
Иркутск . . . . .	52 16	1939—1950	Юг лесной зоны, Сибирь
Куйбышев . . . . .	53 15	1942—1947	Граница лесной и степной зон Европейской территории СССР
Саратов . . . . .	51 34	1938—1948	Восток степной зоны Европейской территории СССР
Одесса . . . . .	46 26	1949—1952	Запад степной зоны Европейской территории СССР, побережье
Ташкент . . . . .	41 20	1941—1949	Зона пустынь
Ашхабад . . . . .	37 58	1943—1950	Зона пустынь
Карадаг . . . . .	44 54	1936—1940	Южный берег Крыма
Тбилиси . . . . .	41 43	1937—1950	Восточное Закавказье
Владивосток . . . . .	43 07	1941—1951	Южная часть Приморья
Охотск . . . . .	59 22	1943—1952	Северная часть Приморья

Для Саратова, Охотска и Ашхабада суточный ход суммарной радиации и радиационного баланса был рассчитан косвенным путем; для остальных пунктов данные по суммарной радиации получены из материалов актинометрических станций. Вычисление величины радиационного баланса приводится здесь без учета влияния поправки на разность температур почва — воздух к эффективному излучению.

Из полученных материалов можно сделать следующие выводы.

### 1. Летний период

а) *Суточный ход суммарной радиации.* На большей части территории СССР в летнее время преобладает процесс формирования летнего континентального воздуха. Интенсивность этого процесса неодинакова для разных районов, поэтому суточный ход суммарной радиации имеет свои особенности для различных областей в пределах одной и той же зоны. Подтверждением этому может служить

рис. 1, на котором представлен суточный ход суммарной радиации. В восточных областях лесной зоны (кривая 2) величины в полуденные часы больше, чем в западных (кривые 1 и 3), что объясняется большим количеством там ясных дней и меньшей величиной облачности.

Можно отметить также, что для лесной и степной зон суточный ход суммарной радиации асимметричен относительно полудня, что зависит от суточного хода облачности.

В зоне пустынь асимметрия почти не выражена.

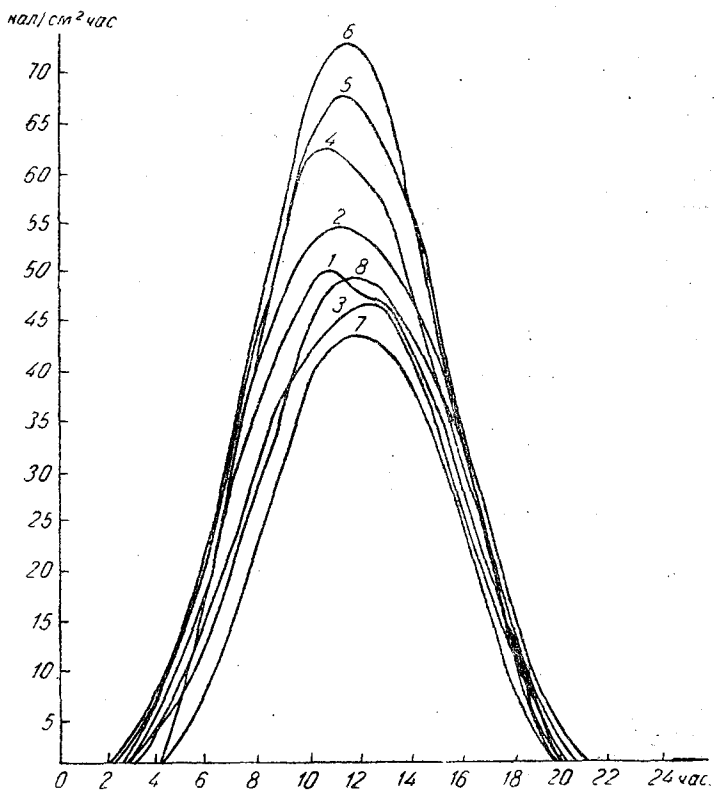


Рис. 1. Суточный ход суммарной радиации в различных климатических областях СССР. Июнь. 1 — Павловск, 2 — Свердловск, 3 — Рига, 4 — Саратов, 5 — Карадаг, 6 — Ташкент, 7 — Владивосток, 8 — Охотск.

Из приведенного рисунка видно, что максимальные (дневные) величины суммарной радиации плавно возрастают с уменьшением широты; продолжительность дня летом в этом же направлении убывает. Совокупность этих двух факторов обуславливает незначительные изменения сумм суммарной радиации на территории СССР. Исключением из этого является суточный ход суммарной радиации в Приморьи (кривые 7 и 8).

Суммарная радиация в Приморьи отличается малыми величинами в суточном ходе, причем на юге Приморья (во Владивостоке) величины суммарной радиации в полдень меньше, чем на севере Приморья (в Охотске). Это явление связано с различиями в условиях муссонной циркуляции этих областей.

б) *Суточный ход радиационного баланса.* Суммарная радиация в летнее время является определяющим членом для радиационного баланса, поэтому особенности, выявленные для суточного хода суммарной радиации, повторяются в суточном ходе радиационного баланса. Максимальные дневные величины радиационного баланса увеличиваются с уменьшением широты, однако это увеличение

происходит в меньшей степени, чем для суммарной радиации, в связи с возрастанием в том же направлении величины эффективного излучения. Изменение продолжительности дня в это время года определяет изменение по территории продолжительности положительного радиационного баланса. Наибольшая продолжительность последнего отмечается на севере лесной зоны и достигает 16 час., наименьшая — на юге зоны пустынь (12 час.). Интересно отметить, что высота солнца, при которой радиационный баланс переходит через нуль в суточном ходе, на юге рассматриваемой территории больше ( $12^\circ$ ), чем на севере ( $9-10^\circ$ ). Это, очевидно, можно объяснить увеличением эффективного излучения с уменьшением широты. (см. табл. 1).

Таблица 1  
Максимальная величина радиационного баланса в суточном ходе ( $R_{\max}$ ), продолжительность положительного радиационного баланса ( $t$ ) в часах и высота солнца ( $h$ ), при которой радиационный баланс переходит через нуль (июнь месяц)

Пункты	$R_{\max}$ кал/см <sup>2</sup> час	$t$	$h$
Якутск . . . . .	34,6	16	9
Павловск . . . . .	34,4	15	10
Свердловск . . . . .	36,9	14	10
Рига . . . . .	33,4	14	10
Иркутск . . . . .	38,2	14	10
Куйбышев . . . . .	37,7	14	10
Саратов . . . . .	42,4	14	10
Одесса . . . . .	43,1	14	11
Ташкент . . . . .	51,4	13	12
Ашхабад . . . . .	56,8	12	13
Карадаг . . . . .	48,6	14	11
Тбилиси . . . . .	48,4	13	12
Охотск . . . . .	34,7	15	10
Владивосток . . . . .	31,2	13	12

## 2. Осенний период

а) *Суточный ход суммарной радиации.* Смена летних процессов на зимние в каждой природной зоне выражена по разному. С продвижением к югу замечается некоторое запаздывание осенних процессов по сравнению с календарными датами. В лесной зоне осенние процессы наблюдаются уже в первых числах сентября и протекают различно в западных и восточных районах зоны, что сказывается в первую очередь на величинах притока тепла от солнечной радиации. В зоне пустынь начало сентября характеризуется еще процессами летнего типа.

Ниже приводим (см. табл. 2) максимальные (дневные) величины суммарной радиации.

Таблица 2  
Максимальные величины суммарной радиации в суточном ходе в кал/см<sup>2</sup> час

Пункты	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь
Павловск . . . . .	30,6	13,6	5,6
Свердловск . . . . .	30,3	20,2	13,5
Саратов . . . . .	47,6	28,1	15,4
Ташкент . . . . .	60,5	42,5	29,2
Владивосток . . . . .	42,6	40,4	33,3
Охотск . . . . .	32,8	28,3	19,4

Из цифр приведенной таблицы видно, что, за исключением Владивостока, величины суммарной радиации убывают с увеличением широты. Сравнивая Ташкент

и Владивосток, близкие по широте, можно отметить, что в сентябре во Владивостоке величина суммарной радиации меньше, в октябре — равна, а в ноябре больше, чем в Ташкенте. Эти сравнения говорят о большом влиянии атмосферной циркуляции на величины притока тепла солнечной радиации.

б) *Суточный ход радиационного баланса.* Для радиационного баланса осень является переходным периодом от положительных суточных сумм к отрицательным. Этот переход на севере СССР (в лесной зоне) происходит в первую половину октября, а на юге (в зоне пустынь) в конце ноября. Убывание продолжительности дня с возрастанием широты в это время года приводит к тому, что в осенние месяцы, особенно в октябре и ноябре, продолжительность положительного радиационного баланса уменьшается с 10 часов (в сентябре) до нуля (в ноябре) на севере лесной зоны и с 10 часов (в сентябре) до 6 часов (в ноябре) на юге зоны пустынь. Высота солнца, при которой радиационный баланс в суточном ходе переходит через нуль, везде на юге больше, чем на севере.

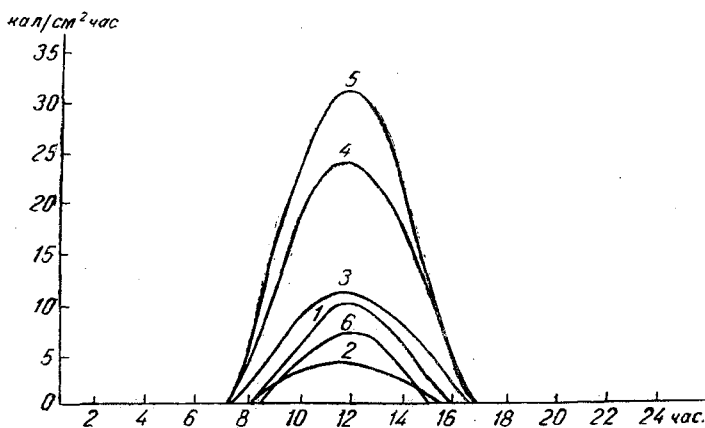


Рис. 2. Суточный ход суммарной радиации в декабре. 1 — Свердловск, 2 — Рига, 3 — Одесса, 4 — Ташкент, 5 — Владивосток, 6 — Охотск.

Интересно заметить, что распределение максимальных дневных величин радиационного баланса осенью не всегда соответствует распределению величин суммарной радиации. Так, максимальная величина радиационного баланса в западных областях лесной зоны больше, чем в восточных, а распределение суммарной радиации в этих же областях обратное. Последнее объясняется, очевидно, возрастающим влиянием эффективного излучения на величину радиационного баланса подстилающей поверхности в холодное время года в условиях антициклонального режима погоды.

### 3. Зимний период

а) *Суточный ход суммарной радиации.* Зимой углубляются различия в режиме погоды между западными и восточными областями лесной зоны. Западная область, являющаяся в это время года районом адвекции воздушных масс, получает меньшее количество солнечной энергии вследствие большей облачности, чем восточная, находящаяся под влиянием высокого давления. Иллюстрацией к сказанному может служить рис. 2.

Полуденные величины суммарной радиации возрастают с уменьшением широты. Большие величины суммарной радиации во Владивостоке по сравнению с Ташкентом объясняются большим количеством ясных дней, связанных с влиянием области повышенного давления на погодный режим Приморья. На всей территории величины суммарной радиации возрастают от декабря к февралю вместе с ростом высоты солнца над горизонтом.

б) *Суточный ход радиационного баланса.* На большей части территории СССР в зимнее время суточная величина радиационного баланса отрицательна. Только на крайнем юге зоны пустынь радиационный баланс во все месяцы года положителен вследствие большой высоты солнца и продолжительности дня и благодаря неустойчивости снежного покрова. Для большинства климатических областей в холодный период наблюдается большая разница между падающей и поглощенной радиацией; особенно резко это проявляется в районах с антициклональным режимом погоды.

Суточный ход радиационного баланса в лесной зоне имеет отрицательные значения в течение всех часов суток. В степной зоне отрицательные величины в течение суток наблюдаются только в декабре месяце.

В зоне пустынь в течение всех зимних месяцев полуденные значения радиационного баланса положительны (табл. 3).

Таблица 3

Максимальные величины и продолжительность положительных величин радиационного баланса в суточном ходе ( $t$ )

Пункты	Декабрь		Январь		Февраль	
	$R_{max}$	$t$	$R_{max}$	$t$	$R_{max}$	$t$
Якутск . . . . .	-3,0	0	-1,4	0	+0,8	2
Павловск . . . . .	-2,0	0	-1,7	0	-0,3	0
Свердловск . . . . .	-1,5	0	-0,3	0	1,9	4
Рига . . . . .	-1,8	0	-1,9	0	-0,7	0
Иркутск . . . . .	0,0	0	-0,2	0	2,3	5
Куйбышев . . . . .	-0,3	0	1,1	4	3,9	6
Саратов . . . . .	-0,9	0	0,1	4	4,5	6
Одесса . . . . .	1,9	4	4,5	6	6,1	7
Ташкент . . . . .	8,0	6	9,2	6	16,3	8
Ашхабад . . . . .	9,5	8	10,4	7	18,8	9
Карадаг . . . . .	4,3	6	6,4	6	9,0	8
Тбилиси . . . . .	9,6	6	9,4	6	17,5	8
Владивосток . . . . .	2,7	6	4,1	0	18,9	8
Охотск . . . . .	-3,6	0	-2,8	4	1,6	3

#### 4. Весенний период

а) *Суточный ход суммарной радиации.* Весенний период на рассматриваемой территории характеризуется сменой зимних процессов на летние, сменой воздушных масс, условий циркуляции, сходом снежного покрова, быстрым возрастанием инсоляции. Различные условия атмосферной циркуляции в разных климатических областях обуславливают неравномерный рост величин суммарной радиации. На графике суточного хода суммарной радиации в марте (рис. 3) видно, что наибольшие значения отмечаются во Владивостоке, а наименьшие — в Павловске, в северо-западном районе лесной зоны.

Интересно сравнить рост суммарной радиации в течение весенних месяцев в северных и южных областях Приморья. В марте южная область Приморья получает значительное количество тепла от солнечной радиации, чему способствует возрастающая высота солнца и преимущественно ясная малооблачная погода. В апреле, при перемене направления муссонных потоков, резко изменяющих режим погоды, величина суммарной радиации меньше, чем в марте, хотя высота солнца над горизонтом продолжает увеличиваться. В северной области Приморья смена направлений муссонных потоков происходит не в начале апреля, как на юге, а в конце; поэтому заметное снижение значений суммарной радиации происходит в мае месяце.

б) *Суточный ход радиационного баланса.* Весной совершается переход от отрицательных суточных значений радиационного баланса к положительным. На юге рассматриваемой территории этот переход происходит раньше по времени (в феврале), а на севере позже (в марте). Вслед за ростом продолжительности

дня быстро возрастает продолжительность положительного радиационного баланса в течение суток. Так, в лесной зоне продолжительность положительного радиационного баланса возрастает от 8 час. в марте до 14 час. в мае.

Наибольший скачок в росте радиационного баланса от месяца к месяцу в лесной и степной зонах наблюдается в марте, так как именно в это время начинается сход снежного покрова, от изменения альбедо которого зависит величина поглощенной радиации. Максимальная величина радиационного баланса в суточном ходе в апреле почти в 3 раза больше, чем в марте. В южных районах СССР (в зоне пустынь, на юге ЕТС, в Крыму и в Закавказье) снежный покров в марте отсутствует, что способствует быстрому прогреванию земной

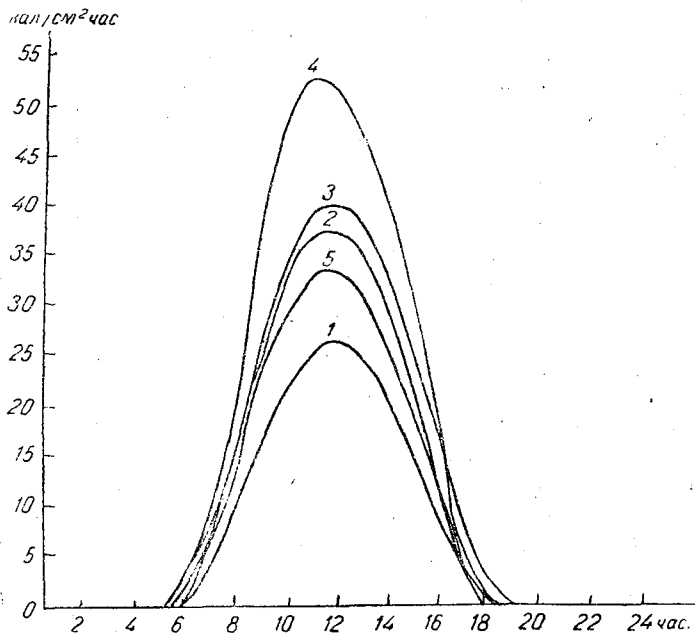


Рис. 3. Суточный ход суммарной радиации в марте. 1 — Павловск, 2 — Свердловск, 3 — Ташкент, 4 — Владивосток, 5 — Охотск.

поверхности. В Приморьи характер суточного хода радиационного баланса близок к суточному ходу суммарной радиации.

Максимальные величины радиационного баланса приводятся в табл. 4.

Таблица 4

Максимальные величины радиационного баланса

Пункты	Суммарная радиация			Радиационный баланс		
	март	апрель	май	март	апрель	май
Якутск . . . . .	35,9	45,7	42,8	6,1	31,9	31,1
Павловск . . . . .	25,6	35,2	46,8	3,3	17,3	32,6
Свердловск . . . . .	36,7	41,7	47,8	6,6	29,3	33,0
Рига . . . . .	28,7	37,8	49,3	5,4	27,8	36,7
Иркутск . . . . .	43,2	49,6	54,8	12,1	36,0	40,0
Куйбышев . . . . .	36,2	45,0	49,7	9,8	30,8	34,2
Саратов . . . . .	35,0	46,6	58,4	11,4	32,2	40,5
Одесса . . . . .	31,0	50,5	60,5	19,1	34,3	46,2
Ташкент . . . . .	39,1	48,7	62,6	25,6	34,0	45,5
Ашхабад . . . . .	48,7	54,5	63,6	32,5	38,0	47,5
Карадаг . . . . .	40,2	54,9	63,8	25,9	38,8	45,6
Тбилиси . . . . .	42,7	55,2	58,1	29,1	39,4	42,1
Владивосток . . . . .	51,5	44,8	52,4	35,4	30,2	37,5
Охотск . . . . .	32,4	45,5	46,8	4,3	23,0	34,0

На основании произведенного анализа суточных ходов суммарной радиации и радиационного баланса в различные сезоны для ряда климатических областей СССР можно сделать следующие основные выводы.

На большей части территории СССР суммарная радиация и радиационный баланс как в годовом, так и в суточном ходе подчиняются определенной зависимости от географической широты.

Указанная зависимость проявляется прежде всего в существенных изменениях суточного хода радиационного баланса при переходе из одной климатической зоны в другую. Эти изменения наблюдаются как в изменении максимальных значений суммарной радиации и радиационного баланса, так и во времени перехода радиационного баланса через нуль в суточном и годовом ходе.

На всей территории СССР продолжительность положительного радиационного баланса в суточном ходе тесно связана с продолжительностью дня. С апреля по август продолжительность положительного радиационного баланса возрастает с увеличением широты, а с сентября по март — уменьшается.

Наибольшая продолжительность положительного радиационного баланса в суточном ходе наблюдается летом (в Якутске она достигает 16 часов), а наименьшая — зимой, когда в ряде областей радиационный баланс может быть отрицателен в течение всех часов суток.

Переход радиационного баланса через нуль в суточном ходе в течение всех месяцев года происходит на севере территории при меньшей высоте солнца, на юге территории — при большей высоте солнца. Последнее объясняется, очевидно, большими величинами эффективного излучения в южных областях.

На всей рассматриваемой территории переход радиационного баланса через нуль в утренние часы происходит при меньшей высоте солнца, чем в вечерние. Если проследить географическую изменчивость максимальных и суточных значений составляющих радиационного баланса по территории СССР в разные сезоны, то оказывается, что наименьшая изменчивость наблюдается летом, наибольшая — зимой.

В большинстве случаев наступление максимальных величин суммарной и поглощенной радиации, а также радиационного баланса в суточном ходе совпадает по времени.

Время наступления максимальной величины суммарной радиации и радиационного баланса, а также наблюдающаяся асимметрия их значений относительно полудня зависит от суточного хода облачности.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бирюкова Л. А. О методике климатологического расчета суточного хода суммарной и поглощенной радиации (печатается в настоящем сборнике).
2. Берлянд М. Е. и Берлянд Т. Г. Определение эффективного излучения земли с учетом влияния облачности. Изв. АН СССР, серия геофизич. № 1, 1952.



## МЕТОД РАСЧЕТА АДВЕКЦИИ ТЕПЛА ПРИ АТМОСФЕРНЫХ МАКРОПРОЦЕССАХ

При решении задач общей циркуляции атмосферы существенным является вопрос об оценке адвективного переноса тепла.

В данной работе излагается метод расчета упорядоченной адвекции, даются примеры его применения, производится физический анализ результатов.

Напишем уравнение переноса тепла в сферической системе координат:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{V_\psi}{a \sin \theta} \frac{\partial T}{\partial \psi} + \frac{V_\theta}{a} \frac{\partial T}{\partial \theta} + (\gamma_a - \gamma) w = \frac{\varepsilon}{c_p \rho}. \quad (1)$$

Здесь  $T$  — температура воздуха,  $V_\psi$ ,  $V_\theta$ ,  $w$  — широтная, долготная и вертикальная составляющая ветра,  $\gamma_a$  и  $\gamma$  — сухоадиабатический градиент и градиент стратификации,  $\varepsilon$  — приток тепла к единице объема воздуха,  $t$  — время,  $a$  — радиус Земли,  $\psi$  — долгота,  $\theta$  — дополнение до географической широты  $\varphi$  ( $\theta = 90^\circ - \varphi$ );  $\rho$  — плотность воздуха,  $c_p$  — удельная теплоемкость воздуха при постоянном объеме.

За основное состояние примем стационарную чисто зональную циркуляцию.

Произведем линеаризацию уравнения (1) относительно основного состояния, представив  $T$ ,  $V_\psi$ ,  $V_\theta$ ,  $w$ ,  $\varepsilon$  в виде суммы зональных значений и отклонений от них:

$$\begin{aligned} V_\psi &= \bar{V}_\psi(\theta, z) + V'_\psi(\theta, \psi, z, t), \\ V_\theta &= \bar{V}_\theta(\theta, \psi, z, t), \\ w &= w'(\theta, \psi, z, t), \\ T &= \bar{T}(\theta, z) + T'(\theta, \psi, z, t), \\ P &= \bar{P}(\theta, z) + P'(\theta, \psi, z, t), \\ \varepsilon &= \bar{\varepsilon}(\theta, z) + \varepsilon'(\theta, \psi, z, t), \end{aligned}$$

так как из определения стационарной чисто зональной циркуляции следует, что  $\bar{V}_\theta = \bar{w} = 0$ .

