ОБЛАКА
и облачная атмосфера

Справочник

ОБЛАКА
облачная атмосфера

Справочник

Под редакцией
д-ра физ-мат. наук, профессора И. П. Мазина
и д-ра геогр. наук, профессора А. Х. Хргиана

Ленинград Гидрометеоиздат 1989

УДК 551.576

Составители: д-р физ.-мат. наук И. П. Мазин, д-р геогр. наук А. Х. Хргиан, д-р физ.-мат. наук И. М. Имянитов

Рецензенты: канд. физ.-мат. наук Б. М. Воробьев (ГГО им. А. И. Воейкова), д-р физ.-мат. наук Е. М. Фейгельсон (ИФА АН СССР).

Первое в отечественной и мировой геофизической литературе справочное пособие по облакам. Содержит основные сведения о макроструктуре облачного покрова и о микроструктуре облаков, включая общие физические и статистические закономерности, об атмосфере и атмосферных аэрозолях, о термодинамике облаков, их количестве, повторяемости, фазовом состоянии, водности, кристаллической фазе в облаках, о частицах осадков и др., а также сведения об оптических, электрических и радиационных свойствах облаков, их радиолокационных характеристиках. Приводится краткая сводка глобальных данных о туманах и осадках.

Для специалистов по различным разделам метеорологии: синоптике, динамике атмосферы, физике облаков и активных воздействий, климатологии, авиационной и агрометеорологии.

"Handbook of Clouds and Cloudy Atmosphere" ed. by I. P. Mazin and A. Kh. Khrgian is the first scientific publication of the empirical data on macro-, meso-, and microstructure of different cloud types and the data on annual variation of cloud parameters versus height and geographical conditions, etc. summarized in a single volume. The Handbook includes the data on cloud frequency of occurrences in different regions of the Globe, atmospheric aerosols especially as condensation and ice-forming nuclei and on precipitation and fog. Special attention is paid to cloud microstructure, thermodynamic processes, turbulence and updrafts within them, and to radiation, optical and radar characteristics. Using the generalized data, presented in tables, nomograms, plots, empirical relations, one may solve different scientific and applied tasks.

The Handbook is intended for a wide range of specialists, whose area of interest deals with the atmospheric phenomena, such as clouds, fog, precipitation, aerosols. It will be useful for teachers, post-graduates, students of meteorology, geophysics and geography.

О $\frac{1805040400\text{-}137}{069(02)\text{-}89}$ 18-89

ISBN 5—286—00185—0

© Гидрометеоиздат, 1989 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРОВ

В век взрывного развития науки и техники человек понял, что его взаимодействие с природой постепенно утратило безобидный характер. Возросло воздействие человека на природу и природы на жизнедеятельность человека. Все это привело к резкому повышению интереса к природным явлениям, их количественным характеристикам и повторяемости. Существенно возрос и интерес к погоде и климату, важным составным элементом которых являются облака.

Роль облаков в жизнедеятельности человека огромна. Без них не существовало бы условий, обеспечивающих жизнь человека на Земле. Облака покрывают несколько более половины небосвода и влияют не только на круговорот воды в природе, но и на многие процессы, протекающие в атмосфере и формирующие погоду,— на тепловой баланс системы Земля—атмосфера, на самоочищение атмосферы, на прохождение в атмосфере электромагнитных волн и др.

Специалисты в различных областях науки и техники, в большей или меньшей степени соприкасающихся с атмосферой, как бы внезапно (за два-три последних десятилетия) осознали, что дальнейшее развитие их работ в существенной мере тормозится недостатком сведений об облаках — геометрических, физических и географических характеристиках, пространственно-временной изменчивости их параметров и т. д. Острая необходимость в таких сведениях появилась у тех, кто работает в области прогнозирования погоды, изучения климата и его моделирования, активных воздействий на атмосферные процессы, космических исследований, авиационной и радиолокационной техники, спутниковой метеорологии и др. Удовлетворить такого рода потребности может обстоятельный Справочник по облакам, достаточно широкий по охвату материала и достаточно детальный по его представлению.