Тогда для основного состояния уравнение (1) принимает вид

$$\varepsilon(\theta, z) = 0,$$

а отклонения от этого состояния определяются уравнением

$$\frac{\partial T'}{\partial t} + \frac{\bar{V}_\psi}{a \sin \theta} \frac{\partial T'}{\partial \psi} + \frac{V'_\theta}{a} \frac{\partial T'}{\partial \theta} + (\gamma_a - \gamma) w' = \frac{\varepsilon'}{c_p \rho}. \quad (2)$$

С помощью уравнения статики

$$\frac{\partial \ln p}{\partial z} = - \frac{g}{RT} \quad (3)$$

и уравнений для геострофического ветра

$$2\omega\rho \cos \theta V_\psi = \frac{1}{a} \frac{\partial p}{\partial \theta}, \quad (4')$$

$$2\omega\rho \cos \theta V_\theta = -\frac{1}{a \sin \theta} \frac{\partial p}{\partial \psi} \quad (4'')$$

получаем соотношения, определяющие термический ветер:

$$\frac{\partial T}{\partial \theta} = \frac{faT}{g} \frac{\partial V_\psi}{\partial z} - \frac{faV_\psi}{g} \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (5)$$

$$\frac{\partial T'}{\partial \psi} = -\frac{faT \sin \theta}{g} \frac{\partial V'_\theta}{\partial z} + \frac{fa \sin \theta}{g} V'_\theta \frac{\partial T}{\partial z}. \quad (6)$$

Здесь

$$f = 2\omega \cos \theta.$$

На основании (5) и (6) уравнение (2) переписывается так:

$$\frac{\partial T'}{\partial t} - \frac{fT}{g} \left( \bar{V}_\psi \frac{\partial V'_\theta}{\partial z} - V'_\theta \frac{\partial V_\psi}{\partial z} \right) + \frac{\gamma T}{g} V'_\psi V'_\theta + (\gamma_a - \gamma) \omega' = \frac{\epsilon'}{c_p \rho}. \quad (7)$$

Зональная скорость для основного состояния определяется через индекс циркуляции  $\alpha$  обычным образом

$$\bar{V}_\psi = a\alpha(z) \sin \theta.$$

В пределах тропосферы  $\alpha$  можно считать линейной функцией высоты:

$$\alpha = \alpha' z.$$

Для отклонений  $V'_\psi(\theta, \psi, z, t)$  имеем из (4')

$$V'_\psi = \frac{1}{fa\rho} \frac{\partial p'}{\partial \theta}. \quad (8)$$

Неучет  $V'_\psi$  равносильен неучету  $\frac{\partial p'}{\partial \theta}$  и  $\frac{\partial T'}{\partial \theta}$  [см. (4') и (5)]. Представим также  $T'$  и  $V'_\theta$  как функцию  $p$ .

Из (3) следует

$$T' = \frac{R\bar{T}^2}{g} \frac{\partial}{\partial z} \frac{p'}{p}. \quad (9)$$

Уравнение (4'') дает

$$V'_\theta \sin \theta = -\frac{1}{af\rho} \frac{\partial p'}{\partial \psi}. \quad (10)$$

Из (6) следует

$$\frac{\partial \sin \theta V'_\theta}{\partial z} = -\frac{\gamma}{\bar{T}} V'_\theta \sin \theta - \frac{g}{fa\bar{T}} \frac{\partial T'}{\partial \psi},$$

или на основании (10)

$$\frac{\partial \sin \theta V'_\theta}{\partial z} = \frac{R}{fa} \left( \frac{\gamma}{p} \frac{\partial p'}{\partial \psi} - \frac{g}{RT} \frac{\partial T'}{\partial \psi} \right).$$

Окончательно с помощью (9)

$$\frac{\partial \sin \theta V'_\theta}{\partial z} = \frac{R}{fa} \left[ \frac{\gamma}{p} \frac{\partial p'}{\partial \psi} - \bar{T} \frac{\partial^2}{\partial \psi \partial z} \frac{p'}{p} \right] = -\frac{R}{fa} \frac{\partial}{\partial z} \left( \bar{T} \frac{\partial}{\partial \psi} \frac{p'}{p} \right) \quad (11)$$

уравнения (8) и (10) дают

$$\begin{aligned} \frac{1f}{g} V_{\psi}' V_{\theta}' + \frac{fT}{g} V_{\theta}' \frac{\partial V_{\psi}'}{\partial z} &= -\frac{1}{gfa^2 \rho \sin \theta} \left[ \frac{\gamma}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial \theta} + T \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial \theta} \right) \right] \frac{\partial p'}{\partial \psi} = \\ &= -\frac{1}{gfa^2 \rho \sin \theta} \frac{\partial p'}{\partial \psi} \left[ \frac{\partial}{\partial z} \left( T \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial \theta} \right) + 2\gamma \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial \theta} \right]. \end{aligned}$$

Теперь (7) можно переписать таким образом:

$$\begin{aligned} \frac{R\bar{T}}{g} \frac{\partial^2}{\partial z \partial t} \frac{p'}{\rho} + \alpha \frac{R\bar{T}}{g} \frac{\partial}{\partial z} \left( \bar{T} \frac{\partial}{\partial \psi} \frac{p'}{\rho} \right) - \frac{\alpha' T}{g\rho} \frac{\partial p'}{\partial \psi} - \\ - \frac{1}{gfa^2 \rho \sin \theta} \frac{\partial p'}{\partial \psi} \left[ \frac{\partial}{\partial z} \left( T \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial \theta} \right) + \frac{2\gamma}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial \theta} \right] + (\gamma_a - \gamma) \omega' = \frac{\varepsilon}{c_p \rho} \end{aligned} \quad (12)$$

или

$$\begin{aligned} \frac{\bar{p}\bar{T}}{g} \frac{\partial^2}{\partial z \partial t} \frac{p'}{\rho} + \frac{\alpha p}{g} \frac{\partial}{\partial z} \left( \bar{T} \frac{\partial}{\partial \psi} \frac{p'}{\rho} \right) - \frac{\bar{T}\alpha'}{g} \frac{\partial p'}{\partial \psi} - \frac{1}{gfa^2 \sin \theta} \times \\ \times \frac{\partial p'}{\partial \psi} \left[ \frac{\partial}{\partial z} \left( T \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial \theta} \right) + \frac{2\gamma}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial \theta} \right] + (\gamma_a - \gamma) \omega' \rho = \frac{\varepsilon'}{c_p}. \end{aligned}$$

Проинтегрируем (12) по  $z$  от 0 до  $z$ . Так как:

$$\begin{aligned} \frac{1}{g} \int_0^z p T \frac{\partial^2}{\partial z \partial t} \frac{p'}{\rho} dz &= \frac{\bar{T}}{g} \frac{\partial}{\partial t} p' \Big|_0^z + \left[ \frac{\gamma}{g} + \frac{1}{R} \right] \int_0^z \frac{\partial p'}{\partial t} dz, \\ \int_0^z \frac{\alpha p}{g} \frac{\partial}{\partial z} \left( T \frac{\partial}{\partial \psi} \frac{p'}{\rho} \right) dz &= \frac{\alpha T}{g} \frac{\partial p'}{\partial \psi} \Big|_0^z + \frac{1}{R} \int_0^z \alpha \frac{\partial p'}{\partial \psi} dz - \frac{\alpha'}{g} \int_0^z T \frac{\partial p'}{\partial \psi} dz, \\ \int_0^z \frac{\partial p'}{\partial \psi} \frac{\partial}{\partial z} \left[ T \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial \theta} \right] dz &= \frac{T}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial \psi} \frac{\partial p'}{\partial \theta} \Big|_0^z + g \int_0^z T \frac{\partial p'}{\partial \theta} \frac{\partial \ln \rho}{\partial \psi} dz, \end{aligned}$$

то (12) дает

$$\begin{aligned} \frac{\bar{T}}{g} \frac{\partial}{\partial t} p' \Big|_0^z + \left[ \frac{\gamma}{g} + \frac{1}{R} \right] \int_0^z \frac{\partial p'}{\partial t} dz + \frac{\alpha T}{g} \frac{\partial p'}{\partial \psi} \Big|_0^z + \frac{1}{R} \int_0^z \alpha \frac{\partial p'}{\partial \psi} dz - \frac{2\alpha'}{g} \int_0^z T \frac{\partial p'}{\partial \psi} dz - \\ - \frac{1}{gfa^2 \sin \theta} \left[ \frac{T}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial \psi} \frac{\partial p'}{\partial \theta} \Big|_0^z + g \int_0^z T \frac{\partial p'}{\partial \theta} \frac{\partial \ln \rho}{\partial \psi} dz + 2\gamma \int_0^z \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial \theta} \frac{\partial p'}{\partial \psi} dz \right] + \\ + \int_0^z (\gamma_a - \gamma) \rho \omega' dz = \frac{1}{c_p} \int_0^z \varepsilon' dz. \end{aligned} \quad (13)$$

Проинтегрируем (13) по времени от  $t_0$  до  $t$ . Так как:

$$\begin{aligned} \frac{1}{g} \int_{t_0}^t \left( \bar{T} \frac{\partial p'}{\partial t} \Big|_z - \bar{T} \frac{\partial p'}{\partial t} \Big|_0 \right) dt &= \frac{1}{g} \left[ \bar{T} p'(z) - \bar{T} p'(0) \right] \Big|_{t_0}^t, \\ \int_{t_0}^t dt \int_0^z \frac{\partial p'}{\partial t} dz &= \int_0^z dz \int_{t_0}^t \frac{\partial p'}{\partial t} dt = \int_0^z [p'(t) - p'(t_0)] dz, \end{aligned}$$

то

$$\frac{1}{g} \left( \bar{T} p' \Big|_z - \bar{T} p' \Big|_0 \right) \Big|_{t_0}^t + \left[ \frac{\gamma}{g} + \frac{1}{R} \right] \int_0^z p' \Big|_{t_0}^t dz + \int_{t_0}^t \left\{ \frac{\alpha T}{g} \frac{\partial p'}{\partial \psi} \Big|_0^z + \frac{1}{R} \int_0^z \alpha \frac{\partial p'}{\partial \psi} dz - \right.$$

$$\begin{aligned}
 & -\frac{2\alpha'}{g} \int_0^z T \frac{\partial p'}{\partial \psi} dz - \frac{1}{gfa^2 \sin \theta} \left[ \frac{T}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial \psi} \frac{\partial p'}{\partial \theta} \right]_0^z + g \int_0^z T \frac{\partial p'}{\partial \theta} \frac{\partial}{\partial \psi} \ln \rho dz + \\
 & + 2\gamma \int_0^z \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial \theta} \frac{\partial p'}{\partial \psi} dz \left. \right] + \int_0^\infty (\gamma_a - \gamma) \rho w' dz \left. \right\} dt = \frac{1}{c_p} \int_{t_0}^t dt \int_0^z \varepsilon' dz. \quad (14)
 \end{aligned}$$

Рассмотрим в (13) те члены, которые определяют адвекцию тепла

$$\begin{aligned}
 A = c_p \left\{ -\frac{\alpha T}{g} \frac{\partial p'}{\partial \psi} \right|_z - \frac{1}{R} \int_0^z \alpha \frac{\partial p'}{\partial \psi} dz + \frac{2\alpha'}{g} \int_0^z T \frac{\partial p'}{\partial \psi} dz + \frac{1}{gfa^2 \sin \theta} \times \\
 \times \left[ \frac{T}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial \psi} \frac{\partial p'}{\partial \theta} \right]_0^z - \int_0^z \frac{RT^2}{p} \frac{\partial p'}{\partial \theta} \frac{\partial^2 p'}{\partial z \partial \psi} dz + 2\gamma \int_0^z \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial \theta} \frac{\partial p'}{\partial \psi} dz \right\}. \quad (15)
 \end{aligned}$$

Здесь  $A$  — адвективный перенос тепла в единицу времени ( $A < 0$  соответствует адвекции холода). Среднее за промежуток времени  $t - t_0$  изменение теплосодержания столба воздуха высотой  $z$  определяется выражением

$$L = \frac{c_p}{t - t_0} \left\{ \frac{1}{g} \left[ \bar{T} p' \right]_z - \bar{T} p' \right|_0 \left. \right\} + \left( \frac{\gamma}{g} + \frac{1}{R} \right) \int_0^z p' \left. \right|_{t_0}^t dz \left. \right\}. \quad (16)$$

По формулам (15) и (16) можно рассчитывать  $A$  и  $L$  для промежутков времени порядка недели и больше.

Задача состоит в том, чтобы вычислить адвекцию  $A$  и изменение теплосодержания  $L$  по известному распределению давления  $p$  и температуры  $T$  в атмосфере. Для большей точности интегральные члены в (15) и (16) нужно подчитать по возможно большему числу точек в интервале  $(0, z)$ .

Обычно распределения  $p$  и  $T$  строятся для некоторых стандартных уровней, удаленных друг от друга на расстоянии 3—4 км.

С помощью интерполяционной формулы, приводимой ниже, можно определить давление на уровнях, заключенных между стандартными, с точностью, достаточной для наших расчетов.

Интерполяционная формула представляет собой по форме аналог барометрической для политропного слоя атмосферы высотой  $H$ , заключенного между двумя стандартными уровнями.

При расчетах по ней задаются давления  $p_0$  и температура  $T_0$  на нижнем стандартном уровне, коэффициент  $\beta$  подбирается так, чтобы при  $z = H$  получилась давление  $p_1$  верхнего стандартного уровня

$$p = p_0 \left[ 1 - \frac{\beta}{T_0} z \right]^{\frac{g}{R\beta}}. \quad (17)$$

Для определения степени надежности формулы (17) по ней были рассчитаны кривые давления для нескольких случаев радиозондовых и самолетных подъемов и затем сравнены с измеренными (табл. 1—2).

Таблица 1

$z$	$T$	$p_n$	$p$	$z$	$T$	$p_n$	$p$
Пахта - Арал							
13 июля 12 час. 1952 (радиозонд)				14 июля 8 час. 1952 (радиозонд)			
3	292,5	712		3	286	710	
4		633	632,8	4		630	629,3
5		561	561,2	6		557	556,0
6	270,8	496		6	265,8	490	
7		436	436,7	7		430	430,1
8		383	383,3	8		376	376,3
9		335	335,6	9		327	328,0
10	247,1	293		10	245,8	285	

Таблица 2

$z$	$T$	$p_n$	$p$	$z$	$T$	$p_n$	$p$	$z$	$T$	$p_n$	$p$
Киев											
18/VI 1953, 16 час. (самолет)				2/V 1953 (радиозонд)				16/VIII 1953 (самолет)			
0	302	1 010		0	293,5	1 020		0	297,0	1 015	
1	—	899	900,5	1		904	906,5	1		902	902,8
2		799	800,4	2		802	803,6	2		800	801,1
3	279,5	708		3	277,2	710		3	273,0	707	
4	—	626	625,8	4		628	627,3	4		623	622,9
5		551	551,6	5		554	553,2	5		547	547,2
6	261,4	485		6	261,3	487		6	254,4	479	

В столбце 3 табл. 1—2 приведено наблюдаемое давление, в столбце 4 — рассчитанное; в столбце 2 даны температуры на стандартных уровнях. Интерполяционная формула (17) восстанавливает давление на промежуточных уровнях с ошибкой, не превышающей 0,5%. Но в (15) и (16) входит не само давление  $p$ , а его производные, которые при расчетах можно заменить конечными разностями. Поэтому нужно выяснить достаточно ли хорошо площади, построенные по фактическим разностям давлений, представляются площадями, построенными по рассчитанным разностям. В табл. 3 приведены разности давлений, указанных в табл. 1 и 2 — фактические  $\Delta p_n$ , рассчитанные  $\Delta p$ .

Таблица 3

$z$	$\Delta p_n$	$\Delta p$	$z$	$\Delta p_n$	$\Delta p$	$z$	$\Delta p_n$	$\Delta p$
3	2,0		0	10,0		0	-5,0	
4	3,0	3,5	1	5,0	6,0	1	-3,0	-2,3
5	4,0	5,2	2	3,0	3,2	2	-1,0	-0,7
6	6,0		3	2,0		3	1,0	
7	6,0	6,0	4	2,0	1,5	4	3,0	2,9
8	7,0	7,0	5	3,0	1,6	5	4,0	4,4
9	8,0	7,6	6	2,0		6	6,0	
10	8,0							

Площади, построенные по фактическим и расчетным данным, по величине очень близки друг к другу. Средняя ошибка в определении площадей, по данным табл. 1—2, составляет 7%.

Следовательно, интерполяционная формула (17) дает возможность достаточно надежно определять интегральные члены (15) и (16).

Для иллюстрации применимости формулы (15) для расчетов адвекции по ней определен годовой ход  $A$  в слое 0—10 км для Одессы ( $\varphi = 46^\circ 30'$ ,  $\psi = 30^\circ 40'$ ), Риги ( $\varphi = 56^\circ 57'$ ,  $\psi = 24^\circ 06'$ ), Свердловска ( $\varphi = 56^\circ 50'$ ,  $\psi = 60^\circ 38'$ ).

Исходные данные по давлению и температуре взяты из [7], где стандартными уровнями являются 0, 3, 6, 10 км. При расчете разностей  $p$  для Одессы и Свердловска приняты интервалы: по широте —  $20^\circ$ , по долготе —  $10^\circ$ , для Риги —  $10^\circ$  по широте и долготе.

Для интерполяции давления между стандартными уровнями построены с помощью (17) специальные номограммы. На них по оси абсцисс отложены разности  $N = \lg p - \lg p_0$ , а по оси ординат коэффициент  $\beta$ . В этой системе координат построены изолинии  $T$ . Номограммы рассчитаны для интервалов высот  $\Delta z = 1, 2, 3, 4$  км.

Работа с номограммами производится в следующем порядке: с номограммы, на которой  $\Delta z$  равно расстоянию между соседними стандартными уровнями, по заданным  $N$  и  $T_0$  снимаются коэффициенты  $\beta$ , а затем с номограммы, где  $\Delta z$  равно расстоянию между нижним стандартным и данным промежуточным уровнем, по коэффициентам  $\beta$  и заданным  $T_0$  снимаются  $N$ , по которым рассчитывается  $p$  на этом уровне.

Расчетные формулы для  $A = \sum_i A_i$  (кал/см<sup>2</sup> мин.) имеют вид:

$$A_1 = -0,047 \Delta_{\psi} p \Big|_{10 \text{ км}},$$

$$A_2 = -0,715 \cdot 10^{-4} \int_0^z z \Delta_{\psi} p \, dz,$$

$$A_3 = 0,413 \cdot 10^{-5} \int_0^z T \Delta_{\psi} p \, dz,$$

$$A_4 = 2,34 \cdot 10^{-5} \frac{T^2}{p} \Delta_{\psi} p \Delta_{\theta} p' \Big|_0^{10 \text{ км}},$$

$$A_5 = 0,47 \int_0^z \gamma \frac{T}{p} \Delta_{\psi} p \Delta_{\theta} p' \, dz,$$

$$A_6 = -2,34 \cdot 10^{-6} \int_0^z \frac{T^2}{p} \Delta_{\theta} p' \Delta_{\psi, z}^2 p \, dz.$$

При построении площадей принято 100 м высоты = единице длины. Коэффициенты, зависящие от  $\varphi$ , рассчитаны для  $\varphi = 50^\circ$ ,  $\alpha' = 3 \cdot 10^{-10}$  мин.<sup>-1</sup>,  $\gamma = 6$  град/км. Разности  $p$  образованы для интервалов  $20^\circ$  ( $\Delta_{\psi} p$ ) по широте и  $10^\circ$  по долготе; ( $\Delta_{\theta} p$ );  $\Delta_{\psi, z}^2 p$  — разности по высоте, через 1 км, от  $\Delta_{\psi} p$ .

Расчеты (табл. 4) дали следующие величины адвекции  $A$  (ккал/см<sup>2</sup> месяц)

Таблица 4

Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Одесса	5,3	3,5	3,6	1,3	-1,1	-2,0	-3,0	-1,0	1,0	6,4	5,8	5,2
Рига	6,1	4,1	4,8	2,0	-2,6	-5,6	-3,4	-2,8	1,8	7,2	6,2	5,2
Свердловск	3,3	5,0	2,0	-1,1	-1,9	-1,7	-2,1	-1,1	0,9	2,0	2,6	3,6

Сравним эти прямые расчеты адвекции  $A$  с косвенными из [1], где последняя находилась как остаточный член уравнения теплового баланса системы „Земля—атмосфера“, и поэтому включала в себе все ошибки расчетов остальных компонентов уравнения баланса, а также неучтенное в [1] изменение теплосодержания  $L$ , потоки тепла за счет горизонтального турбулентного обмена и потоки тепла в почву (табл. 5).

Таблица 5

Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Одесса . .	6,8	5,2	2,9	0,2	-3,0	-3,3	-1,9	-0,4	2,2	4,1	5,4	7,4
Рига . . .	7,4	5,2	4,8	1,1	-2,2	-4,1	-3,0	-1,3	1,9	4,8	5,6	6,7
Свердловск	8,0	6,2	5,9	4,0	-0,8	-2,9	-2,2	0,1	2,3	5,5	7,5	8,1

Согласование между величинами  $A$ , вычисленными в данной работе и в [1] различными методами, вполне удовлетворительно.

Имеющиеся расхождения следует отнести прежде всего за счет очевидной неточности определения  $A$  в [1].

Убедившись в количественной достоверности полученных величин  $A$  (табл. 4), перейдем к их физическому анализу, а также к расчету адвекции для территорий, не охваченных работой [1].

Выделим из  $A$  широтную и меридиональную составляющие.

Широтная составляющая

$$A_{\phi} = c_p \left\{ -\frac{\alpha T}{g} \frac{\partial p}{\partial \psi} \Big|_z - \frac{1}{R} \int_0^z \alpha \frac{\partial p}{\partial \psi} dz + \frac{\alpha'}{g} \int_0^z T \frac{\partial p}{\partial \psi} dz \right\}. \quad (18)$$

Меридиональная составляющая:

$$A_{\theta} = c_p \left\{ \frac{\alpha'}{g} \int_0^z T \frac{\partial p}{\partial \psi} dz + \frac{1}{gfa^2 \sin \theta} \left[ \frac{T}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial \psi} \frac{\partial p'}{\partial \theta} \Big|_0^z - \int_0^z \frac{RT^2}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial \theta} \times \right. \right. \\ \left. \left. \times \frac{\partial^2 p'}{\partial z \partial \psi} dz + 2\gamma \int_0^z \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial \theta} \frac{\partial p'}{\partial \psi} dz \right] \right\}. \quad (19)$$

При этом меридиональный перенос тепла  $A$  можно в свою очередь разделить на две составляющие  $A_{1\theta}$  и  $A_{2\theta}$ .

Первая  $A_{1\theta}$  обусловлена средним годовым зональным значением меридионального градиента температуры  $\frac{\partial \bar{T}}{\partial \theta}$  [первый член в (19)], вторая  $A_{2\theta}$  определяется отклонениями  $\frac{\partial T}{\partial \theta}$  от средних зональных значений [сумма всех остальных членов в (19)].

В табл. 6—8 приведены составляющие  $A_{\phi}$ ,  $A_{\theta}$  и  $A_{1\theta}$ .

Таблица 6

Одесса												
Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$A_{\phi}$	4,3	2,7	2,3	-2,4	-3,3	-2,6	-2,9	-1,3	1,1	3,0	4,0	2,5
$A_{\theta}$	1,0	0,8	1,3	3,7	2,2	0,6	-0,1	0,3	-0,1	3,4	1,8	2,7
$A_{1\theta}$	-1,3	-0,2	1,2	3,7	2,5	1,0	-0,1	-0,4	-0,8	3,9	1,9	2,3

## Рига

Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$A_\phi$	8,6	9,1	4,7	-1,3	-4,3	-5,6	-4,6	-2,1	1,7	4,3	4,9	5,4
$A_\theta$	-2,0	-5,0	-0,1	3,3	1,7	0	1,2	-0,7	0,1	2,9	1,3	-0,2
$A_{10}$	-3,9	-2,8	-0,3	3,4	1,7	0,3	0,4	-0,7	3,0	2,5	2,0	-0,8

Таблица 8

## Свердловск

Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$A_\phi$	4,5	3,7	1,5	-1,4	-0,8	-0,7	-2,4	-0,6	1,0	1,8	3,2	4,4
$A_\theta$	-1,2	1,3	0,5	0,3	-1,1	-1,0	0,3	-0,5	-1,9	0,2	-0,6	-0,8
$A_{10}$	-1,2	1,8	0,8	0,3	-1,0	-0,9	0	-0,6	-2,2	0,5	-1,6	-0,9

Для наглядности величины табл. 4, 6—8 изображены на рис. 1, 2, 3.

Из этих рисунков видно, что широтная составляющая  $A_\phi$  имеет такой же годовой ход, как и полная адвекция  $A$ : она положительна зимой, отрицательна летом и проходит через нулевые значения в переходные сезоны.

Меридиональная составляющая  $A_\theta$  представляет собой двойную волну с наибольшими (положительными) значениями в переходные сезоны и наименьшими (положительными и отрицательными) летом и зимой.

Причины этого следующие. Годовой ход  $A_\phi$  в умеренных широтах (где преобладает западно-восточный перенос воздушных масс и  $V_\phi$  сохраняет знак в среднемесечном) обусловлен годовым ходом долготных разностей температур между материком и океаном. Зимой на Европейской территории СССР западные ветры приносят с Атлантического

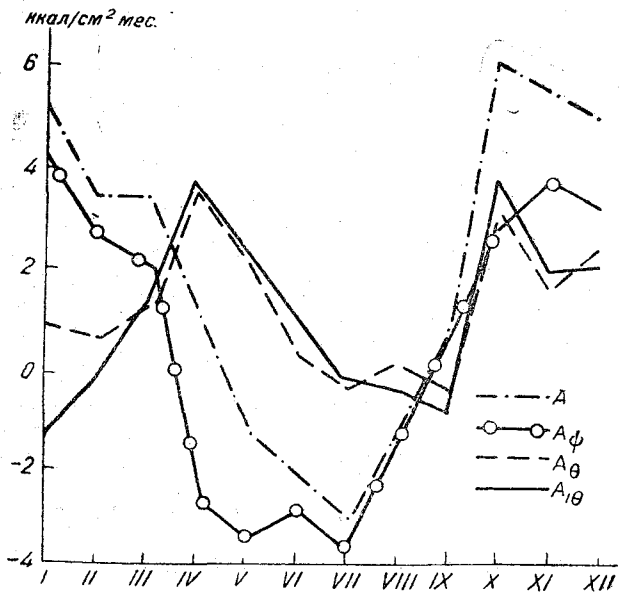


Рис. 1. Годовой ход адвекции тепла для Одессы (10-км слой).

океана теплые воздушные массы, а летом — холодные. В переходные периоды, когда эти разности близки к нулю, широтная адвекция мала.

Годовой ход  $A_\theta$  должен быть обусловлен годовым ходом меридиональной составляющей ветра во всей толще атмосферы ( $\frac{\partial T}{\partial \theta}$  в течение года сохраняет знак и по величине изменяется также мало). Следовательно, положительные величины  $A_\theta$  могут быть обусловлены только переносом воздушных масс с юга, а отрицательные — переносом с севера.



Основной вывод, который можно сделать из рассмотрения рис. 1, 2, 3 — полная адвекция тепла над ЕТС определяется в основном широтной составляющей, т. е. западно-восточным переносом, — согласуется с существующими представлениями о характере общей циркуляции над этой территорией.

Затем из тех же рисунков следует, что в переходные сезоны над Европейской территорией СССР имеет место адвекция тепла с юга: в летние месяцы меридиональный перенос тепла очень мал, зимой адвекция может быть и с юга и с севера.

Но суммарный меридиональный перенос по полугодиям (холодное: октябрь—март, теплое: апрель—сентябрь) примерно одинаков.

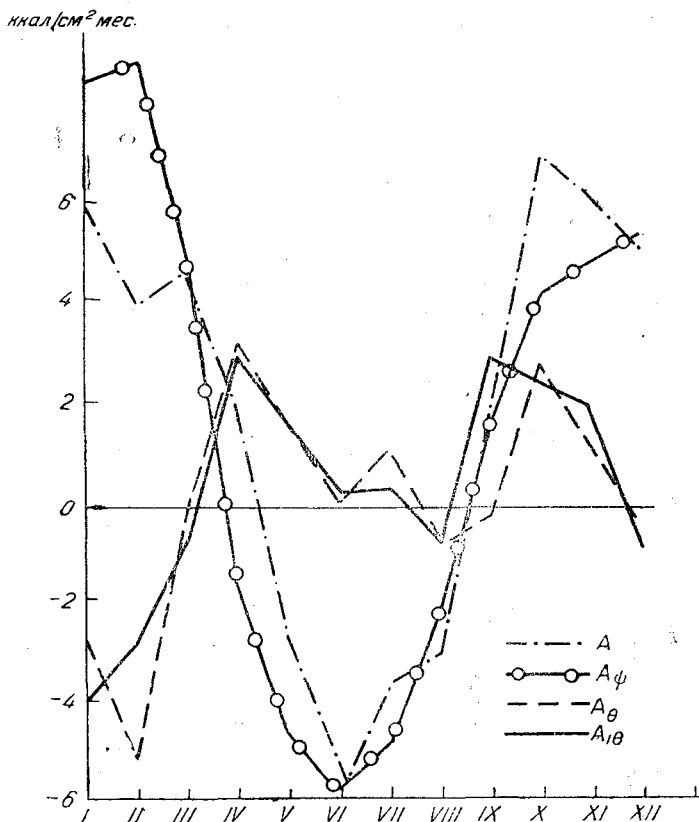


Рис. 2. Годовой ход адвекции тепла для Риги (10-км слой).

Что касается соотношения  $A_{10}$  и  $A_{20}$ , то полный меридиональный перенос  $A_{\theta}$  следует в общем за ходом  $A_{10}$ , т. е. основная величина его в среднем определяется зональным значением  $\frac{\partial T}{\partial \theta}$ , а влияние  $A_{20}$  оказывается значительным только в отдельные, немногие месяцы.

Расчетная формула для  $L$  имеет вид:

$$L = 0,028 \left[ \bar{T}p' \Big|_z - \bar{T}p' \Big|_0 \right]_{t_0}^t + 0,114 \int_0^z p' \Big|_{t_0}^t dz. \quad (19')$$

При построении площадей нужно положить 100 м высоты = единице длины. Для образования разностей во времени для момента  $t$  берется  $p'$  в последующий месяц (относительно месяца, для которого рассчитывается  $L$ ), для момента  $t_0$  —  $p'$  в предыдущий месяц.

Расчеты по (19') дали для  $L$  следующие результаты (табл. 9).

Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Одесса . . .	-0,2	0,2	0,6	0,8	0,8	0,6	0,2	-0,4	-0,8	-0,8	-0,8	-0,6
Рига . . .	-0,4	0,2	0,7	0,7	0,9	0,6	0,2	-0,4	-0,8	-0,6	-0,6	-0,3
Свердловск	-0,1	0,1	0,9	1,0	1,1	0,9	0,2	-0,2	-1,1	-1,0	-0,8	-0,5

Данные табл. 9 изображены на рис. 4.

Величины  $L$  невелики. Годовой ход  $L$  представляет собой простую волну. В первую половину года  $L > 0$ , во вторую половину года  $L < 0$ . Через нулевые значения  $L$  проходит между январем и февралем, июлем и августом.

Наибольшие положительные значения имеют место в мае, наибольшие отрицательные — в сентябре. Очевидно, в первую половину года имеет место прогрев воздуха (наибольшие значения его приходятся на весну), во вторую половину года — охлаждение, наиболее резко выраженное в осенние месяцы.

Теперь попробуем оценить количество тепла  $K$  в атмосфере, переносимое упорядоченными вертикальными токами:

$$K = - \int_0^z (\gamma_a - \gamma) \rho w dz.$$

ккал/см<sup>2</sup>мес.

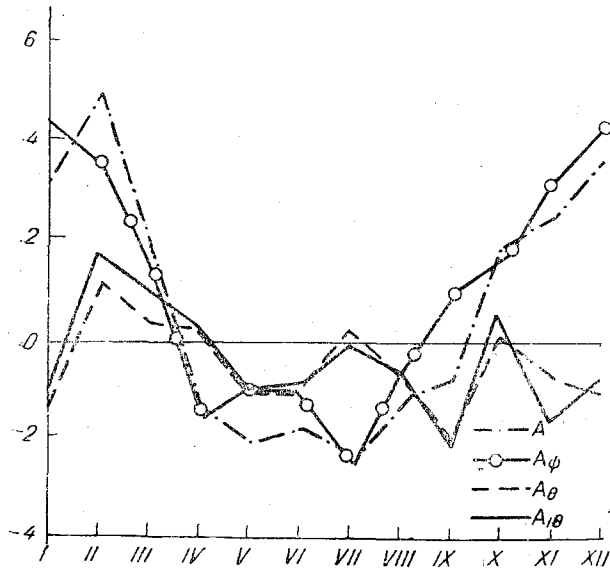


Рис. 3. Годовой ход адвекции тепла для Свердловска (10-км слой).

Так как распределение вертикальных токов  $w$  нам не известно, то  $K$  оценим как остаточный член уравнения теплового баланса (20).

Запишем уравнение теплового баланса столба атмосферы высотой  $z$ , снизу ограниченного земной поверхностью:

$$A + K + \int_0^z \varepsilon dz = L. \quad (20)$$

Здесь  $\varepsilon$  — приток тепла к единице объема воздуха в единицу времени.

Этот приток осуществляется радиационными, турбулентными процессами, а также фазовыми превращениями воды в атмосфере:

$$\int_0^z \varepsilon dz = R(z) - R(0) - P(z) + P(0) + \Gamma(z) + \Phi(z).$$

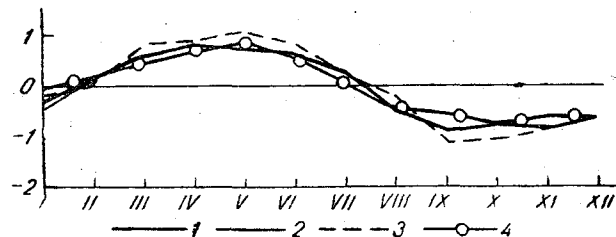


Рис. 4. Годовой ход изменения теплосодержания в 10-км слое атмосферы: 1 — Одесса, 2 — Рига, 3 — Свердловск, 4 — Павловск (данные Г. Г. Тролле).

Здесь  $R(0)$  и  $R(z)$  — радиационные балансы у данной поверхности и на высоте  $z$ ;  $P(0)$  и  $P(z)$  — вертикальные турбулентные потоки тепла на тех же высотах;  $\Gamma(z)$  — приток тепла к столбу атмосферы высотой  $z$ , осуществляемый горизонтальным обменом,  $\Phi(z)$  — количество тепла, выделяемое в результате фазовых превращений воды в том столбе. Если  $z = \infty$ , то:

$$\begin{aligned} R(\infty) &= R_s = (S - B)_{z=\infty}, \\ P(\infty) &= 0, \\ \Phi(\infty) &= Lr, \\ K(\infty) &= 0. \end{aligned}$$

$R_s$  — радиационный баланс системы „земля—атмосфера“, равный разности потоков солнечной радиации и длинноволнового излучения атмосферы на ее верхней границе,  $r$  — осадки,  $L$  — скрытая теплота конденсации.

Как известно, уравнение теплового баланса подстилающей поверхности имеет вид

$$R(0) = P(0) + LE(0) + V(0).$$

Здесь  $E(0)$  — испарение с подстилающей поверхности,  $V(0)$  — потоки тепла от подстилающей поверхности в почву.

После этого уравнение теплового баланса столба атмосферы высотой 10 км запишется так (при  $z \geq 10$  км,  $R = R_s$ ,  $\Phi = Lr$ ):

$$A + K + R_s + L(r - E) + \Gamma - P - V = L. \quad (21)$$

Беличину всех входящих в это уравнение слагаемых, кроме  $K$ ,  $\Gamma$ ,  $P$  и  $V$ , можно определить независимыми способами. Суммы  $R_s$  и  $L(r - E)$  подсчитаны в [1]. Упорядоченная адвекция  $A$  и  $L$  определены в данной работе. Следовательно, сумму  $(K + \Gamma - P - V)$  можно найти как остаточный член уравнения (21). Такие расчеты можно произвести с помощью табл. 4, 5, 9 (табл. 10).

Таблица 10

Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Одесса . .	-0,3	1,9	-0,1	-0,3	-1,1	-0,7	1,3	0,3	-0,4	-3,1	-1,2	1,6
Рига	0,9	1,3	0,7	-0,2	1,3	2,1	0,6	1,1	-0,7	-3,0	-1,2	1,2
Свердловск	4,6	1,3	4,9	6,1	2,1	-0,3	0,1	0,9	2,2	2,5	4,1	3,9

Очевидно, можно считать, что меридиональный турбулентный перенос тепла

$$\bar{\Gamma}_\theta = \bar{\Gamma} + \bar{\Gamma}'.$$

Здесь  $\bar{\Gamma}_\theta$  — среднегодовой меридиональный турбулентный теплообмен, осредненный по  $\psi$ ,  $\bar{\Gamma}'$  — его вариации, зависящие от времени  $t$  и географической долготы места  $\psi$ .

$\bar{\Gamma}_\theta$  определяется из (21), после его осреднения по  $t$  и  $\psi$  (за год, по кругу широты):

$$\bar{\Gamma}_\theta = -\bar{R}_s - L(\bar{r} - \bar{E}) + \bar{P},$$

так как  $\bar{K} = \bar{L} = \bar{A} = \bar{V} = 0$ .

Очевидно  $\bar{\Gamma}_\theta \sim \frac{\partial \bar{T}}{\partial \theta}$  и  $\bar{\Gamma}'_\theta \sim \frac{\partial T'}{\partial \theta}$ , точно так же, как и компоненты упорядоченной меридиональной адвекции  $A_{1\theta}$  и  $A_{2\theta}$ . Если принять  $\bar{\Gamma}'_\theta < \bar{\Gamma}_\theta$  (по аналогии с найденным соотношением  $A_{1\theta} < A_{2\theta}$ ), из суммы  $(K + \Gamma - P - V)$  можно исключить  $\bar{\Gamma}'_\theta(\infty) \approx \bar{\Gamma}$ .

Для 40–50° с. ш.  $\bar{\Gamma} - \bar{P} = 15$  ккал/см<sup>2</sup> год = 1,2 ккал/см<sup>2</sup> месяц по данным [3], [4], [7], [2]. Поэтому суммы  $(K - P' - V)$  приблизительно имеют следующие значения (табл. 11).

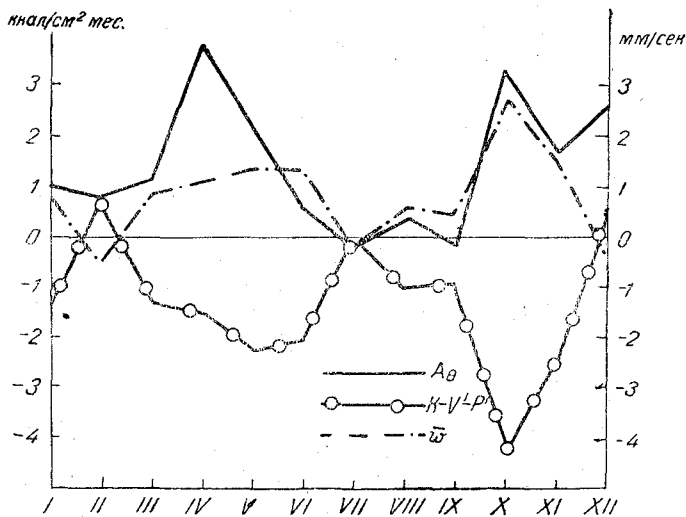


Рис. 5. Годовой ход остаточного члена уравнения (21) для Одессы.

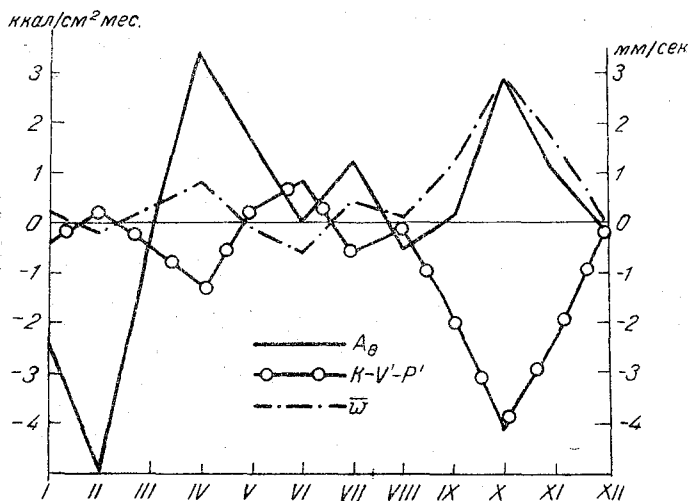


Рис. 6. Годовой ход остаточного члена уравнения (21) для Риги.

Таблица 11

Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Одесса . . .	-1,5	0,7	-1,3	-1,5	-2,3	-1,9	0,1	-0,9	-0,8	-4,3	-2,4	0,4
Рига . . . . .	-0,3	0,1	-0,5	-1,4	0,1	0,9	-0,6	-0,1	-0,9	-4,2	-2,2	0
Свердловск	3,4	0,1	3,7	4,9	0,9	-0,5	-1,1	-0,3	1,0	1,3	2,9	2,7

На рис. 5, 6, 7 изображены величины  $(K - P' - V)$  и  $A_θ$ .

Отчетливо видно, что ход обеих кривых противоположен по фазе там, где  $A_θ > 0$ ,  $(K - V - P') < 0$ , и наоборот.

\* Годовой ход потоков тепла в почву  $V$  известен: это простая волна с положительными амплитудами летом и отрицательными зимой; то же относится и к  $P'$ . Кривая  $(K - V)$  в годовом ходе представляет собой двойную волну. Следовательно, во-первых, суммы  $(K - V)$  определяются величиной  $K$ , во-вторых, конвекционные потоки  $K$  отрицательны в переходные сезоны и зимой, близки к нулю летом.

Таким образом, найдена отчетливая связь между знаками  $A$  и  $(K - V)$ , имеющая физическое обоснование: адвекция холода сопровождается нисходящими вертикальными токами. Исключение представляет Свердловск, где сказывается орфографический эффект.

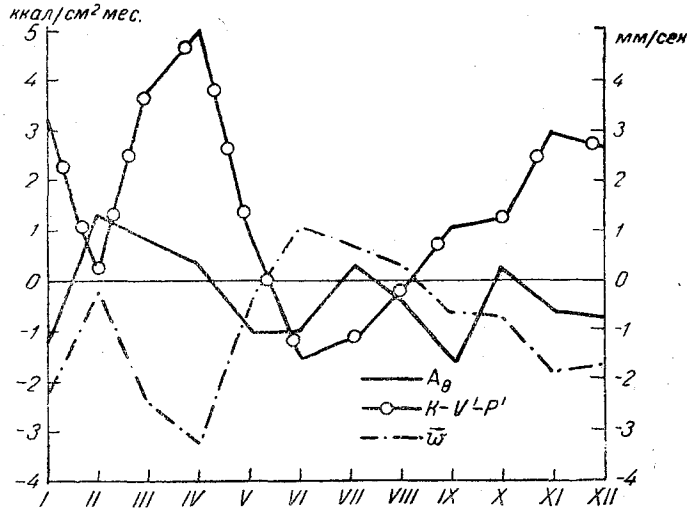


Рис. 7. Годовой ход остаточного члена уравнения (21) для Свердловска.

Теперь рассчитаем адвекцию для января и июля на отрезке широтного круга  $50^\circ$  между  $140^\circ$  з. д. и  $20^\circ$  в. д., т. е. над Северной Америкой, Атлантическим океаном и частью Европы. Данные для  $p$  и  $T$  на стандартных уровнях взяты также из [7]. При расчетах разностей  $p$  приняты интервалы в  $20^\circ$  по широте и долготе. Полученные величины адвекции  $A$  и ее составляющих помещены в табл. 12 и 13.

Январь

Таблица 12

$\psi$	$140^\circ$ з. д.	120	100	80	60	40	20	0	$20^\circ$ в. д.
$A$	10,5	3,6	-13,0	-2,4	-2,3	19,7	6,2	1,1	2,0
$A_\psi$	0,4	7,0	8,8	2,6	-7,4	-9,6	-6,8	5,6	5,0
$A_\theta$	10,1	-3,4	-21,8	-5,0	5,1	29,3	13,0	-4,5	-3,0
$A_{1\theta}$	10,3	-5,0	-19,5	-2,7	1,5	19,0	14,0	-4,0	-3,7

Июль

Таблица 13

$\psi$	$140^\circ$ з. д.	120	100	80	60	40	20	0	$20^\circ$ в. д.
$A$	-4,2	-5,0	-2,9	-3,4	1,4	6,9	3,7	0,2	-8,5
$A_\psi$	-7,6	-6,6	2,3	1,2	0,1	2,6	4,1	-0,1	-7,5
$A_\theta$	3,4	1,4	-5,2	-4,6	1,3	0,2	-0,5	0,3	-1,1
$A_{1\theta}$	8,6	2,7	-6,0	-4,8	1,9	5,7	-0,2	0,1	-2,4

На рис. 8 и 9 изображены данные последних двух таблиц.

В январе широтная составляющая адвекции имеет положительные величины над континентами и отрицательные над океаном. Для меридиональной составляющей получилась обратная картина.

Полная адвекция имеет такое же распределение по долготам, как и ее меридиональная составляющая.

Распределение  $A_{\phi}$  обусловлено контрастами температуры между материками и океанами в зимние месяцы. Зимой с океанов на материк приходит теплый воздух, а с материков на океаны — холодный.

Распределение  $A_{\theta}$  объясняется действием устойчивого барического минимума, расположенного в зимние месяцы в северо-западной части Атлантического океана, (Исландский „центр действия“ атмосферы). В тыловой части депрессии на континент Северной Америки приходит арктический воздух ( $A_{\theta} < 0$ ); во

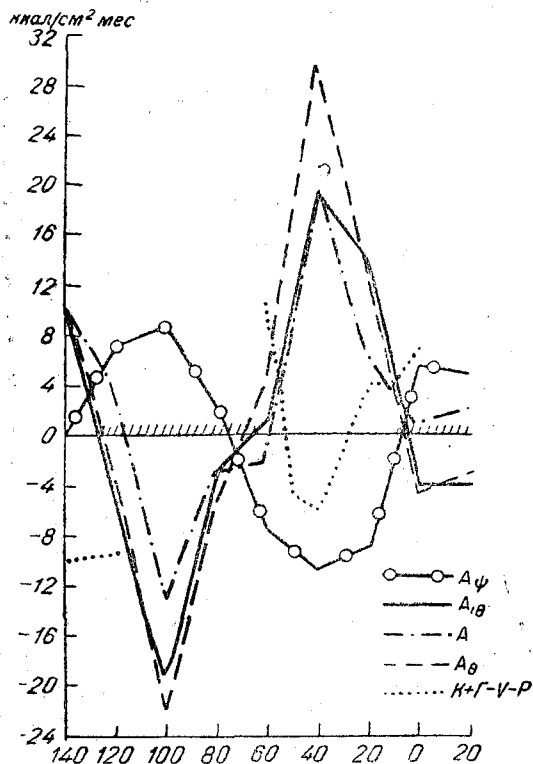


Рис. 8. Адвекция тепла над Сев. Америкой и Атлантическим океаном. Январь (10-км слой).

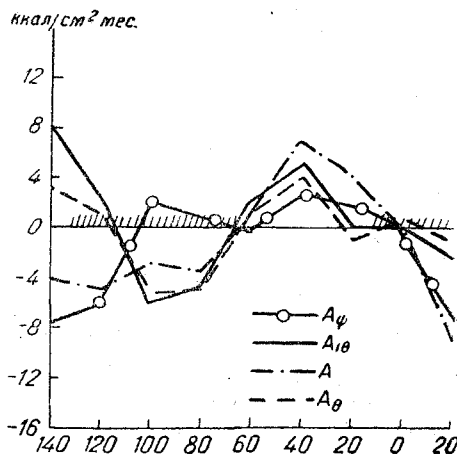


Рис. 9. Адвекция тепла над Сев. Америкой и Атлантическим океаном. Июль (10-км слой).

фронтальной части, расположенной над океаном, имеет место перенос воздушных масс из более низких широт ( $A_{\theta} > 0$ ). Так как барическая депрессия весьма глубока и меридиональные переносы воздушных масс преобладают над широтными на рассматриваемом участке круга  $50^{\circ}$  с. ш., то меридиональный перенос тепла определяет и долготный ход полной адвекции: она отрицательна в области переноса арктических воздушных масс и положительна там, где воздушные массы приходят из более низких широт.

Так как градиенты давления в рассматриваемой области значительно больше, чем над Европейской территорией СССР, то и величины адвекции  $A$  получаются значительно больше, чем для Европейской территории СССР. Большие значения  $A_{2\theta}$  нужно также отнести за счет большей неоднородности барического поля.

В июле величины  $A$  значительно меньше, чем в январе.

Широтная составляющая  $A_{\phi}$  отрицательна на восточных берегах материков, положительна — на западных и над океаном, т. е. знак ее определяется долготным распределением температур. Меридиональная составляющая  $A_{\theta}$  вдоль параллели распределена так же, как и зимой, но она меньше по величине. Летом также суще-

ствует Исландский минимум, но с очень размытым барическим полем над сушей; в тыловой его части происходит сравнительно небольшая адвекция холода, а над океаном — адвекция тепла. Полная адвекция определяется летом как меридиональной составляющей, так и широтной — на восточных берегах материков, где действие Исландского минимума уже не сказывается.

Следовательно, в этом примере мы также получили удовлетворительное соответствие между рассчитанной адвекцией и характером общей циркуляции в рассмотренном районе.

Для оценки вертикального переноса тепла нам нужно рассчитать величины радиационного баланса  $R_s$ , затрат тепла на испарение и скрытой теплоты конденсации. Выполним эти расчеты для января.

Поток солнечной радиации на верхней границе атмосферы с учетом отражения от облаков, частиц воздуха, земной поверхности

$$S_0 = W(1 - a).$$

Здесь  $W$  — количество солнечной радиации, приходящее к верхней границе атмосферы в единицу времени на единицу площади,  $a$  — альbedo системы „земля — атмосфера“.

На  $50^\circ$  с. ш. для земного полугодия  $W = 0,226$  кал/см<sup>2</sup> мин. [3] в январе имеем следующее распределение  $a$  [4] и  $S_0$  (табл. 14).

Таблица 14.

Январь  $50^\circ$  с. ш.

$\psi$	140° з. д.	130	120	110	100	90	80	70
$a\%$	46,1	54,5	69,7	72,2	71,6	65,5	68,2	59,5
$S_0$ кал/см <sup>2</sup> мин.	0,120	0,107	0,068	0,063	0,064	0,078	0,072	0,069
$B_s$ кал/см <sup>2</sup> мин.	0,306	0,309	0,296	0,276	0,264	0,259	0,259	0,271

$\psi$	60° з. д.	50	40	30	20	10	0	10 в. д.	20
$a\%$	59,0	47,2	44,6	44,1	45,5	45,4	46,5	50,1	56,2
$S_0$ кал/см <sup>2</sup> мин.	0,092	0,119	0,125	0,126	0,123	0,123	0,121	0,112	0,099
$B_s$ кал/см <sup>2</sup> мин.	0,282	0,293	0,303	0,313	0,317	0,322	0,314	0,306	0,297
	0,282	0,293	0,303	0,313	0,317	0,322	0,314	0,306	0,297

Величины  $LE$  для океанов взяты из [2], для суши такие данные отсутствуют; осадки  $r$  — из [3] (табл. 15).

Таблица 15.

Январь  $50^\circ$  с. ш.

$\psi$	140° з. д.	130	120	110	100	90	80	70	60	50	40	30	20	10	0	10 в. д.	20
$LE$ ккал/см <sup>2</sup> мес.	4	4							5,5	4	12	10	8	7	6		
$r$ мм	200	250	50	16	20	30	40	70	75	100	100	100	100	130	70	50	40

Уходящее излучение атмосферы  $B_s$  было рассчитано по диаграмме Шехтер, распределение  $T$  взято из [7], плотность водяного пара из [9] (табл. 14). Из табл. 14 видно, что  $R_s'$  малы.

Полученные с помощью (21) величины  $(K + \Gamma - V - P)$  см. в табл. 16 и на рис. 8.

Январь 50° с. ш.

$\psi$	140° з. д.	130	120	110	100	90	80	70	60	50	40	30	20	10	0	10° в. д.	20
$K + \Gamma - P - V$	10,2	-9,6								11,6	-4,6	-6,1	-0,7	4,1	4,1	9,1	

Так как  $(\Gamma - P - V)$  заведомо меньше полученных в табл. 16 чисел, то последние можно считать приближенной оценкой потоков  $K$ . Из рис. 8 также отчетливо видно, что положительной адвекции  $A$  соответствуют отрицательные значения  $K$ ; перенос теплового воздуха сопровождается восходящими вертикальными токами.

Изложенный метод расчета адвекции отличается от ранее применявшихся тем, что, во-первых, является более точным по сравнению с методом определения  $A$  как остаточного члена уравнения теплового баланса (работы Г. Г. Тролле [5], Т. Г. Берлянд [1]); во-вторых, позволяет определить  $A$  для слоев атмосферы конечной толщины (с его помощью можно рассчитать составляющие  $A$  — широтную и меридиональную, чего нельзя сделать путем непосредственного интегрирования адвективных членов в уравнении (1) — С. С. Ключарев [6]). Это позволяет подробнее проанализировать процессы переноса тепла в атмосфере, установить их связь с общей циркуляцией, а также дать определенный ответ на нерешенный до сих пор вопрос о направлении горизонтальных потоков тепла в атмосфере [1].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Берлянд Т. Г. Годовой ход адвекции тепла в некоторых климатических районах СССР. Метеорология и гидрология, № 7, 1951.
2. Бudyko М. И., Берлянд Т. Г., Зубенок Л. И. Тепловой баланс поверхности земли. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 3, 1954.
3. Милаилович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебания климата. ГОИТИ, М. — Л., 1939.
4. Федосеева А. И. Альbedo системы „земля — атмосфера“ и его распределение по земному шару. Труды ГГО, вып. 41, 1953.
5. Тролле Г. Г. Опыт расчета баланса тепловой энергии во всем столбе атмосферы и почвы в данной географической точке. Труды ГГО, вып. 21, 1938.
6. Ключарев С. С. Опыт анализа изменений температуры в тропосфере. Метеорология и гидрология, № 10, 1940.
7. Пагава С. Т. Естественный синонтический район. Труды ЦИП, вып. 36, 1954.
8. Albrecht F. Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der U — S — zone. № 29, 1951.
9. S z a w a K o v a t s J. Annalen der Hydrograph. uns. № 8, 1938.



## О МЕТОДИКЕ КЛИМАТОЛОГИЧЕСКОГО РАСЧЕТА СУТОЧНОГО ХОДА СУММАРНОЙ И ПОГЛОЩЕННОЙ РАДИАЦИИ

В настоящее время изучение климатологических закономерностей радиационного баланса имеет большое практическое значение.

В результате работ сотрудников Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова в последние годы были рассчитаны годовые и месячные величины суммарной радиации, эффективного излучения и радиационного баланса и построены карты этих элементов для большой территории [1, 2]. Следует указать, что методика, применяемая при расчетах годового хода составляющих радиационного баланса, не может быть использована для расчетов изменений соответствующих элементов в суточном ходе и для решения последней задачи требует дальнейшей разработки.

В настоящей статье предлагается методика расчета средних часовых величин (за многолетний период наблюдений) суммарной и поглощенной радиации.

Для вычисления суточного хода суммарной радиации, приходящей на земную поверхность, может быть использована известная формула Савинова—Онгстрема

$$(Q + q)_n = (Q + q)_0 [1 - n(1 - k)],$$

где  $(Q + q)_n$  — действительная суммарная радиация,  $(Q + q)_0$  — возможная суммарная радиация,  $n$  — величина общей облачности в долях единицы,  $k$  — коэффициент, показывающий, какая доля солнечной радиации, приходящей на верхнюю границу облаков, доходит до поверхности земли при условии сплошной облачности.

Основная трудность использования данного метода расчета заключается в определении суточного хода возможной суммарной радиации  $(Q + q)_0$  и в нахождении величины коэффициента  $k$  для различных часов суток. Величина возможной суммарной радиации может быть определена несколькими способами. В настоящей работе сделана попытка расчета часовых значений возможной суммарной радиации при использовании идеи метода В. Н. Украинцева [3], т. е. при нахождении величин возможной радиации по наивысшим значениям фактически наблюдаемой суммарной радиации. Для этой цели по ежечасным и каждодневным величинам наблюдений суммарной радиации были построены графики для всех месяцев года по следующим пунктам (табл. 1).

Таблица 1

Пункты	Широта	Период наблюдений
Павловск . . . . .	59°41'	1936—1940
Рига . . . . .	56 26	1948—1951
Свердловск . . . . .	56 50	1944—1951
Иркутск . . . . .	52 16	1940—1950
Одесса . . . . .	46 26	1949—1952
Владивосток . . . . .	43 07	1941—1951
Тбилиси . . . . .	41 43	1949—1951

На оси ординат построенных графиков были отложены значения суммарной радиации в кал/см<sup>2</sup> час, на оси абсцисс — часы суток. Для каждого часового промежутка времени на график были нанесены точки, соответствующие максимальным значениям действительной суммарной радиации. Кривая, проведенная по точкам с наибольшей повторяемостью, очевидно, дает суточный ход возможной суммарной радиации в данном пункте. Описанным способом было построено 84 графика,

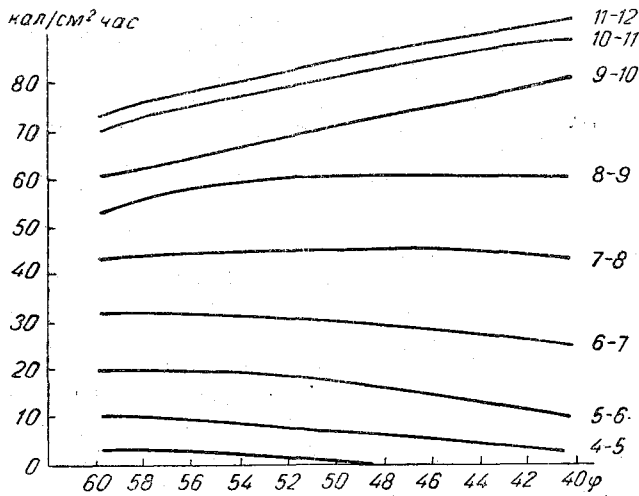


Рис. 1. Изменение возможной радиации в течение суток в зависимости от широты. Июнь.

по которым найдены суточные хода возможной суммарной радиации для всех месяцев. Из общих соображений можно предположить, что величина возможной суммарной радиации сравнительно мало зависит от местных климатических условий и определяется, главным образом, астрономическими факторами. Поэтому полученные часовые величины возможной суммарной радиации могут быть интерполированы, что и было сделано нами. В результате такой интерполяции были построены графики зависимости возможной радиации от высоты солнца для всех

месяцев с 40 до 60° с. ш. В качестве примера приведен один из этих графиков (рис. 1).

Определение изменений коэффициента  $k$  в суточном ходе также можно выполнить по данным наблюдений. Величина коэффициента  $k$  зависит от угла, под которым солнечные лучи проходят через атмосферу и облака, а также от строения облачности, от степени закрытия неба облаками, от прозрачности атмосферы и от альбедо. В связи с этим можно предполагать, что величина коэффициента  $k$  изменяется не только в годовом ходе [3, 4], но и в течение суток, вместе с изменением высоты солнца над горизонтом.

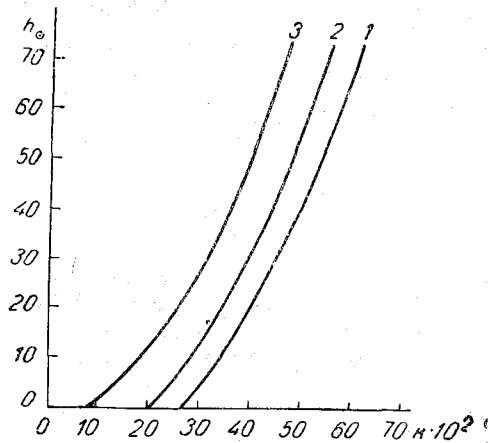


Рис. 2. Изменение коэффициента  $k$  в зависимости от высоты солнца. Летний период. 1 — лесная зона; 2 — лесостепь; 3 — зона степей и пустынь.

Для определения величины  $k$  в различные часы суток были использованы полученные выше величины возможной суммарной радиации для тех пунктов СССР, где велись актинометрические наблюдения. Затем по уравнению Савинова—Онгстрема были найдены часовые значения коэффициента  $k$  в течение дня для всех месяцев в пунктах, расположенных на разных широтах. Для отыскания общих закономерностей суточного хода  $k$  в целях определения действительной суммарной радиации в различных климатических областях были построены графики зависимости  $k$  от высоты солнца (рис. 2 и 3). Из этих графиков видно, что наименьшую величину коэффициент  $k$  имеет при малых высотах солнца, т. е. в утренние и вечерние часы, а наибольшую — в полуденные часы. Зависимости коэффициента  $k$  от географической широты и времени года определяются преимущественно про-

зрачностью атмосферы и долей рассеянной радиации от суммарной. Поэтому при одной и той же высоте солнца величина  $k$  в высоких широтах будет несколько больше, чем в низких, и в холодное время больше, чем в теплое.

Для определения суточного хода поглощенной суммарной радиации необходимо знать изменения величины альbedo подстилающей поверхности в течение дня. Альbedo, характеризующее отражательную способность данной поверхности, зависит как от характера поверхности (типов почв, растительности и водных пространств), так и от угла падения солнечных лучей, поэтому оно изменяется в суточном ходе. Альbedo имеет также ясно выраженный годовой ход с максимальным значением в месяцы со снежным покровом. Впервые годовой ход альbedo для большой территории был изучен в работе Т. Г. Берлянд [1]. Очевидно, для определения суточного хода поглощенной радиации недостаточно знать средние величины альbedo в полдень. Поэтому явилась необходимость проследить изменение альbedo в течение дня при различной высоте солнца для разной широты и различных подстилающих поверхностей. С этой целью нами были использованы

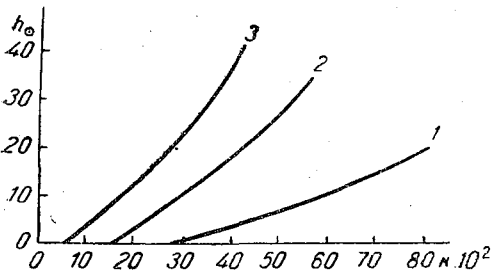


Рис. 3. Изменение коэффициента  $k$  в зависимости от высоты солнца. Зимний период. 1 — лесная зона; 2 — лесостепь; 3 — зона степей и пустынь.

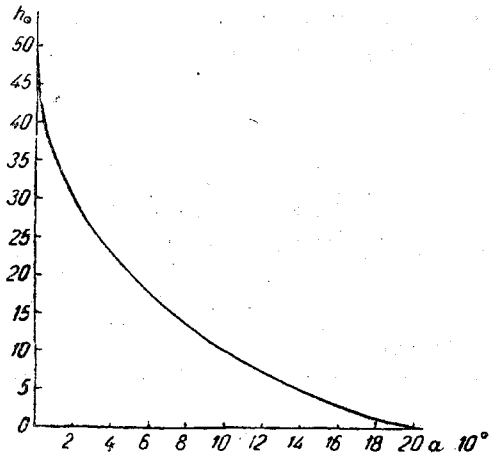


Рис. 4. График зависимости поправки альbedo от высоты солнца.

материалы ряда актинометрических станций, которые вели наблюдения над альbedo при различной высоте солнца и разным состоянием неба (ясном и пасмурном). Изучение суточного хода альbedo в настоящей работе подтвердило заключение, высказанное ранее рядом авторов, что в месяцы без снежного покрова альbedo имеет минимум в полдень. При уменьшении высоты солнца над горизонтом величина альbedo возрастает сначала очень медленно, потом быстрее и в вечерние и утренние часы достигает своего максимального значения. Для ясных безоблачных дней разность полуденных величин альbedo и значений его в утренние и вечерние часы больше, чем для пасмурных дней.

Такое заключение согласуется с рядом работ по изучению дневного хода альbedo, в частности, с работой К. Я. Кондратьева и Н. Е. Тер-Маркарянц [4]. Для определения суточного хода альbedo в различных климатических областях нами была произведена попытка оценить величину поправки к полуденному значению альbedo для различных часов суток. Под поправкой альbedo мы понимаем разность между альbedo в полдень и альbedo при любой другой высоте солнца. Очевидно, величина поправки к полуденному значению альbedo, как и само альbedo, зависит в основном от трех факторов: высоты солнца, величины и формы облачности, от характера подстилающей поверхности. При сравнении величины поправок к полуденному значению альbedo для различных (бесснежных) подстилающих поверхностей, но при одной и той же высоте солнца, нами было выяснено, что величина этих поправок приблизительно одинакова. Для выяснения влияния высоты солнца на величину поправки к полуденному значению альbedo приводим рис. 4. На этом графике кривые были получены нами в результате

использования соответствующего материала ряда актинометрических станций (материалы по наблюдению над альбедо при разных высотах солнца и разной степени облачности). В периоды со снежным покровом дневной ход альбедо выражен в очень слабой степени; поэтому для практических расчетов ее величину можно принять постоянной в течение дня.

Для выяснения возможности расчета часовых величин суммарной радиации предложенным косвенным методом и для определения ошибок, возникающих при данном методе расчета, была произведена проверка, заключающаяся в сравнении рассчитанных и измеренных величин суммарной радиации. В результате подобных сравнений выяснено, что наибольшие расхождения между измеренными и рассчитанными величинами суммарной радиации наблюдаются в полуденные часы и достигают 12—15%. Средняя ошибка, возникающая при данном методе расчета, составляет 7—8%.

Очевидно, для практических расчетов с целью климатологического анализа суточного хода суммарной радиации предложенный метод расчета дает вполне достаточную точность.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Берлянд Т. Г. Радиационный и тепловой баланс Европейской территории СССР. Труды ГГО, вып. 10 (72), 1948.
2. Будыко М. И., Берлянд Т. Г., Зубенок Л. И. Тепловой баланс поверхности земли. Изв. АН СССР, сер. геогр. № 3, 1954.
3. Украинцев В. Н. Приближенное вычисление сумм прямой и рассеянной солнечной радиации. Метеорология и гидрология, № 6, 1939.
4. Кондратьев К. Я. и Тер-Маркарянц Н. Е. К методике обработки наблюдений над альбедо. Метеорология и гидрология, № 7, 1953.
5. Сивков С. И. О вычислении сумм радиации, отраженной от водной поверхности. Метеорология и гидрология, № 3, 1951.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ОПЫТНЫХ РАСЧЕТОВ НОЧНОГО МИНИМУМА ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

В настоящее время существуют различные методы расчета ночного понижения температуры. Одни из этих методов основаны на обобщении многолетних наблюдений за понижением температуры воздуха от дневных или вечерних часов к ночным [1, 2 и пр.], другие разработаны теоретически [3, 4 и пр.].

Гидрометслужбой официально принят один из теоретически обоснованных методов прогноза заморозков, разработанный в отделе динамической метеорологии Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова М. Е. Берляндом. Этот метод рекомендован для сети метеорологических станций ГУГМС [5]. По нему уже производились многочисленные расчеты на нескольких станциях СССР. При расчетах использовались 19-часовые метеорологические данные и по ним получены удовлетворительные результаты [6].

В данной статье излагается схема упрощенного метода расчетов ночного понижения температуры. Упрощение основано на использовании климатологических данных по температуре почвы.

В результате этого упрощения, во-первых, значительно сокращаются вычисления; во-вторых, становится возможным предвычислять ночное понижение температуры не только в тех пунктах, где имеются данные о температуре почвы, но также и в тех, где таковые отсутствуют; в-третьих, увеличивается заблаговременность прогноза на 6 час., что позволяет расчеты по упрощенной схеме производить в бюро погоды и использовать их при составлении прогноза температуры на ночь.

Таким образом, предлагаемые изменения в методе расчета ночного понижения температуры воздуха не только упрощают расчет и экономят время, но также значительно расширяют рамки его использования.

В статье приводятся графики и таблицы, которыми рекомендуется пользоваться при упрощенном прогнозе ночного минимума температуры воздуха, а также результаты опытных расчетов.

### Расчетные формулы

Формула М. Е. Берлянда для расчета ночного минимума температуры воздуха имеет следующий вид:

$$T = T_0 - A - P, \quad (1)$$

где  $T$  — ожидаемый минимум температуры воздуха,  $T_0$  — температура воздуха за 19 час.

$$A = c_0 E_0 k, \quad (2)$$

где  $c_0$  — коэффициент, зависящий от срока прогноза, скорости ветра и влажности почвы;  $E_0$  — эффективное излучение подстилающей поверхности при ясном небе, определяется по абсолютной влажности и температуре воздуха;  $k$  — поправка на облачность, вычисляется по формуле

$$k = 1 - (0,8n_n - 0,65n_c - 0,25n_v) n, \quad (3)$$

где  $n_n, n_c, n_v, n$  — соответственно нижняя, средняя, верхняя и общая облачность, выраженная в десятых долях единицы.  $P$  вычисляется по формуле

$$P = c_1(\theta_0 - \theta_5) + c_2(\theta_5 - \theta_{10}) + c_3(\theta_{10} - \theta_{15}), \quad (4)$$

т. е. зависит от распределения температуры поверхности почвы ( $\theta_0$ ) и на глубинах 5, 10, 15 см.

Вычисление члена  $A$  по формуле (2) усложняется введением поправки на облачность, определяемой для каждого случая по формуле (3).

Для сокращения этих вычислений мы даем таблицу значений  $k$  для разной степени покрытия неба облаками (приложение 1).  $c_0$  находится по табл. 2 приложения.  $E_0$  удобно и просто определять по графику (рис. 1) или по таблице (см. [3]).

Наиболее трудоемки вычисления члена  $P$  в формуле (1), так как для этого требуется по соответствующей таблице выбрать три коэффициента, зависящие

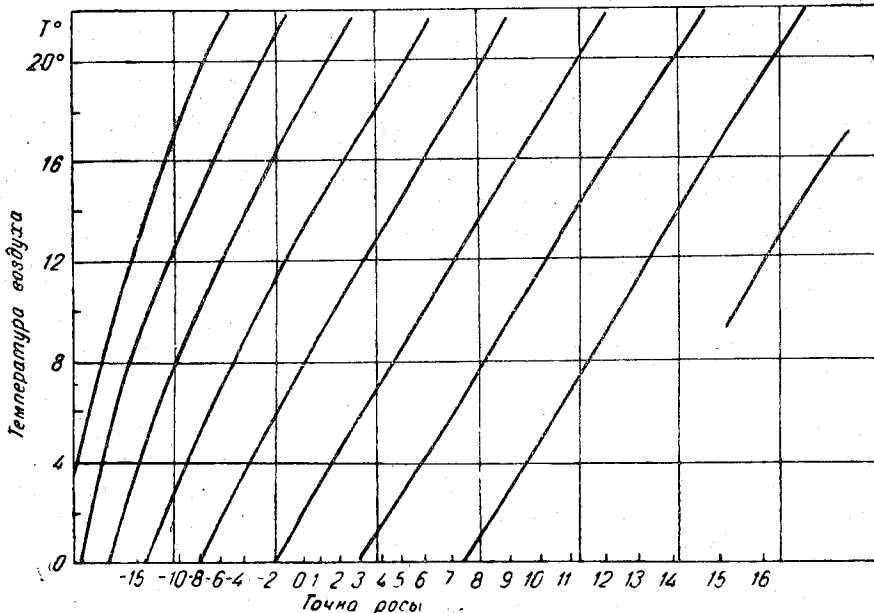


Рис. 1. График для определения эффективного излучения при безоблачном небе  $E_0$  по температуре воздуха и точке росы.

от срока прогноза, скорости ветра и влажности почвы; затем выписать температуры почвы на четырех глубинах; составить разности, стоящие в скобках формулы (4); произвести соответствующие перемножения и сложить все 3 члена.

Поэтому мы считали полезным произвести некоторую климатологическую обработку данных о температуре почвы с тем, чтобы полученными результатами воспользоваться для упрощения расчетов члена  $P$ .

Нам казалось возможным затабулировать значения члена при различных градациях облачности и скорости ветра на основании многолетних данных о температуре почвы и пользоваться ими для прогноза минимальных температур воздуха по следующим соображениям.

В работе Н. И. Яковлевой [7] было показано, что распределение температуры в почве оказывает меньшее влияние на распределение температуры воздуха на уровне будки, чем на температуру поверхности почвы. Поэтому можно было допустить, что климатологические средние о температуре почвы могут обеспечить достаточную точность расчета.

В формуле (4) наибольший вес имеет первое слагаемое, так как  $c_1$  больше  $c_2$  и  $c_3$ , а разность  $\theta_0 - \theta_5$  также больше разностей температур, входящих в следующие слагаемые формулы (4). Однако известно, что температура поверхности

почвы существующими на сети гидрометстанций приборами измеряется с существенной ошибкой, иногда достигающей 2—3°.

Следовательно, осредненные значения этой разности не должны значительно ухудшить результаты расчетов, особенно, если эти осреднения будут произведены с учетом облачности, как это и делалось нами.

М. Е. Берляндом было получено решение задачи для изменения температуры воздуха в общем виде как для ночных, так и для дневных промежутков времени [3].

Однако формула (1) составлялась с расчетом на ночное и вечернее время. Поэтому применение расчетной схемы М. Е. Берлянда к сроку прогноза, удлиненному за счет дневных часов, строго говоря, требует учета не только распределения температуры в почве, потери тепла за счет эффективного излучения подстилающей поверхности и др., но также притока солнечной радиации и начального распределения температуры в воздухе.

Как известно, во вторую половину дня, после 13—15 часов, несмотря на приток тепла от Солнца, температура обычно понижается. Это обусловлено соответствующим влиянием начального распределения температуры воздуха по вертикали, а также изменением радиационного баланса подстилающей поверхности со временем. Последние факторы могут быть учтены путем сопоставления рассчитанных по указанной формуле минимумов температуры с фактически наблюдаемыми и введением соответствующей поправки.

Климатологическая обработка материалов по температуре почвы на глубинах в указанном направлении и опытные расчеты по упрощенному методу производились нами ранее по четырем станциям Ленинградского УГМС за старые годы. Они применялись также при текущих прогнозах ночного понижения температуры воздуха, производившихся в бюро погоды ЛУГМС в мае—июне 1954 г. [8]. Эти опытные расчеты дали положительные результаты.

Цель данной работы состояла в том, чтобы выяснить возможность применения упрощенного метода расчета ночного минимума температуры воздуха на большую площадь Европейской территории СССР. Для проверки мы использовали данные четырех метеорологических станций, расположенных в центральной части, на юге и юго-востоке Европейской территории СССР: Немчиновка (около Москвы), Каменная Стель, Ершов и Гигант.

По этим четырем пунктам были вычислены средние разности температуры почвы ( $\theta_0 - \theta_5$ ,  $\theta_5 - \theta_{10}$ ,  $\theta_{10} - \theta_{15}$ ) на глубинах за 13 и 19 час. срок наблюдений для двух весенних (апрель, май) и двух осенних (сентябрь, октябрь) месяцев, когда возможны заморозки в воздухе или на почве.

По данным этих же станций были вычислены указанные разности температуры почвы при ясном и пасмурном небе. Небо считалось ясным, когда облачность не превышала 2—3 балла, и пасмурным, когда количество нижней облачности составляло не менее 8 баллов.

Результаты этих обработок изложены отдельно (в другой статье).

Здесь же ограничимся указанием, что вычисленные нами средние разности  $\theta_0 - \theta_5$  за 13 часов принимают наибольшие значения на станции Гигант. В мае здесь при ясном небе средняя разность составляет 16°. В остальных рассмотренных пунктах эти разности меньше. При пасмурном небе ни в одном пункте средняя разность не превосходит 8°. Разности  $\theta_5 - \theta_{10}$  не более 5—6° и разности  $\theta_{10} - \theta_{15}$  составляют 1—2°.

### Упрощение расчетов

Предвычисления ночного минимума температуры нами производились по 13-часовым метеорологическим данным. Таким образом, по сравнению с расчетами, производившимися ранее, по формуле (1), заблаговременность прогноза была удлинена на 6 часов. В соответствии с этим и данные по температуре почвы мы использовали за 13-часовой срок наблюдений.

Для каждой станции и месяца были определены коэффициенты  $c_1, c_2, c_3$ , входящие в формулу (4), в соответствии со сроком прогноза, определяемым интервалом времени от 13 час. до восхода солнца и составлявшим не менее 15 час.

Согласно М. Е. Берлянду [6], в зависимости от влажности почвы и скорости ветра коэффициенты  $c_i$  для расчета по 13-часовым данным имеют следующие значения (табл. 1).

Таблица 1

Значения  $c_i$

Коэффици- енты	Скорость ветра, м/сек.								
	Сухая почва			Увлажненная			Сильно увлажненная		
	1	1-3	4-6	1	1-3	4-6	1	1-3	4-6
$c_1$	0,33	0,23	0,13	0,34	0,23	0,14	0,35	0,25	0,14
$c_2$	0,19	0,16	0,12	0,32	0,22	0,13	0,35	0,25	0,13
$c_3$	0,16	0,12	0,10	0,22	0,16	0,11	0,26	0,20	0,12

Совершенно очевидно, что на величину коэффициентов значительно большее влияние оказывает скорость ветра и меньшее — влажность почвы.

При скорости ветра 4—6 м/сек. значения коэффициентов отличаются друг от друга не более чем на 0,01. Следовательно, вычисляя  $P$  для сухой и увлажненной почвы в районе Гиганта только при наличии ясного неба, мы получили разницу в величине  $P$  не более  $0,2^\circ$  в остальных пунктах, а при пасмурной погоде и в Гиганте ошибка от пренебрежения увлажнением почвы будет еще меньше.

Штилевая погода ( $u < 1$  м/сек.) в течение 15 час., т. е. от 13 час. до восхода солнца, наблюдается исключительно редко, но и в этом случае коэффициент  $c_1$ , имеющий наибольший вес в формуле для вычисления  $P$ , также мало зависит от степени увлажнения почвы. Более существенно различаются при разных состояниях почвы значения коэффициентов  $c_2$  и  $c_3$ . Однако, если подсчитать значение  $P$  по данным станции Гигант, где разности температур  $\theta$  максимальные, то значение  $P$  при ясном небе получим для сухой почвы равным  $6,5^\circ$ , для увлажненной  $6^\circ$ . При пасмурном небе расхождения будут меньше. Наличие сильно увлажненной почвы в данном районе маловероятно, поэтому значение  $P$  можно считать равным  $6^\circ$ .

Аналогичные расчеты  $P$  при скорости ветра 1—3 м/сек. и наличии ясного неба в районе Гиганта дали величины для сухой почвы  $4,7^\circ$ , для увлажненной  $5,2^\circ$ . В том и другом случае округление до единицы дает величину  $P = 5^\circ$ . По данным Немчиновки при ясном небе в сентябре разность  $\theta_0 - \theta_5$  равна  $7^\circ$ , а  $\theta_5 - \theta_{10} = 3,5^\circ$ ; следовательно, значения  $T$  при сухой и влажной почве будут 2,4 и  $2,8^\circ$  соответственно; нами взято значение  $2,5^\circ$ .

При вычислениях остальных значений  $P$  мы преимущественно брали коэффициенты  $c_i$  для сухой почвы. В дальнейшем при непосредственных расчетах ночного понижения температуры значения  $P$  уточнялись с учетом влияния начального распределения температуры по вертикали и изменения радиационного баланса. Последние составили не более одного градуса.

В результате нами получены значения члена  $P$  формулы (1) при ясном и пасмурном небе и при различных скоростях ветра для каждой из 4 станций. Они представлены в табл. 2.

В этой таблице весна включает два весенние месяца — апрель и май, когда возможны опасные заморозки, а осень — два осенние месяца — сентябрь, октябрь. В последнем столбце таблицы указаны годы, за которые использованы данные по температуре почвы для получения средних климатологических разностей. Боль-



Значения  $P$ 

Название станций	Весна						Годы	Осень						Годы наблюдений
	ясно			пасмурно				ясно			пасмурно			
	скорости ветра, м/сек.							скорости ветра, м/сек.						
	1	3	4	5	6	7		1	3	4	5	6	7	
Немчиновка . . . . .	5	3	2	2	2	1	1950—1953	3	2	1	1	0,5	0	1950—1953
Каменная Степь . . . . .	4	4	2	2	2	1	1948, 1950, 1951	5	2	2	2	1	1	1949—1952
Ершов . . . . .	5	4	2	—	—	1	1951—1953	3	2	2	2	1	1	1952—1953
Гигант . . . . .	6	4	3	3	2	1	1940, 1949—1953	6	4	3	2	2	1	1940, 1948, 1950—1953

ший период наблюдений мы не могли использовать потому, что за более ранние годы наблюдения оказываются неоднородными — термометры располагались не на поверхности почвы, а на расстоянии 1 см от нее.

### Результаты опытных расчетов по упрощенному методу

Опытные расчеты ночного понижения температуры воздуха по упрощенному методу производились по всем четырем станциям.

За весенние и осенние месяцы с 1949 по 1952 г. для расчетов ночного понижения температуры подбирались периоды вблизи тех дней, когда температура почвы после положительных значений принимала отрицательные. Если в какой-либо из дней за этот период в промежутке времени от 13 час. до восхода солнца (т. е. за срок прогноза) выпадали осадки, то расчет ночного понижения температуры воздуха не производился. Исключались также дни с ветром более 6 м/сек., так как применяемые нами расчетные формулы не учитывают ни влияние осадков, ни адвекцию, которая может быть значительной при скорости ветра более 6 м/сек. В результате получилось 157 расчетов.

Кроме того, нами произведены расчеты ночного понижения температуры для апреля 1954 г. Они производились независимо от наблюдаемой температуры воздуха, но также с исключением тех дней, когда скорость ветра в 13 час. превышала 7 м/сек. или за срок прогноза выпадали осадки. Для четырех станций всего для апреля 1954 г. было сделано 89 расчетов.

При этих расчетах член  $P$  в формуле (1) определялся по табл. 2. При вычислении  $A$  поправка на облачность вводилась только в тех случаях, когда в 13 час. количество нижней облачности было не менее 8 баллов. Таким образом, при пасмурном небе в расчет ночного понижения температуры по 13-часовым метеорологическим данным вводились две поправки: на облачность (множитель  $k$ , см. табл. 4) и на распределение температуры в почве ( $P$ ).

При ясном небе, когда нижняя облачность не превосходила 3—4 балла и общая составляла не более 5 баллов, вводилась только одна поправка на распределение температуры в почве. В отдельных случаях, когда степень покрытия неба облаками превосходила указанный предел, поправка на облачность не вносилась, если это были облака кучевых форм и можно было предполагать, что к вечеру они рассеются. В этих случаях не вносилась поправка и на распределение температуры в почве. В тех случаях, когда нижняя облачность в 13 час. была больше 3 баллов, но меньше 8, или общая больше 5 баллов, но меньше 8, ни та, ни другая поправка также не вносилась.

В табл. 3 приводится распределение отклонений вычисленных минимумов температуры воздуха от наблюдаемых, а также средние ошибки расчетов.

Повторяемость отклонений рассчитанных минимумов температуры от фактических  
в заданных пределах и средние отклонения

Название станций	Весна			Осень			Все случаи		Средняя ошибка		Апрель 1954 г.				
	пределы		число случаев	пределы		число случаев	пределы		арифм.	алгебр.	пределы		арифм.	алгебр.	число случаев
	$\leq 2^\circ$	$> 2^\circ$		$\leq 2^\circ$	$> 2^\circ$		$\leq 2^\circ$	$> 2^\circ$			$\leq 2^\circ$	$> 2^\circ$			
Гигант . . . . .	77%	23%	47	74%	26%	19	76%	24%	1,3	-0,1	96	4	1,0	-0,3	23
Каменная Степь . . . . .	50%	50%	12	93%	7%	14	73%	27%	1,6	0,0	90	10	1,3	-0,1	18
Ершов . . . . .	88%	12%	16	76%	24%	25	81%	19%	1,4	0,1	76	24	1,6	-1,4	21
Немчиновка . . . . .	75%	25%	24				75%	25%	1,7	-0,1	75	24	1,2	0,6	27
Среднее . . . . .	75%	25%	99	80%	20%	58	76%	24%	1,4	0,0	83	17	1,3	-0,2	89

Распределение отклонений и средние отклонения рассчитанных минимумов температуры воздуха от наблюдаемых приводятся для весны и осени отдельно. Мы выделили также ошибки расчетов для апреля 1954 г., так как данные по температуре почвы за этот год не вошли в климатологические средние.

Несмотря на это, средняя ошибка за апрель 1954 г. оказалась не больше ошибки вычисления за старые годы, а также и процент малых отклонений за этот месяц оказался даже несколько больше, чем за осенние и весенние месяцы прошлых лет. Средняя ошибка расчетов оказалась 1,3 и 1,4°.

По расчетам, произведенным ранее Н. И. Яковлевой [7], для некоторых станций Европейской территории СССР средняя ошибка получилась равной 1,2—1,3°. Эти расчеты производились по 19-часовым данным, т. е. с заблаговременностью на 6 час. меньшей. Они были более трудоемкими, так как для каждого случая вычисление члена  $P$  производилось по формуле (4). Кроме того, вводились поправки на инверсионное распределение температуры воздуха, так как подобное распределение в 19 часов наблюдается довольно часто. Все это значительно усложняет расчеты, но, как видно из сравнения ошибок того и другого метода, не приводит к значительному уточнению результатов расчета. Средняя ошибка, полученная при таком методе расчета, только на 0,1° меньше ошибки, полученной нами при применении упрощенного метода.

Среднее алгебраическое отклонение вычисленных нами минимумов температуры воздуха от наблюдаемых получилось близким к нулю; следовательно, в проведенных нами вычислениях нет систематической ошибки.

Число отклонений более 2° составляет в среднем 24%. Возможно, что преобладающая часть больших отклонений обусловлена местными особенностями температурного режима для некоторых определенных погодных условий, которые при расчете ночного понижения температуры на местах могут быть учтены. Это позволит увеличить успешность прогноза ночного минимума температуры по упрощенному расчетному методу.

Значения  $P$ , вычисленные нами для четырех станций, расположенных на значительном расстоянии друг от друга, в большинстве случаев отличаются только лишь на 1°. Это позволяет осредненные значения  $P$  распространять на значительный район. Следовательно, можно, вычислив климатологические средние разности температур почвы на глубинах в одном пункте, производить упрощенные вычисления ночного минимума температуры воздуха в ряде пунктов.

Поправка  $k$  на облачность

Нижняя	Общая								Яруса облачности
	баллы облачности								
	3	4	5	6	7	8	9	10	
0	0,98	0,96	0,96	0,91	0,87	0,84	0,80	0,75	верхний
1	0,96	0,93	0,91	0,88	0,84	0,80	0,75	0,70	
2	0,95	0,92	0,88	0,84	0,80	0,75	0,70	0,64	верхний средний и верхний
1	0,94	0,91	0,85	0,80	0,73	0,64	0,58	0,52	
2	0,93	0,90	0,84	0,77	0,71	0,62	0,56	0,45	средний и верхний средний
0	0,93	0,90	0,84	0,77	0,68	0,58	0,48	0,35	
3	0,93	0,88	0,85	0,76	0,71	0,60	0,49	0,37	Средний и верхний
4			0,81		0,66				
5			0,72	0,56					
6				0,61	0,43				
7					0,50	0,28			
8						0,35	0,21		
9									
10									

Таблица 2

$c_0$  для 13 час.

Скорость ветра, м/сек.	Влажность почвы, %		
	сухая	увлаж- ненная	сильно увлаж- ненная
<2	83	68	59
2-3	75	65	62
4-6	71	67	68

ЛИТЕРАТУРА

1. Михалевский А. Способ предсказания наименьшей температуры ночи (заморозков). Мет. вестник № 5, 1926.
2. Венцкевич Г. З. Сельскохозяйственная метеорология. Гидрометеиздат, Л., 1948.
3. Берлянд М. Е. Изменение температуры в приземном слое воздуха и предсказание заморозков. Изв. АН СССР, сер. геофиз, № 2, 1953.
4. Лютерштейн И. Г., Чудновский А. Ф. Формула для прогноза ночного хода температуры воздуха и прогноза заморозков. Труды НИУ ГУГМС, сер. 1, вып. 28, 1946.
5. Методические указания ЦИП, вып. 23, 1953.
6. Берлянд М. Е., Красиков П. Н. Борьба с заморозками и их предсказание. Гидрометеиздат, 1953.
7. Яковлева Н. И. Анализ ночного выхолаживания и предсказание заморозков. Метеорология и гидрология № 3, 1954.
8. Заварина М. В. Опыт оперативного использования метода прогноза заморозков по синоптическим данным. Труды ГГО, вып. 55 (117), 1955.

## О ПРИМЕНЕНИИ ПОЛНЫХ ПОТОКОВ В ДИНАМИКЕ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

### 1. Введение

В теории морских течений широко применяются так называемые полные потоки. Полным потоком называется объем жидкости, протекающей за единицу времени через вертикальное сечение единичной ширины и заданной высоты. В случае двумерного горизонтального движения полный поток  $\vec{S}$  является векторной величиной. Его составляющие  $S_x$  и  $S_y$  даются формулами:

$$S_x = \int_b^c u dz; \quad S_y = \int_b^c v dz \quad (1)$$

при обычных обозначениях, где  $b$  — нижняя, а  $c$  — верхняя границы упомянутого сечения. Как показали исследования Штокмана, применение полных потоков (принтегрированных по всей глубине моря или глубине бароклинного слоя) позволяет существенно упростить исследование динамики течений.

Хотя в динамике пограничного слоя атмосферы уравнения в полных потоках являются незамкнутыми, применение самих полных потоков позволяет существенно упростить изучение некоторых особенностей динамики этого слоя. Немаловажным является также то обстоятельство, что при определении полных потоков из данных наблюдений на них меньше, чем на скорости, влияют всякого рода случайные факторы. Вследствие этого данные о полных потоках заслуживают большего доверия.

Мы рассмотрим некоторые свойства полных потоков для пограничного слоя атмосферы, а также некоторые следствия из этих свойств. В частности, мы попытаемся уточнить сведения о некоторых важных параметрах пограничного слоя атмосферы.

### 2. Полные потоки и вертикальные токи в модели Экмана—Окерблома

Примем ускорения отсутствующими, а коэффициент обмена и барический градиент — постоянными по высоте. Тогда получим известную модель Экмана—Окерблома, в которой распределение ветра по высоте дается соотношениями:

$$\left. \begin{aligned} u &= u_g (1 - e^{-\zeta} \cos \zeta) - v_g e^{-\zeta} \sin \zeta, \\ v &= v_g (1 - e^{-\zeta} \cos \zeta) + u_g e^{-\zeta} \sin \zeta. \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

Здесь  $u_g$  и  $v_g$  — составляющие геострофического ветра, а  $\zeta$  — безразмерная высота, связанная с реальной высотой  $z$  соотношением:

$$\zeta = az, \quad (3)$$

$$a^2 = \frac{\omega \sin \varphi}{k}, \quad (4)$$

где  $\omega$  — угловая скорость вращения Земли,  $\varphi$  — широта места,  $k$  — коэффициент обмена.

В частности, если направить ось  $x$  по геострофическому ветру, то формулы (2) примут вид:

$$\left. \begin{aligned} u &= V_g (1 - e^{-\zeta} \cos \zeta), \\ v &= V_g e^{-\zeta} \sin \zeta. \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

Из формул (5) видно, что наименьшая высота, на которой ветер достигает направления геострофического ( $v=0$ ,  $u \neq 0$ ), характеризуется равенством

$$\zeta = \pi,$$

т. е. вследствие (3)

$$z = H = \frac{\pi}{a}. \quad (6)$$

Высоту  $H$  принято называть верхней границей пограничного слоя атмосферы. Исходя из этого определения, вычислим полные потоки для модели Экмана, приняв в формулах (1)  $b=0$ ,  $c=H$ . При этом пренебрегаем в интегралах

$$\int_0^H e^{-\zeta} \cos \zeta d\zeta = \int_0^H e^{-\zeta} \sin \zeta d\zeta = \frac{1}{2}(1 + e^{-\pi}),$$

$e^{-\pi} = 0,04$  по сравнению с единицей; это соответствует замене здесь верхнего предела интегрирования на  $\infty$  (разумеется, при интегрировании членов, не содержащих множителя  $e^{-\zeta}$ , такая замена бессмысленна). Тогда получим:

$$\left. \begin{aligned} S_x &= \frac{1}{a} \left[ \left( \pi - \frac{1}{2} \right) u_g - \frac{1}{2} v_g \right], \\ S_y &= \frac{1}{a} \left[ \left( \pi - \frac{1}{2} \right) v_g + \frac{1}{2} u_g \right]. \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

На основании формул (7) легко получить выражение вертикальной скорости для экмановской модели. Именно считая (с весьма высокой точностью) движения несжимаемыми, имеем из уравнения неразрывности

$$w_n - w_0 = -\operatorname{div} \vec{S} = -\left( \frac{\partial S_x}{\partial x} + \frac{\partial S_y}{\partial y} \right),$$

где  $w_n$  — вертикальная скорость на верхней границе пограничного слоя, а  $w_0$  — у поверхности земли. Считая ее горизонтальной, имеем

$$w_n = -\left( \frac{\partial S_x}{\partial x} + \frac{\partial S_y}{\partial y} \right). \quad (8)$$

Подставляя сюда  $S_x$  и  $S_y$  из (7) и учитывая, что геострофический ветер бездивергентен (т. е. пренебрегая изменением кориолисова параметра и широтой), получим

$$w_n = \frac{\Omega_g}{2a}, \quad (9)$$

где  $\Omega_g = \frac{\partial v_g}{\partial x} - \frac{\partial u_g}{\partial y}$  — геострофический вихрь. Формулу (9) можно на основании (6) переписать также в виде

$$w_n = \frac{H \Omega_g}{2\pi},$$

и если принять для грубых оценок  $H = 1$  км, то

$$w_n = 0,16 (\Omega_g 10^5),$$

где  $w_n$  — в см/сек., а  $\Omega_g$  — в 1/сек.

Легко получить также выводы об ориентации вектора полных потоков. Направляя снова ось  $x$  по  $\vec{v}_g$ , получим из (7)

$$S_x = \frac{1}{a} \left( \pi - \frac{1}{2} \right) V_g; \quad S_y = \frac{1}{2a} V_g. \quad (10)$$

Отсюда тангенс угла  $\varepsilon$ , образуемого вектором  $\vec{S}$  с осью  $x$ , равен

$$\operatorname{tg} \varepsilon = \frac{1}{2\pi - 1} = 0,19,$$

так что этот угол составляет около  $11^\circ$ .

А. И. Мерцалов [2] определял из данных наблюдений несколько иную величину, а именно отношение

$$m = \frac{S_y}{H V_g},$$

причем за верхнюю границу пограничного слоя  $H$  он принимал 1 км. Он получил, что величина  $m$  почти не меняется от случая к случаю и равна 0,11. Из формул (10) и (6) вытекает, что

$$m = \frac{1}{2\pi} = 0,16.$$

Различие существенно и его никак нельзя объяснить грубостью равенства  $H \approx 1$  км. Естественнее считать, что это несоответствие связано с грубостью самой модели Экмана—Окерблома и, в частности, с тем обстоятельством, что коэффициент обмена в этой модели принимается постоянным по высоте, в то время как в действительности он убывает по мере приближения к подстилающей поверхности. Поэтому целесообразно рассмотреть полные потоки для модели пограничного слоя атмосферы, более близкой к действительности.

### 3. Упрощенная модель Юдина—Швеца

Как известно, предположение о росте коэффициента обмена с высотой во всем пограничном слое приводит к резкому расхождению теоретических расчетов профиля ветра с действительностью. Правильным является представление, что коэффициент обмена существенно растет с высотой лишь в небольшой нижней части пограничного слоя атмосферы. Выше рост его замедляется, и в основной толще пограничного слоя коэффициент обмена остается практически постоянным по высоте. Для описания этого представления наибольшее распространение приобрела так называемая „модель с изломом“ М. И. Юдина и М. Е. Швеца [3], согласно которой коэффициент  $k$  принимается растущим линейно до некоторой высоты  $h$  — верхней границы приземного слоя, а выше — постоянным.

$$k = \begin{cases} k_1 z & z \leq h \\ k_1 h & z \geq h. \end{cases}$$

Недавно М. И. Юдин несколько упростил эту модель, приняв предположение, что в приземном слое вектор напряжения турбулентного трения не меняется с высотой. Формулы для ветра согласно этой упрощенной модели приведены в курсе метеорологии под ред. П. Н. Тверского. Мы воспользуемся этой моделью, но выведем несколько более удобные для наших целей формулы, годные при любой ориентации координатных осей  $x$  и  $y$ . Кроме того, мы не будем ограничивать модель гипотезами теории пути смещения.

Итак примем, что в приземном слое, простирающемся от уровня шероховатости  $z_0$  до высоты  $h$ , коэффициент обмена линейно растет с высотой, а напряжение трения — постоянно

$$\frac{d}{dz} \left( z \frac{du}{dz} \right) = 0, \quad \frac{d}{dz} \left( z \frac{dv}{dz} \right) = 0 \quad (z_0 \leq z \leq h),$$

а в основной толще пограничного слоя коэффициент обмена постоянен, так что уравнения движения там имеют вид

$$k \frac{d^2 u}{dz^2} = -2\omega \sin \varphi (v - v_g); \quad k \frac{d^2 v}{dz^2} = 2\omega \sin \varphi (u - u_g) \quad (z \geq h).$$

В качестве граничных условий примем обращение ветра в нуль на уровне шероховатости

$$u(z_0) = v(z_0) = 0,$$

обращение ветра в геострофический на бесконечности

$$u_\infty = u_g; \quad v(\infty) = v_g$$

и непрерывность ветра и его вертикального градиента на уровне  $h$ :

$$u(h-0) = u(h+0); \quad \frac{du}{dz}(h-0) = \frac{du}{dz}(h+0),$$

$$v(h-0) = v(h+0); \quad \frac{dv}{dz}(h-0) = \frac{dv}{dz}(h+0).$$

Введем снова параметр  $a$  (4), а также комплексную скорость ветра

$$\psi = u + iv$$

и геострофического ветра

$$\psi_g = u_g + iv_g.$$

Тогда уравнения переписутся в виде

$$\frac{d}{dz} \left( z \frac{d\psi}{dz} \right) = 0 \quad (z_0 \leq z \leq h), \quad (11)$$

$$\frac{d^2 \psi}{dz^2} - 2a^2 i \psi = -2a^2 i \psi_g \quad (z \leq h), \quad (12)$$

а граничные условия в виде

$$\psi(z_0) = 0, \quad (13)$$

$$\psi(\infty) = \psi_g \quad (14)$$

и

$$\psi(h-0) = \psi(h+0); \quad \frac{d\psi}{dz}(h-0) = \frac{d\psi}{dz}(h+0). \quad (15)$$

Решение уравнения (11), удовлетворяющее условию (13), имеет вид

$$\psi = A \ln \frac{z}{z_0}, \quad (16)$$

а решение уравнения (12), удовлетворяющее условию (14), имеет вид

$$\psi = B e^{-(1+i)a(z-h)} + \psi_g, \quad (17)$$

где  $A$  и  $B$  — комплексные постоянные. Для их определения получаем из условий (15) равенства

$$A \ln \frac{h}{z_0} = \psi_g + B; \quad \frac{A}{h} = -aB(1+i).$$

Находя отсюда  $A$  и  $B$  и подставляя результаты в (16) и (17), найдем:

$$\psi = (1+i)\beta \frac{(1+\gamma) - \gamma i}{1+2\gamma+2\gamma^2} \psi_g \ln \frac{z}{z_0} \quad (z_0 \leq z \leq h),$$

$$\psi = \psi_g \left[ 1 - \frac{(1+\gamma) - \gamma i}{1+2\gamma+2\gamma^2} e^{-(1+i)a(z-h)} \right] \quad (z \leq h),$$

где обозначено для краткости

$$\beta = ah; \quad \gamma = \beta \ln \frac{h}{z_0} = ah \ln \frac{h}{z_0}. \quad (18)$$

Наконец, отделение вещественных и мнимых частей дает:

$$\begin{aligned} u &= \beta \frac{(1+2\gamma) u_g - v_g}{1+2\gamma+2\gamma^2} \ln \frac{z}{z_0}, \\ v &= \beta \frac{(1+2\gamma) v_g + u_g}{1+2\gamma+2\gamma^2} \ln \frac{z}{z_0}, \end{aligned} \quad (z_0 \leq z \leq h), \quad (19)$$

$$\begin{aligned} u &= u_g - \frac{e^{-a(z-h)}}{1+2\gamma+2\gamma^2} \left\{ [(1+\gamma) u_g + \gamma v_g] \cos a(z-h) + \right. \\ &\quad \left. + [(1+\gamma) v_g - \gamma u_g] \sin a(z-h) \right\}, \\ v &= v_g - \frac{e^{-a(z-h)}}{1+2\gamma+2\gamma^2} \left\{ [(1+\gamma) v_g - \gamma u_g] \cos a(z-h) - \right. \\ &\quad \left. - [(1+\gamma) u_g + \gamma v_g] \sin a(z-h) \right\}. \end{aligned} \quad (20)$$

Формулы (19) и (20) дают искомые выражения для составляющих скорости ветра.

Рассмотрим некоторые характеристики полученного профиля. В приземном слое  $z_0 \leq z \leq h$  направление ветра, очевидно, не меняется с высотой. Угол, образованный этим направлением с геострофическим ветром, легко определяется из формул (19), если в них положить  $u_g = V_g$ ;  $v_g = 0$  и разделить вторую на первую. Тогда получим

$$\operatorname{tg} \alpha_0 = \frac{v}{u} \Big|_{z_0 \leq z \leq h} = \frac{1}{1+2\gamma}, \quad (21)$$

откуда видно, что искомый угол  $\alpha_0$  всегда меньше  $45^\circ$ . Из формулы (21) вытекает также, что

$$\sin \alpha_0 = \frac{1}{\sqrt{2}} \frac{1}{\sqrt{1+2\gamma+2\gamma^2}}. \quad (22)$$

С другой стороны, из формул (19) и (20) найдем величину скорости ветра в приземном слое

$$V|_{z_0 \leq z \leq h} = \sqrt{u^2 + v^2} \Big|_{z_0 \leq z \leq h} = \sqrt{\frac{2}{1+2\gamma+2\gamma^2}} \beta V_g \ln \frac{z}{z_0}. \quad (23)$$

В частности, для уровня  $h$

$$V(h) = \sqrt{\frac{2\gamma^2}{1+2\gamma+2\gamma^2}} V_g$$

или на основании (21) и (22)

$$V(h) = (\cos \alpha_0 - \sin \alpha_0) V_g, \quad (24)$$

откуда видно, что отношение скорости ветра на верхней границе приземного слоя к скорости геострофического ветра может быть поставлено в зависимость только от угла  $\alpha_0$  отклонения ветра в приземном слое от геострофического.

По поводу формулы (23) нужно еще заметить следующее. Если пользоваться соотношениями теории пути смещения, то наряду с формулой (23) можно написать известную формулу

$$V|_{z_0 \leq z \leq h} = \frac{k_1}{x_2} \ln \frac{z}{z_0}, \quad (25)$$



где  $x \approx 0,38$  — постоянная Кармана, а  $k_1$  — коэффициент обмена на единичной высоте, связанный, согласно предыдущему, с коэффициентом обмена  $k$  в основной толще пограничного слоя соотношением

$$k_1 = \frac{k}{h}. \quad (26)$$

Сопоставляя (25) и (23), легко получить соотношение

$$\frac{k_1}{x^2} = \sqrt{\frac{2}{1+2\gamma+2\gamma^2}} \beta V_g,$$

которое в совокупности с (26) дает нам связь между исходными параметрами задачи  $\varphi$ ,  $k$ ,  $V_g$ ,  $z_0$  и  $h$ . Мы не будем, однако, пользоваться гипотезами теории пути смещения  $y$ , в частности, формулой (25), так что перечисленные параметры будут считаться независимыми. Что касается величины  $k_1$ , то она попросту определяется равенством (26).

Рассмотрим еще напряжение трения  $\tau_0$  в приземном слое. Оно определяется по формуле

$$\tau_0 = \rho \left[ k_1 z \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2} \right]_{z_0 \leq z \leq h} = \rho k_1 \left[ z \frac{\partial V}{\partial z} \right]_{z_0 \leq z \leq h}.$$

Подставляя сюда  $V$  из (23) и используя (22), получим

$$\tau_0 = 2\rho k a V_g \sin \alpha_0. \quad (27)$$

Если использовать формулу (4) и связь между геострофическим ветром и градиентом давления:  $V_g = \frac{1}{2\rho\omega \sin \varphi} \frac{\partial p}{\partial n}$ , то

$$\tau_0 = \frac{1}{a} \frac{\partial p}{\partial n} \sin \alpha_0. \quad (28)$$

По этим формулам можно оценить величину  $\tau_0$  независимо от теории пути смещения.

#### 4. Полные потоки и вертикальные скорости в упрощенной модели Юдина—Швеца

Переходя к вычислению полных потоков, заметим, что вектор полного потока в пограничном слое равен сумме полных потоков в приземном слое и в основной толще пограничного слоя

$$\vec{S} = \vec{S}_1 + \vec{S}_2,$$

где

$$\vec{S}_1 = \int_{z_0}^h \vec{v} dz; \quad S_2 = \int_h^H \vec{v} dz. \quad (29)$$

Составляющие потока  $S_1$  сразу находятся из формул (19):

$$\left. \begin{aligned} S_{1x} &= \beta h \frac{\ln \frac{h}{z_0} - 1 + \frac{z_0}{h}}{1 + 2\gamma + 2\gamma^2} [(1 + 2\gamma) u_y - v_y], \\ S_{1y} &= \beta h \frac{\ln \frac{h}{z_0} - 1 + \frac{z_0}{h}}{1 + 2\gamma + 2\gamma^2} [(1 + 2\gamma) v_g + u_g]. \end{aligned} \right\} \quad (30)$$

Что касается потока  $\vec{S}_2$ , то для его определения необходимо предварительно оценить верхнюю границу  $H$  пограничного слоя. В качестве таковой снова примем наименьший уровень, где ветер направлен по геострофическому. Полагая для нахождения  $H$  в формулах (19)  $v_g = 0$ ,  $u_g = V_g$  и требуя, чтобы на этом уровне

$v = 0$ , получаем  $\gamma \cos a(H-h) + (1+\gamma) \sin a(H-h) = 0$ , т. е.

$$\operatorname{tg} a(H-h) = -\frac{\gamma}{1+\gamma} = -\operatorname{tg} \delta$$

или

$$a(H-h) = \pi - \delta,$$

где

$$\delta = \operatorname{arc} \operatorname{tg} \frac{\gamma}{1+\gamma}. \quad (31)$$

Так как очевидно, что  $\delta < \frac{\pi}{4}$ , то  $a(H-h) > \frac{3\pi}{4}$ , и поэтому интегралы вида

$$\int_h^H e^{-a(z-h)} \cos a(z-h) dz \quad \text{и} \quad \int_h^H e^{-a(z-h)} \sin a(z-h) dz$$

снова можно с большой точностью заменить приближенным значением, равным

$$\int_h^\infty e^{-a(z-h)} \cos a(z-h) dz = \int_h^\infty e^{-a(z-h)} \sin a(z-h) dz = \frac{1}{2a}.$$

Даже если бы  $\delta = \frac{\pi}{4}$ , то ошибка от такой замены не превышала бы 10%.

Заметим еще, что из сопоставления формул (21) и (31) легко найти простую связь между углами  $\alpha_0$  и  $\delta$

$$\delta = \frac{\pi}{4} - \alpha_0.$$

Учитывая все сказанное, получаем из формул (20) и (29)

$$\left. \begin{aligned} S_{2x} &= u_g(H-h) - \frac{u_g + (1+2\gamma)v_g}{1+2\gamma+2\gamma^2} \frac{1}{2a} \\ S_{2y} &= v_g(H-h) - \frac{v_g - (1-2\gamma)u_g}{1+2\gamma+2\gamma^2} \frac{1}{2a} \end{aligned} \right\} \quad (32)$$

Сопоставляя (30) и (32), легко видеть, что поток  $\vec{S}_2$  существенно превосходит поток  $\vec{S}_1$ , если только высота приземного слоя составляет десятки метров. Поэтому без ущерба для точности вычисления суммарного потока  $\vec{S}$  можно значительно упростить выражения (30), отбросив не только весьма малую величину  $z_0/h$  сравнительно с единицей, но и вообще оставив в круглых скобках в (30) только член  $\ln \frac{h}{z_0}$ , имеющий порядок 7—8 единиц.

Тогда перепишем (30) в виде:

$$\left. \begin{aligned} S_{1x} &= h \frac{\gamma - \beta}{1+2\gamma+2\gamma^2} [(1+2\gamma)u_g - v_g] \approx \frac{h\gamma}{1+2\gamma+2\gamma^2} [(1+2\gamma)u_g - v_g], \\ S_{1y} &= h \frac{\gamma - \beta}{1+2\gamma+2\gamma^2} [(1+2\gamma)v_g + u_g] = \frac{h\gamma}{1+2\gamma+2\gamma^2} [(1+2\gamma)v_g + u_g]. \end{aligned} \right\} \quad (33)$$

Из формул (32) и (33) находим дивергенции векторов  $\vec{S}_1$  и  $\vec{S}_2$

$$\operatorname{div} \vec{S}_1 = -h \frac{\gamma - \beta}{1+2\gamma+2\gamma^2} \Omega_g \approx -\frac{h\gamma}{1+2\gamma+2\gamma^2} \Omega_g, \quad (34)$$

$$\operatorname{div} \vec{S}_2 = -h \frac{1+2\gamma}{2\beta(1+2\gamma+2\gamma^2)} \Omega_g. \quad (35)$$

Отношение этих дивергенций равно

$$\frac{\operatorname{div} \vec{S}_1}{\operatorname{div} \vec{S}_2} = \frac{2\beta(\gamma - \beta)}{1 + 2\gamma} \approx \frac{2\gamma\beta}{1 + 2\gamma}.$$

Если принять оценку  $\frac{h}{z_0} \approx 10^3$ ;  $\frac{\gamma}{\beta} \approx \ln \frac{h}{z_0} \approx 7$  и, кроме того,  $aH = \pi$ , то получим

$$\text{при } \frac{h}{H} = \frac{1}{30} (h \approx 30 \text{ м}); \quad \gamma \approx 0,7; \quad \frac{\operatorname{div} \vec{S}_1}{\operatorname{div} \vec{S}_2} = 0,06,$$

$$\text{при } \frac{h}{H} = \frac{1}{10} (h = 100 \text{ м}); \quad \gamma \approx 2,4; \quad \frac{\operatorname{div} \vec{S}_1}{\operatorname{div} \vec{S}_2} = 0,25.$$

Таким образом, и дивергенция полного потока, т. е. вклад в образование вертикальных токов, для основной толщи пограничного слоя значительно больше, нежели для приземного. Этим оправдывается отбрасывание  $\beta$  сравнительно с  $\gamma$  и в формуле (34).

Подставляя (34) и (35) в формулы (29) и затем (8), получим с оговоренной выше точностью формулу для вертикальной скорости на уровне  $H$

$$w_H = \frac{\Omega_g}{2a} \frac{1 + 2\gamma + 2\beta\gamma}{1 + 2\gamma + 2\gamma^2}$$

или с той же степенью точности

$$w_H = \frac{\Omega_g}{2a} \left[ 1 - \frac{2(\gamma - \beta)\gamma}{1 + 2\gamma + 2\gamma^2} \right] = \frac{\Omega_g}{2a} \left[ 1 - \frac{2\gamma^2}{1 + 2\gamma + 2\gamma^2} \right]. \quad (36)$$

Формулу (36) удобно преобразовать к иному виду. Именно, так как

$$\frac{2\gamma^2}{1 + 2\gamma + 2\gamma^2} = \left[ \frac{V(h)}{V_g} \right]^2 = (\cos \alpha_0 - \sin \alpha_0)^2 = 1 - \sin 2\alpha_0,$$

то можно написать

$$w_H = \frac{\Omega_g}{2a} \left\{ 1 - \left[ \frac{V(h)}{V_g} \right]^2 \right\},$$

или

$$w_H = \frac{\Omega_g}{2a} \sin 2\alpha_0. \quad (37)$$

Сопоставляя (37) с формулой (9) для модели Экмана, видим, что эти формулы отличаются множителем  $\sin 2\alpha_0$ , равным единице в модели Экмана, где  $\alpha_0 = \pi/4$ .

Совершенно аналогичным путем получаются формулы для составляющих полного потока, которые выпишем сразу для случая, когда ось  $x$  направлена по изобаре:

$$\left. \begin{aligned} S_x &= V_g \left[ (H - h) - \frac{1 - 2\beta\gamma - 4\beta\gamma^2}{1 + 2\gamma + 2\gamma^2} \frac{1}{2a} \right], \\ S_y &= \frac{V_g}{2a} \frac{1 + 2\gamma + 2\beta\gamma}{1 + 2\gamma + 2\gamma^2}. \end{aligned} \right\} \quad (38)$$

Отсюда получаем выражение для величины  $m = S_y / HV_g$ , введенной Мерцаловым (заменяя  $a = \frac{\pi}{H}$ ); именно, аналогично предыдущему

$$m = \frac{\sin 2\alpha_0}{2\pi}. \quad (39)$$

Формула (39) показывает правильность высказанного предположения о том, что расхождение между значением  $m = 0,11$ , полученным из обработки наблюдений, и  $m = \frac{1}{2\pi} = 0,16$ , вытекающим из модели Экмана, может быть объяснено несовершенством последней. Мы видим, что для более совершенной модели Юдина—Швеца отношение  $m$  существенно меньше, чем для экмановской модели.

## 5. Некоторые оценки

Высота приземного слоя  $h$  представляет собой результат некоторой схематизации и, разумеется, не может быть измерена непосредственно. Вместе с тем знание этой высоты представляет существенный интерес не только с чисто познавательной, но и с практической точки зрения, поскольку высота  $h$  входит во многие расчеты. Между тем в настоящее время представления об этой высоте противоречивы. Мы упомянем следующее:

1. М. И. Юдин и М. Е. Швец в таблицах, составленных на основании построенной ими модели [3], получили разумные значения других параметров модели при весьма широком интервале значений  $h$  — от нескольких метров до нескольких сотен метров.

2. М. И. Будыко [5], рассматривая процессы турбулентного обмена тепла и влаги (т. е. тепловые и диффузионные процессы, а не динамические), предложил способ косвенной оценки высоты  $h$  и, применив этот способ, нашел, что в среднем  $h \approx 30$  м, причем  $h$  несколько увеличивается для сверхadiaбатических условий по сравнению с инверсионными и, в частности, растет от зимы к лету.

3. Имеются многочисленные данные по значениям коэффициента обмена на нижних горизонтах приземного слоя, а также менее многочисленные данные по значениям коэффициента обмена в основной толще пограничного слоя. Пользуясь этими данными и формулой (37), можно оценить высоту  $h$ . Эти оценки показывают, что  $h$  имеет порядок величины 100 м.

Пользуясь полученными формулами, мы можем произвести еще одну, совершенно независимую от предыдущих, оценку высоты  $h$ , причем эта оценка может быть немедленно проконтролирована. Мы можем использовать следующие данные:

1. Значение  $m = 0,11$ , полученное Мерцаловым [2] для 500-километровой окрестности Москвы, которое представляет собой не только среднюю величину, но и весьма слабо варьирует.

2. Данные о средних значениях угла  $\alpha_0$ . Известно, что в среднем над сушей в умеренных широтах  $\alpha_0$  составляет  $20-25^\circ$ . Мы примем  $\alpha_0 = \frac{\pi}{4}$ :

Эти данные независимы, но они прекрасно согласуются с формулой (39), что указывает, повидимому, на пригодность данной модели к описанию средних условий. Действительно, при  $\alpha_0 = \frac{\pi}{4}$

$$m = \frac{0,71}{2\pi} = 0,11.$$

Далее

$$\gamma = \frac{1}{2} \frac{1 - \operatorname{tg} \alpha_0}{\operatorname{tg} \alpha_0} = 0,7.$$

С другой стороны,

$$\gamma = ah \ln \frac{h}{z_0} = \pi \frac{h}{H} \ln \frac{h}{z_0}.$$

Подставляя сюда  $\gamma = 0,7$  и пользуясь оценкой  $\ln \frac{h}{z_0} = 7$ , получим

$$\frac{h}{H} = 0,032,$$

т. е. при  $H=1$  км<sup>1</sup>  $h=32$  м. Этим подтверждается оценка высоты  $h$ , данная М. И. Будыко. Вместе с тем можно думать, что данные о коэффициенте обмена в пограничном слое, на которое мы ссылались выше, являются завышенными.

Если принять предложенные выше оценки, то формулы (37) для вертикальной скорости и (28) для напряжения турбулентного трения примут вид:

$$w_n = 0,11 (\Omega_g \cdot 10^5),$$

$$\tau_0 = 1,2 \frac{\partial p}{\partial n},$$

где  $w_n$  — в см/сек.,  $\tau_0$  — в дин/см<sup>2</sup>,  $\Omega_g$  — в 1/сек.,  $\partial p/\partial n$  в мб/100 км.

Впрочем, эти формулы пригодны лишь для весьма грубых оценок и притом лишь над поверхностью суши. Они не только дают весьма приближенные численные оценки величин  $w_n$  и  $\tau_0$ , но и приводят к неправильным выводам относительно характера некоторых функциональных зависимостей. Так, вопреки формуле для  $\tau_0$ , в действительности напряжение трения пропорционально градиенту давления не в первой степени, а скорее во второй. Коэффициент перед  $\partial p/\partial n$ , который здесь заменен своим средним значением, в действительности зависит от коэффициента обмена  $k$  и угла  $\alpha_0$ , которые в свою очередь зависят от  $V_g$  (или, что то же, от  $\frac{\partial p}{\partial n}$ ).

Но полученные соотношения не обязательно должны использоваться в столь приближенной форме. Если известны значения таких параметров, как шероховатость, коэффициент обмена и др., то оценки величин  $w_n$  и  $\tau_0$  можно значительно уточнить. Более того, рассмотренные схемы можно в еще большей мере детализировать, различая, например, профили ветра при разной термической стратификации, при наличии термического ветра и т. п. Однако для того, чтобы было возможно практическое использование таких детализированных схем, необходимо иметь достаточно полные данные о закономерностях полных потоков в пограничном слое атмосферы. Такие данные в настоящее время отсутствуют.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белинский В. А. Динамическая метеорология. Гостехиздат, 1949.
2. Мерцалов А. Н. Определение вертикальных скоростей в слое трения по полю приземного давления с круговыми изобарами. Метеорология и гидрология, № 11, 1951.
3. Юдин М. И., Швеиц М. Е. Стационарная модель распределения ветра с высотой в турбулентной атмосфере. Труды ГГО, вып. 31 (8), 1940.
4. Курс метеорологии (Физика атмосферы). Под ред. Тверского П. Н. Гидрометеоздат, 1951.
5. Будыко М. И. Испарение в естественных условиях. Гидрометеоздат, 1948.

<sup>1</sup> Пользуясь оценкой Мерцалова для  $m$ , мы вынуждены полагать, что  $H=1$  км; повидимому, это не приводит к значительным неточностям.

## ИСПАРЕНИЕ В РАЙОНАХ ОСВОЕНИЯ ЦЕЛИННЫХ И ЗАЛЕЖНЫХ ЗЕМЕЛЬ

Как известно, определение испарения с поверхности суши необходимо для многих гидрометеорологических расчетов и прогнозов.

Однако до недавнего времени надежных методов определения испарения за периоды меньше года не существовало. В последних работах М. И. Будыко [3], [4], [7] была предложена рациональная методика определения испарения за месячные интервалы времени, после чего появилась возможность построения карт испарения для отдельных месяцев.

Целью настоящей работы является построение месячных карт испарения для районов освоения целинных и залежных земель. В расчетах использовались материалы многолетних климатологических наблюдений над температурой и влажностью воздуха, осадками, данные Б. Д. Зайкова [6] по стоку, а также данные Т. Г. Берлянд и Н. А. Ефимовой [2] по радиационному балансу.

Величина испарения определялась методом, разработанным М. И. Будыко, основанным на совместном решении уравнений теплового и водного балансов.

При расчетах предполагалось, что испарение  $E$  с увлажненной почвы, продуктивная влажность которой  $W$  больше или равна некоторому критическому значению  $W_0$ , равняется величине потенциально возможного испарения или испаряемости  $E_0$ , т. е. при  $W \geq W_0$

$$E = E_0. \quad (1)$$

При влажностях почвы меньше  $W_0$  испарение остается меньше испаряемости, причем коэффициент пропорциональности зависит от количества влаги в верхнем слое почвы. В этих случаях при  $W < W_0$

$$E = E_0 \frac{W}{W_0}. \quad (2)$$

Согласно уравнениям (1) и (2), неизвестными величинами при расчетах испарения являются испаряемость  $E_0$ , продуктивная влажность почвы  $W$  и критическое значение влажности  $W_0$ .

Испаряемость  $E_0$  определялась нами из предположения о пропорциональности испаряемости дефициту влажности воздуха, рассчитанному по температуре подстилающей поверхности по уравнению

$$E_0 = \rho D (q_s - q), \quad (3)$$

где  $q_s$  — удельная влажность насыщенного воздуха при температуре подстилающей поверхности;  $q$  — удельная влажность воздуха;  $\rho$  — плотность воздуха;  $D$  — коэффициент влагообмена, в среднем равный, согласно имеющимся данным, 0,63 см/сек. (для среднесуточных условий).

Входящая в уравнение (3) величина  $q_s$  определялась из уравнения теплового баланса следующим образом. Запишем уравнение теплового баланса в виде

$$R = R_0 - \delta R = LE + P + B, \quad (4)$$

где  $R$  — радиационный баланс подстилающей поверхности;  $R_0$  — радиационный баланс, при вычислении которого эффективное излучение было определено по

температуре воздуха;  $\delta R$  — поправка к величине радиационного баланса, учитывающая влияние разности в величинах эффективного излучения, рассчитанного по температуре подстилающей поверхности и воздуха;  $L$  — скрытая теплота испарения;  $P$  — турбулентный теплообмен подстилающей поверхности с атмосферой;  $B$  — теплооборот в почве.

Заменив  $LE$  величиной, пропорциональной разности максимальной упругости водяного пара при температуре поверхности и упругости водяного пара в воздухе по формуле (3), а  $P$  и  $\delta R$  величинами, пропорциональными разностям температур почвы и воздуха, уравнение (4) примет вид:

$$R_0 - 4\sigma\theta^3(\theta_w - \theta) = L\rho D(q_s - q) + \rho c_p D(\theta_w - \theta) + B, \quad (5)$$

где  $\rho$  — коэффициент серости,  $\sigma$  — постоянная Стефана—Больцмана,  $\theta$  — температура воздуха,  $\theta_w$  — температура подстилающей поверхности,  $c_p$  — теплоемкость воздуха при постоянном давлении.

После подстановки численных значений коэффициентов и проведения некоторых преобразований уравнение (5) можно будет записать в форме

$$R_0 - B - d = 0,8(\theta_w - \theta) + (e_s - e'_s), \quad (6)$$

где  $d$  — дефицит влажности воздуха,  $e_s$  — упругость насыщающего пара при температуре подстилающей поверхности,  $e'_s$  — упругость насыщающего пара при температуре воздуха (в мм).

Неизвестными величинами в этом уравнении являются  $\theta_w$  и  $e_s$ , причем  $e_s$  является однозначной функцией  $\theta_w$ . Определив в уравнении (6)  $\theta_w$ , а следовательно, и  $e_s$ , по уравнению (3) можно рассчитать испаряемость  $E_0$ .

Для упрощения расчетов уравнение (6) решалось нами графическим способом, в котором по известным значениям  $(R_0 - B - d)$  для разных  $\theta$  находится соответствующее значение  $\theta_w$ , а отсюда и  $e_s$ .

Полученные таким методом материалы по испаряемости вместе с данными по осадкам позволяют оценить условия увлажнения, наблюдаемые на территории освоения целинных и залежных земель.

В качестве характеристики условий увлажнения нами был принят так называемый „индекс сухости“, представляющий отношение испаряемости к осадкам  $\frac{E_0}{r}$ . Как показали выполненные расчеты, на большей части территории освоения целинных и залежных земель испаряемость больше осадков, что указывает на условия недостаточного увлажнения. Значение  $\frac{E_0}{r}$  на этой территории меняется от величин, несколько меньших 1 на севере, до величин порядка 2,5—3,0 на юге. Изолиния, соответствующая величине  $\frac{E_0}{r}$ , равной 1, хорошо согласуется с границей лесостепной и степной зон.

Вторая известная величина при расчетах испарения по формуле (2) — критическая влажность почвы  $W_0$ , определялась нами следующим образом. Мы располагали фактическими данными по динамике влажности почвы  $W$  для некоторых пунктов и районов на территории освоения целинных и залежных земель, приведенными в работах [1], [7], [10]. Используя эти данные, мы рассчитали  $W_0$  из формулы (2) для всех месяцев вегетационного периода. При этом испарение  $E$  в формуле (2) вычислялось по уравнению водного баланса

$$E = r - f - (W_2 - W_1), \quad (7)$$

а средняя за рассматриваемый период влажность  $W$  принималась равной  $\frac{W_1 + W_2}{2}$ , где  $W_1$  и  $W_2$  — значения влажности в начале и конце рассматриваемого интервала времени. В результате выполненных расчетов были получены следующие округленные значения  $W_0$  (в см для метрового слоя почвы).

Таблица 1

Зоны	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Юг лесной зоны и лесостепь . . .	15	20	20	15	10	10	10
Степная и полупустынная зоны . .	10	20	10	10	10	10	10

Последней неизвестной величиной при расчетах испарения по формуле (2) является продуктивная влажность почвы  $W$ , равная  $\frac{W_1 + W_2}{2}$ .

Величина влажности  $W$  в начале вегетационного сезона определялась следующим образом. Первоначально предполагалось, что после весеннего снеготаяния в лесной, лесостепной и степной зонах рассматриваемой территории влажность почвы близка к полевой влажности. Величины полевой влагоемкости имеются в работах [9], [10] и других. Кроме того, в работах [1], [5], [8] приводятся данные по запасам продуктивной влаги на начало вегетационного периода. Все вышеуказанные материалы были использованы для предварительной оценки начального значения продуктивной влажности  $W_1$ . Изменение значений влажности в течение вегетационного сезона определялось по формуле, полученной из совместного решения уравнений (2) и (7) относительно  $W_2$ :

$$W_2 = \frac{1}{1 + \frac{E_0}{2W_0}} \left[ W_1 \left( 1 - \frac{E_0}{2W_0} \right) + r - f \right]. \quad (8)$$

При расчетах влажность почвы в конце предыдущего месяца  $W_2$  принималась за начальную влажность следующего месяца  $W_1$ . Критерием правильности выполненных расчетов являлось совпадение конечной влажности за последний месяц расчетов с начальной влажностью в первом месяце расчета при выполнении расчета для всех месяцев года. Если такого совпадения не наблюдается, то необходимо варьировать начальную влажность  $W_1$  до получения вышеуказанного совпадения.

В полупустынных районах рассматриваемой территории, где влажность почвы никогда в течение года не достигает полевой влагоемкости и данных по запасам продуктивной влаги недостаточно, начальная влажность определялась методом последовательных приближений. Значение начальной влажности подбиралось таким образом, чтобы в результате выполненных для всего периода расчетов годового хода испарения конечная влажность совпадала с задаваемой начальной влажностью. В районах, где влажность почвы достигала сравнительно больших значений, испарение  $E$  рассчитывалось по формуле (1) для периода времени, пока средняя за рассматриваемый месяц влажность  $W$  не оказывалась ниже критического значения влажности  $W_0$ , после чего расчеты испарения производились по формуле (2).

В результате произведенных вычислений нами были получены годовые ходы испарения для 60 пунктов района освоения целинных и залежных земель и построено 7 месячных карт испарения для периода с апреля по октябрь включительно.

На приведенных картах штриховкой даны горные районы, не освещенные ввиду недостаточной надежности необходимых исходных данных; пунктирной линией показана граница района целинных земель.

Построенные карты, являясь достаточно схематичными, позволяют выявить основные закономерности распределения испарения на изучаемой территории в течение всего вегетационного периода.

Коротко остановимся на характерных особенностях построенных карт.

В апреле (рис. 1) испарение определяется в основном тепловыми ресурсами, так как влагосодержание почвы на всей рассматриваемой территории еще велико. Величины испарения растут с севера на юг в связи с ростом радиационного баланса к югу, изменяясь от 1 см/мес. на севере района до 3 см/мес. на юге.



В мае (рис. 2) приток тепла возрос на всей рассматриваемой территории. Влагосодержание почвы еще велико на севере и существенно падает к югу района. Это обстоятельство и определяет характер испарения. Величина его на севере района превышает 6 см/мес., на юге опускается ниже 4 см/мес. Максимальные

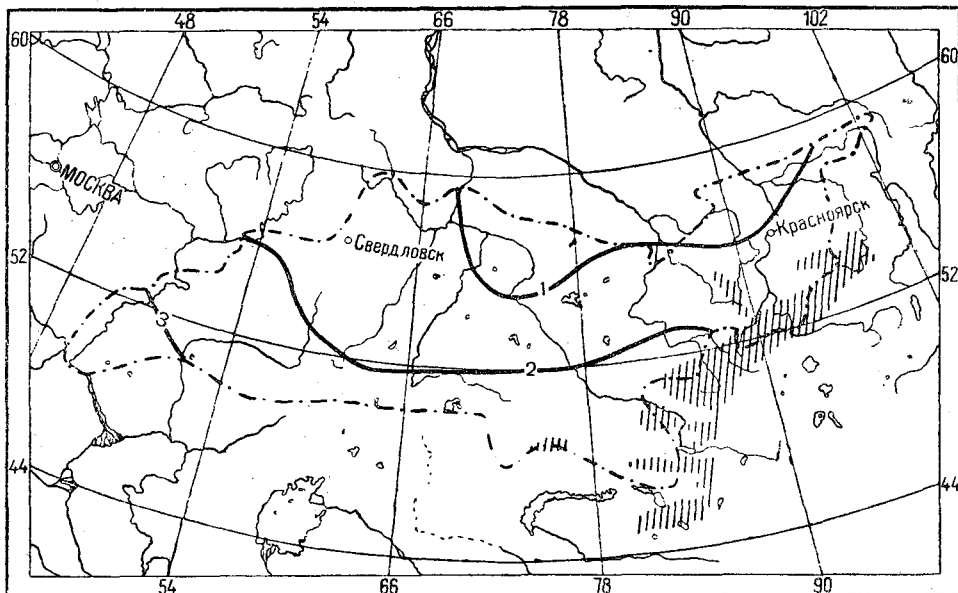


Рис. 1. Апрель.

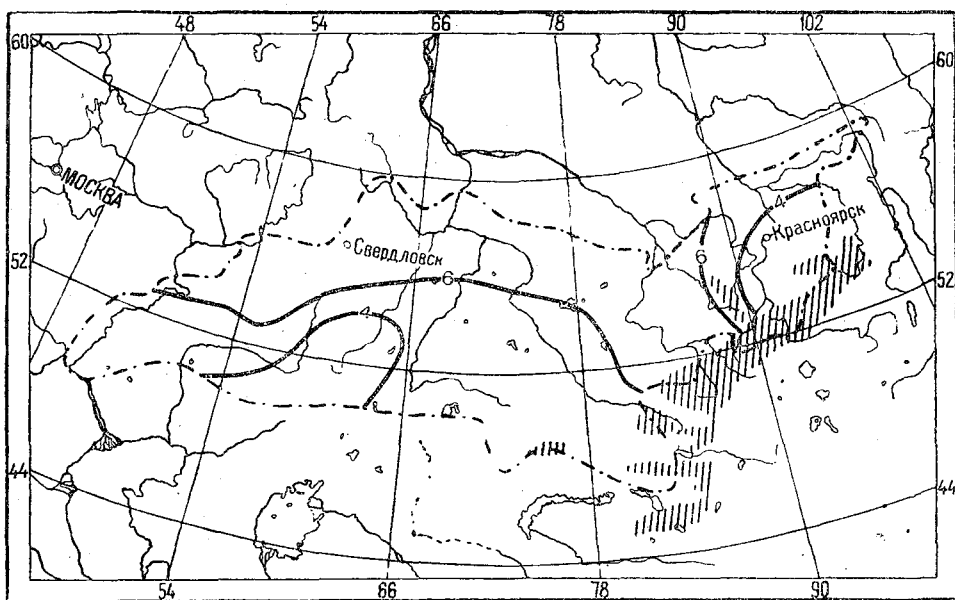


Рис. 2. Май.

величины испарения наблюдаются в предгорьях Алтая, где в связи с увеличением осадков возрастает влагосодержание почвы. Величины испарения здесь достигают 8 см/мес. Минимум испарения наблюдается в Минусинской котловине (менее 3 см/мес.), характеризующейся небольшими суммами осадков по сравнению с окружающими районами.

В июне (рис. 3) начавшееся высыхание почвы распространяется на всю территорию. Наиболее увлажненными районами являются центральная часть рассматриваемой территории, где испарение превышает 8 см/мес., а также предгорья Алтая, где испарение составляет около 10 см/мес. К западу и к востоку от центральной области испарение уменьшается, падая в районе Красноярска ниже 5 см/мес.

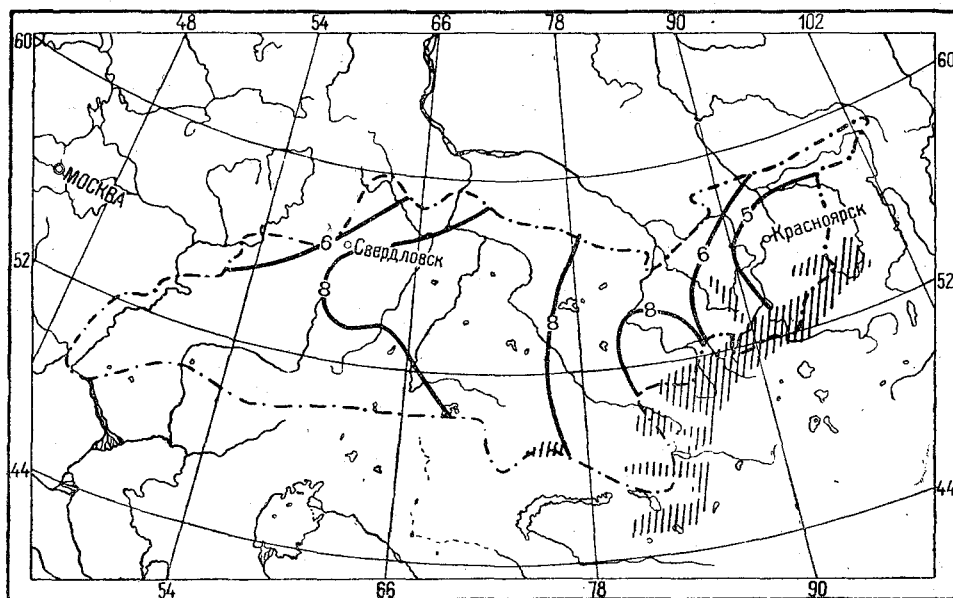


Рис. 3. Июнь.

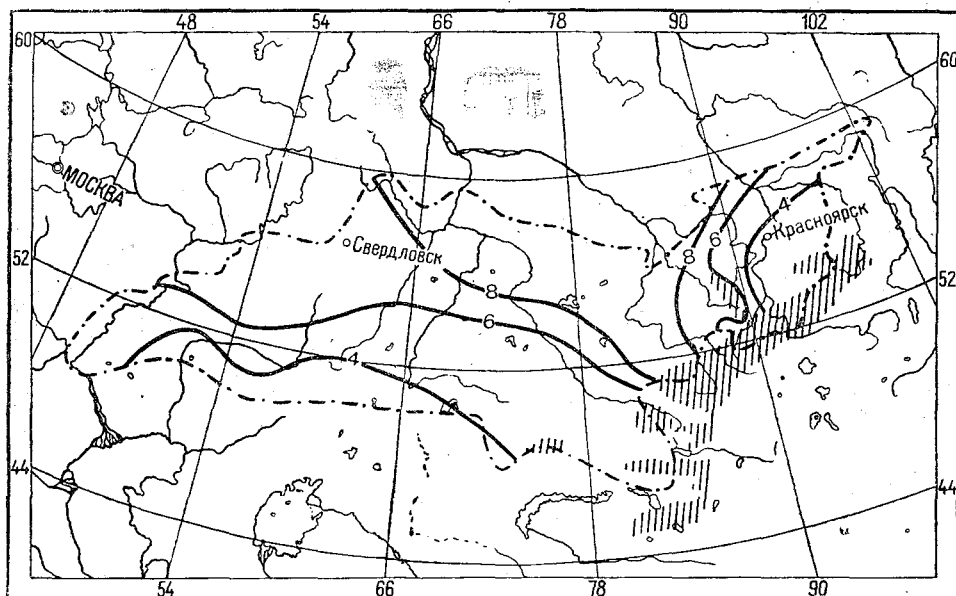


Рис. 4. Июль.

где испарение составляет около 10 см/мес. К западу и к востоку от центральной области испарение уменьшается, падая в районе Красноярска ниже 5 см/мес.

Июль (рис. 4) характеризуется дальнейшим высыханием почвы, в связи с чем область максимального испарения по сравнению с июнем смещается к северу. Попрежнему велико испарение в предгорьях Алтая (около 10 см/мес.). В районе Красноярска и Минусинска, а также на юге территории испарение опускается ниже 4 см/мес.

В августе (рис. 5) испарение на всей рассматриваемой территории уменьшилось по сравнению с предыдущим месяцем. На севере района испарение составляет примерно 6 см/мес., на юге опускается ниже 3 см/мес. Максимальные величины его наблюдаются в предгорьях (до 8 см/мес.).

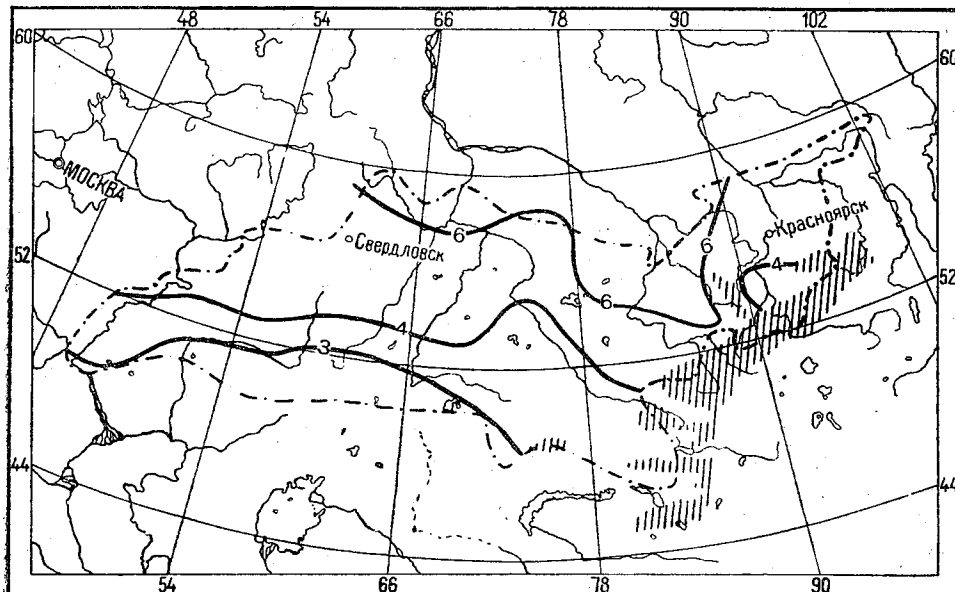


Рис. 5. Август.

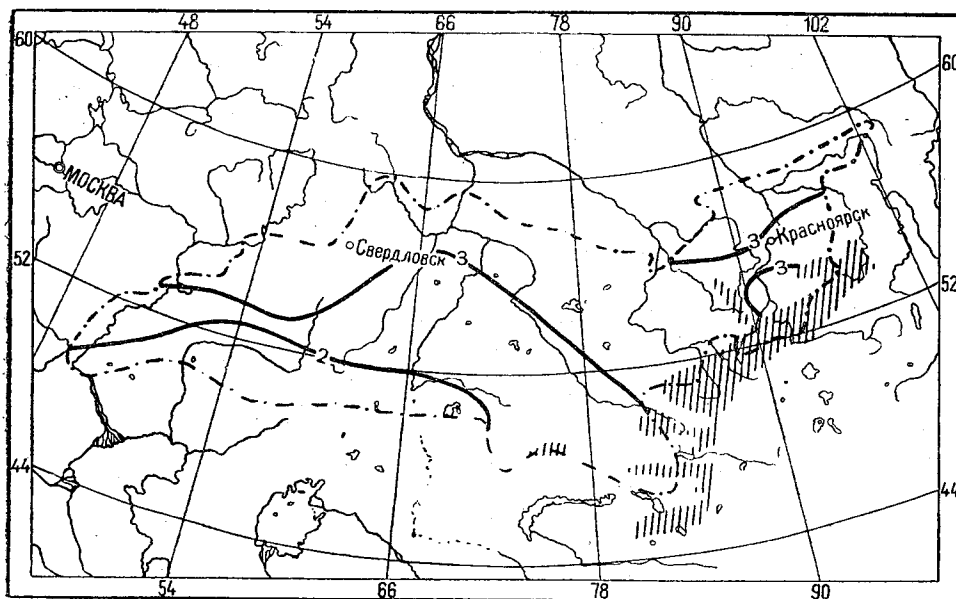


Рис. 6. Сентябрь.

В сентябре (рис. 6) картина распределения испарения остается той же, что и в августе, однако величины испарения уменьшаются. На севере района и в предгорьях испарение превышает 3 см/мес., на юге опускается ниже 2 см/мес.

В октябре наблюдается некоторое увеличение влажности верхнего слоя почвы и в то же время значительное уменьшение притока тепла. Испарение становится близким к испаряемости, но величины его не велики, порядка 1 см/мес. на всей рассматриваемой территории.

Построенные карты позволяют определять среднее суммарное испарение с действующей поверхности в течение всего вегетационного периода.

Критерием правильности используемой методики определения испарения может служить сопоставление теоретически полученных сумм испарения  $E$  с величинами испарения  $E'$ , определенными из уравнения водного баланса с использованием фактических данных по динамике влажности почвы. Такое сопоставление нами было выполнено для 12 пунктов, по которым имеются фактические данные по изменению влагосодержания в верхнем слое почвы. При этом эмпирические величины испарения  $E'$  определялись из формулы

$$E' = r - f - (W_2' - W_1'), \quad (9)$$

где  $(W_2' - W_1')$  — разность влагосодержания в верхнем слое почвы в конце и начале месячного интервала времени по фактическим данным. Удовлетворительное согласование между месячными значениями испарения, определенными двумя независимыми методами (теоретическим и эмпирическим), указывает на корректность разработанной методики и возможность использования ее для массовых расчетов внутригодового распределения испарения.

После окончания данной работы в Трудах ГГИ, вып. 48 (102), 1955 г., были опубликованы карты испарения для района освоения целинных и залежных земель, построенные другим методом. Для некоторых периодов полученные нами данные заметно отличаются от данных, приведенных в указанной работе. Эти различия, очевидно, связаны с особенностями методики, использованной для определения испарения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Агроклиматические условия районов освоения целинных и залежных земель. Под ред. Давитая Ф. Ф. Гидрометеиздат, 1954.
2. Берлянд Т. Г. и Ефимова Н. А. Месячные карты суммарной солнечной радиации и радиационного баланса территории Советского Союза. Труды ГГО, вып. 50 (112), 1955.
3. Будыко М. И. К теории гидрометеорологической эффективности полезащитного лесоразведения. Вопросы гидрометеорологической эффективности полезащитного лесоразведения, 1950.
4. Будыко М. И. Об определении испарения с поверхности суши. Метеорология и гидрология, № 1, 1955.
5. Вериго С. А. Динамика запасов почвенной влаги на территории Союза ССР. Труды по с/х метеорологии, вып. XXVI, 1948.
6. Зайков Б. Д. Средний сток и его распределение в году на территории СССР. Труды НИУ, сер. IV, вып. 24, 1946.
7. Изменение климата в связи с планом преобразования природы. Под ред. Х. П. Погосяна, Гидрометеиздат, 1952.
8. Поляков Б. В. Изменение влажности почвы и прогноз их просыхания. Труды ЦИП, вып. 4, 1947.
9. Процеров А. В. Полевая влагоемкость почвы Европейской части Союза ССР. Труды по с/х метеорологии, вып. XXVI, 1948.
10. Рыжов С. Н. и Насыров Я. М. Физические свойства почвы западного Узбекистана. Изв. АН Узб. ССР, № 4, 1950.

## ИСПАРЕНИЕ С ПОВЕРХНОСТИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Метод определения испарения с суши для месячных интервалов времени, разработанный М. И. Будыко [1], сделал возможным определение месячных величин испарения и построение карт испарения с суши за месячные интервалы времени. При этом методика, разработанная М. И. Будыко, пригодна для определения испарения не только для средних многолетних месячных условий, но и для отдельных месяцев конкретных лет. В связи с этим создавалась возможность определения аномалий месячных величин испарения.

Используя указанный метод определения испарения и данные по радиационному балансу, полученные Н. А. Ефимовой и Т. Г. Берлянд [3, 4], нами были произведены расчеты и построены месячные карты испарения с поверхности Европейской территории СССР для средних многолетних условий, а также определены месячные аномалии испарения для нескольких лет.

При вычислении месячных величин испарения для средних многолетних условий (месячных норм испарения) использовались материалы многолетних климатологических наблюдений над температурой и влажностью воздуха, осадками, данные Т. Г. Берлянд и Н. А. Ефимовой [3, 4] по радиационному балансу и данные Б. Д. Зайкова [5] по стоку.

Не будем здесь останавливаться на изложении метода определения испарения, так как он подробно изложен в работах М. И. Будыко [1], Л. И. Зубенок и Л. Н. Дьяченко [2].

Укажем только, что при применении данной методики расчеты испарения  $E$  для месяцев с влажностью почвы  $W$ , не меньшей критического значения влажности  $W_0$ , производятся по формуле

$$E = E_0, \quad (1)$$

где  $E_0$  — потенциально возможное испарение или испаряемость.

Для месяцев с влажностью почвы  $W$  меньшей  $W_0$  испарение  $E$  определяется по формуле

$$E = E_0 \frac{W}{W_0}. \quad (2)$$

Испаряемость  $E_0$  определяется из уравнения теплового баланса по данным о радиационном балансе, теплообороте в почве, температуре и влажности воздуха.

Значения критической влажности почвы  $W_0$  получаются из фактических данных о динамике влажности почвы  $W$ , испаряемости  $E_0$ , осадкам  $r$  и стоку  $f$  по формуле

$$E = r - f - (W_2 - W_1) = E_0 \frac{W}{W_0}. \quad (3)$$

В результате выполненных расчетов нами получены следующие характерные значения критической влажности  $W_0$  (табл. 1).

Причиной значительной изменчивости  $W_0$  во времени и в пространстве является, как указывает ряд исследователей, тот факт, что  $W_0$  существенно зависит от глубины корнеобитаемого слоя. При небольшой глубине корнеобитаемого слоя  $W_0$  велико, с увеличением глубины  $W_0$  уменьшается.

Критическая влажность почвы (в см для 100-см слоя почвы)

Зоны	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Зона хвойных лесов . . . . .	20	40	20	15	10	10	10
Зона смешанных и лиственных лесов	25	25	15	15	15	15	15
Лесостепь и степь . . . . .	15	15	10	10	10	10	10
Полупустыни и пустыни . . . . .	10	10	10	10	10	10	10

Вследствие этого  $W_0$  возрастает для весенних месяцев и для районов достаточного увлажнения.

Изменение влажности в течение вегетационного периода определяется по формуле, получаемой из совместного решения уравнений (2) и (3)

$$W_2 = \frac{1}{1 + \frac{E_0}{2W_0}} \left[ W_1 \left( 1 - \frac{E_0}{2W_0} \right) + r - f \right], \quad (4)$$

при этом начальная влажность  $W_1$  задается таким образом, чтобы в результате расчета для всех месяцев года конечная влажность совпадала с первоначально задаваемой начальной влажностью.

Критерием правильности выполненных расчетов испарения является замыкание уравнения водного баланса для года, т. е. равенство испарения за год годовой величине разности осадков и стока.

В результате выполненных расчетов нами был получен годовой ход испарения для 180 пунктов Европейской территории СССР и построены месячные карты испарения для семи месяцев вегетационного периода с апреля по декабрь (рис. 1—8).

При построении карт для территории УССР нами были частично использованы материалы расчетов испарения, полученные в работе аспирантки Н. И. Синициной.

Коротко рассмотрим закономерности распределения испарения.

На севере Европейской территории СССР в районах достаточного увлажнения во все месяцы рассматриваемого периода изменения испарения в основном имеют широтный характер. Величина испарения растет с севера на юг в связи с ростом радиационного баланса. В центральных и южных районах испарение определяется уже не только энергетическими ресурсами, но и запасами влаги в почве, в связи с чем широтность распределения и возрастание испарения с уменьшением широты нарушается.

Влияние влагосодержания почвы на величину испарения отчетливо проявляется уже на апрельской карте и на крайнем юге рассматриваемой территории.

Пониженное испарение в степной зоне крайнего юга Украины и в полупустынной и пустынной зонах Нижнего Поволжья и Заволжья связано с пониженными запасами влаги в почве при высоком радиационном балансе.

Тенденция увеличения испарения с востока к западу в центральных и южных районах Европейской территории СССР в апреле обусловлена более ранним сходом снежного покрова в западных районах по сравнению с восточными и в связи с этим повышенным радиационным балансом в западных районах.

В последующие месяцы (начиная с мая) влияние влагосодержания почвы является определяющим фактором испарения в центральных и южных районах Европейской территории СССР, поскольку радиационный баланс велик на всей рассматриваемой территории.

В связи с этим испарение понижено в южных и юго-восточных районах Европейской территории СССР при сохранении максимума его значений в северной и центральной части Украины.

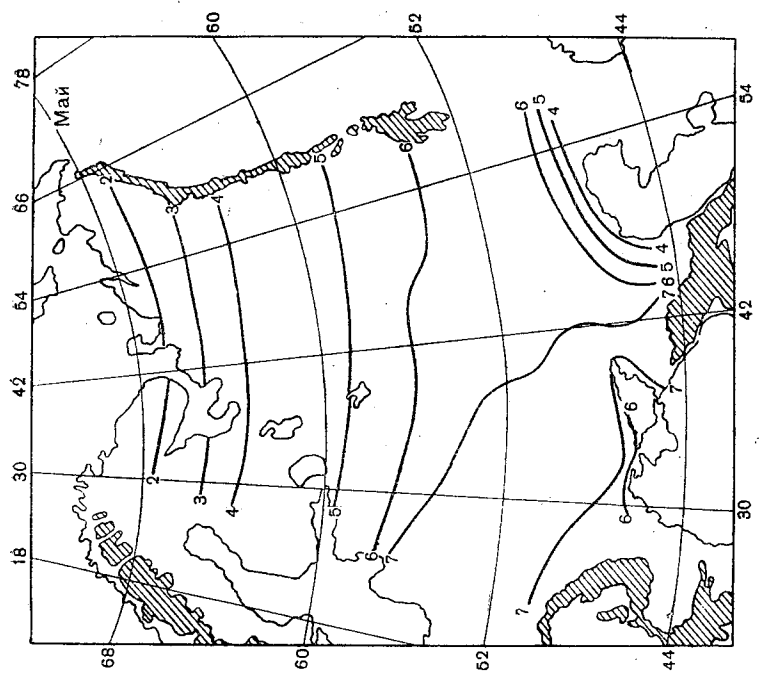


Рис. 2.

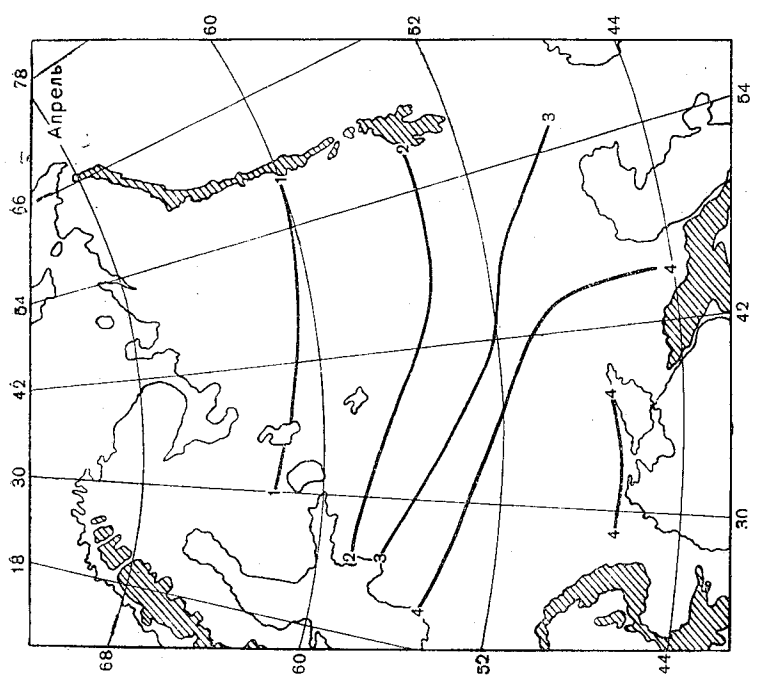


Рис. 1.

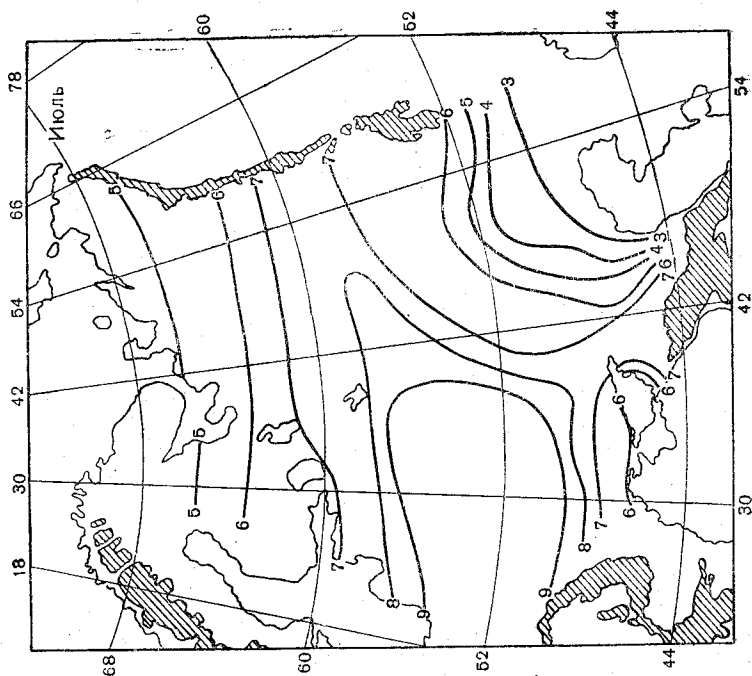


Рис. 4.

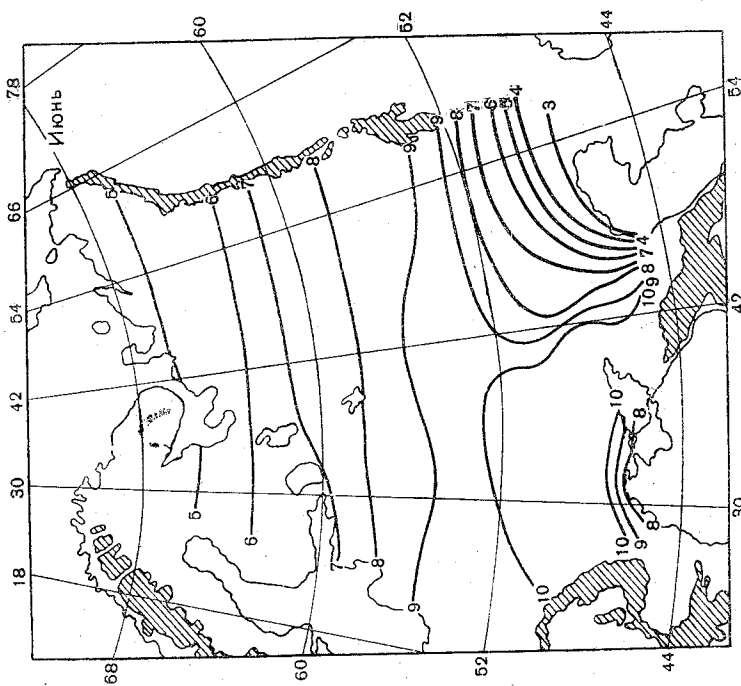


Рис. 3.



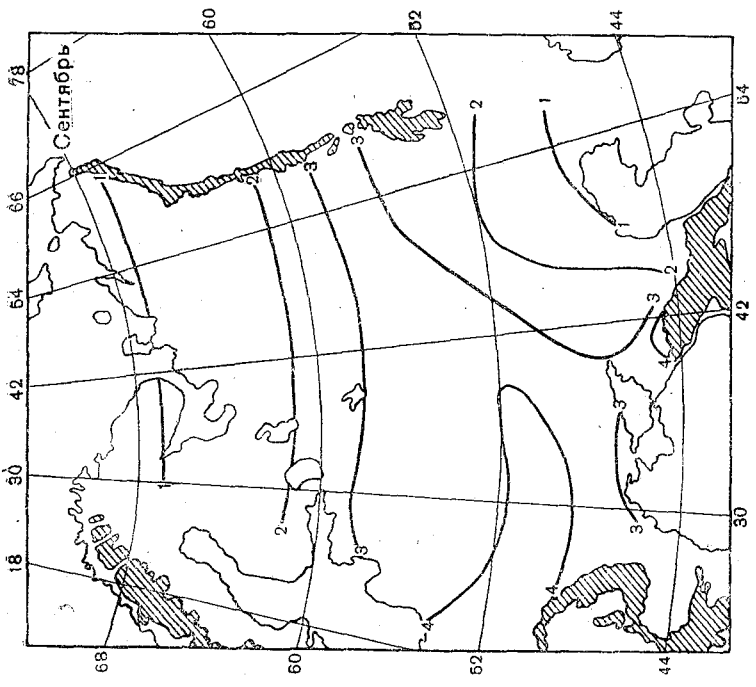


Рис. 6.

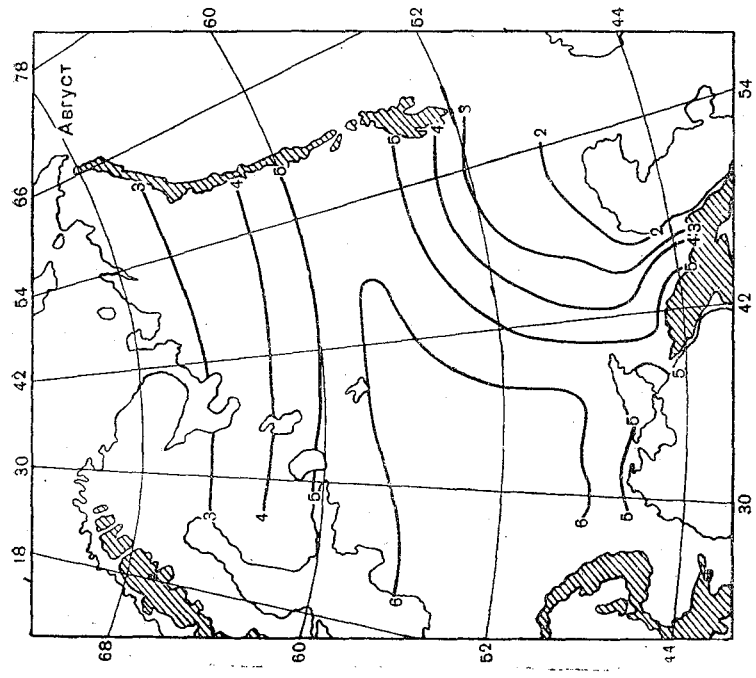


Рис. 5.

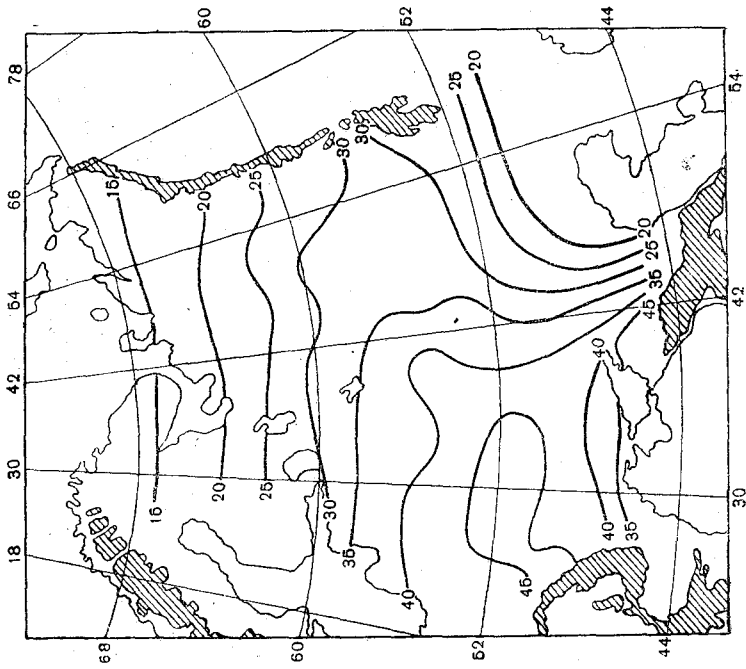


Рис. 8.

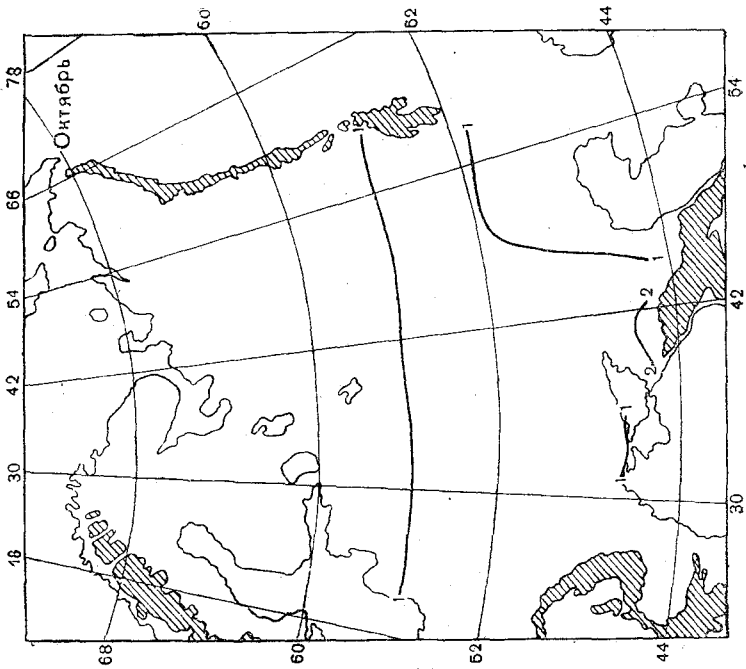


Рис. 7.

В октябре величины испарения малы на всей территории, в связи с уменьшением радиационного баланса. В Нижнем Поволжье и Заволжье еще сохраняется пониженное испарение, обусловленное сухостью почвы.

Распределение годовых величин испарения имеет зональный характер на севере Европейской территории СССР в районах достаточного увлажнения, где испарение, в основном, определяется радиационным балансом.

В центральных и южных районах в распределении испарения наблюдается отклонение от зонального распределения. Испарение повышено в западных районах с повышенным влагосодержанием почвы, в восточных районах испарение понижено.

Максимальное испарение наблюдается в северных и центральных районах Украины с величинами, превосходящими 45 см/год.

Минимальное испарение наблюдается в полупустынных и пустынных районах Нижней Волги и Заволжья — менее 20 см/год.

Распределение годовых величин испарения хорошо согласуется с последней картой испарения, построенной П. С. Кузиным в 1950 г. [6].

Рассматривая аномалии испарения для отдельных месяцев можно отметить в общем достаточно хорошее согласование их с аномалиями радиационного баланса. В районах избыточного и достаточного увлажнения в большинстве случаев наблюдается прямая связь между аномалиями радиационного баланса и испарения, причем знак аномалий, как правило, определяется особенностями погодных условий.

В районах не слишком сухого климата, а также в периоды достаточного увлажнения при антициклонических условиях погоды положительным аномалиям радиационного баланса обычно соответствуют положительные аномалии испарения (с ростом радиационного баланса, испарение растет). При циклонических условиях погоды аномалии меняют знак — отрицательным аномалиям радиационного баланса соответствуют отрицательные аномалии испарения.

При смешанных типах погоды и переменных условиях увлажнения прямая связь между аномалиями радиационного баланса и испарения может нарушаться и заменяться обратной связью.

В районах недостаточного увлажнения, особенно в засушливые периоды, аномалии испарения в основном определяются аномалиями осадков. При этом связь аномалий испарения с осадками прямая: с ростом осадков испарение растет и наоборот.

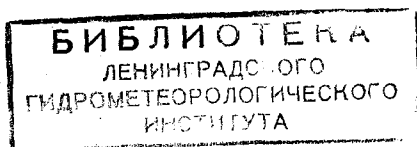
Следует отметить, что изменчивость как месячных, так и годовых величин испарения для отдельных лет очень велика и может превышать 100% от их многолетних величин.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Будько М. И. Об определении испарения с поверхности суши. Метеорология и гидрология, № 1, 1955.
2. Зубенок Л. И. и Дьяченко Л. Н. Испарение в районах освоения целинных и залежных земель (печатается в настоящем сборнике).
3. Берлянд Т. Г. и Ефимова Н. А. Месячные карты суммарной солнечной радиации и радиационного баланса на территории Советского Союза. Труды ГГО, вып. 50, 1955.
4. Ефимова Н. А. Аномалии радиационного баланса на территории Европейской части СССР (печатается в настоящем сборнике).
5. Зайков Б. Д. Средний сток и его распределение в году на территории СССР. Труды НИУ, сер. IV, вып. 24, 1946.
6. Кузин П. С. Испарение с поверхности суши на территории СССР. Труды ГГИ, вып. 26 (80), 1950.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
✓ Н. А. Ефимова. Аномалии радиационного баланса на территории Европейской части СССР	3
Л. А. Бирюкова. Некоторые особенности суточного хода суммарной радиации и радиационного баланса в разных климатических областях СССР	10
Л. Р. Ракипова. Метод расчета адвекции тепла при атмосферных макропроцессах	17
Л. А. Бирюкова. О методике климатического расчета суточного хода суммарной и поглощенной радиации	33
М. В. Заварина. Результаты опытных расчетов ночного минимума температуры воздуха	37
Л. С. Гандин. О применении полных потоков в динамике пограничного слоя атмосферы	44
Л. И. Зубенок и Л. Н. Дьяченко. Испарение в районах освоения целинных и залежных земель	54
Л. И. Зубенок и Л. Н. Дьяченко. Испарение с поверхности Европейской части СССР	61



Редактор Л. А. Келарев.

Техн. редактор К. Ф. Шумихин.

Корректор Е. П. Баскакова.

Сдано в набор 16/VIII 1956 г.

Подписано к печати 6/X 1956 г.

Бумага 70 × 108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.

Бум. л. 2,13.

Печ. л. 5,82.

Уч.-изд. л. 6,12.

Тираж 1.425 экз.

М-40232.

Индекс МЛ-69.

Гидрометеорологическое издательство. Ленинград, В. О., 2-я линия, д. № 23.

Заказ № 816.

Цена 4 руб. 30 коп.

2-я типолитография Гидрометеоиздата, Ленинград, Прачечный пер., д. 6.