Настоящий Справочник является первой попыткой решения такой задачи. При подготовке его авторы столкнулись с целым рядом трудностей, и прежде всего с разбросанностью эмпирического материала по многочисленным периодическим и другим источникам, с его крайней неоднородностью с точки зрения статистической обеспеченности результатов, полноты освещения разных районов земного шара, детальности и качества исследований. В большом числе работ приводятся лишь отдельные примеры наблюдений, их авторы часто не сообщают, какова точность измерений, чем обусловлены их ошибки и т. д. Необходимо было, следовательно, отобрать достаточно качественный материал, опреде-

лить разумную степень его охвата, способы обобщения и детальность представления.

Решение всех поставленных вопросов зависело прежде всего от цели, которую преследовали создатели Справочника, и от характера доступного материала. Вместе с тем в некоторой степени каждая глава несет на себе и отпечаток авторской индивидуальности.

Важной особенностью Справочника является то, что содержащийся в нем обширный материал о повторяемости облаков различных форм и об их пространственных размерах не только представлен в компактном виде, но и существенно обогащен данными о физическом строении облаков. Это дает возможность как бы «окрасить» статистические характеристики облаков сведениями о многих их физических характеристиках и отчасти преодолеть лоскутность и случайность, нередко присущие данным о физическом строении облаков. В ряде глав микрофизические данные удалось представить как некоторые распределения с известными параметрами. Это открывает большие возможности для их использования при решении многочисленных прикладных задач.

Справочник состоит из 12 глав и приложения. В небольшой вводной главе 1 приведены краткие исторические сведения о наблюдениях за облаками и их исследованиях вместе со ссылками на ряд современных монографий, рассматривающих общие проблемы физики облаков. Глава дополнена небольшой таблицей масштабов атмосферных явлений, важной для понимания дальнейшей рубрикации по главам Справочника и приведенных в нем материалов наблюдений. В главе 2 содержатся сведения об основных глобальных характеристиках атмосферы как о фоне, на котором развиваются облачные процессы. Здесь читатель найдет наиболее существенные сведения о термодинамических параметрах атмосферы, аэроклиматических характеристиках и характеристиках атмосферных аэрозолей, в том числе о ядрах конденсации и льдообразования.

В главе 3 дано описание основных форм облаков, характеристики которых составляют содержание последующих глав Справочника. Здесь же приводятся данные об условиях и процессах формирования облаков и климатология покрытия небосвода облаками, наблюдаемыми с Земли и на разных высотах от земной поверхности.

Далее приводятся данные о пространственной структуре облаков (глава 4), о столь важных термодинамических их характеристиках, как температура и влажность в облаках и в их окрестности (глава 5), об упорядоченных вертикальных и горизонтальных движениях и вовлечении (глава 6), о турбулентности (глава 7). Данные о фазовом строении и микроструктуре облаков различных форм представлены в главе 8. Радиационным и оптическим характеристикам облаков посвящена глава 9, электрическим характеристикам облаков и облачной атмосферы — глава 10, радиолокационным характеристикам — глава 11. В главе 12 очень сжато изложены сведения о туманах и осадках. В заключение дано приложение, призванное помочь читателю использовать содержащиеся в Справочнике сведения. Оно открывается толковым словарем используемых терминов, который дополняет и расширяет определения, приведенные в Международном метеорологическом словаре [48 (1)]. В приложение вошли также некоторые таблицы значений физических постоянных и характеристик воздуха и воды, нужные для различных расчетов и оценок при решении прикладных задач, и некоторый минимум сведений из теории вероятностей и математической статистики, необходимый для лучшего понимания приведенного эмпирического материала.

Возможные области применения Справочника чрезвычайно обширны. Используя те или иные его главы, можно проводить, в частности, климатологические обобщения воздействия облачной атмосферы на заданную техническую систему (например, на самолет), конструировать конкретные эмпирические модели строения облаков, необходимые для параметризации влияния облаков в моделях общей циркуляции атмосферы и климата. Он может быть полезен при разработке численных моделей облачных процессов и решении многочисленных специальных задач, например проблем активного воздействия на облака.

В составлении Справочника принимал участие большой коллектив (авторы и редакторы глав указаны в оглавлении). Хотя основные принципы и план построения Справочника были разработаны совместно, взгляды и традиции авторов нашли затем определенное отражение как в подборе материала, так и в способах его представления. Составители отдают себе отчет в том, что, взявшись за такой труд, они должны быть готовы к критике. Впервые издаваемый столь обширный Справочник по облакам не может не содержать упущений, недочетов, пробелов. Часть из них известна составителям и авторам уже сейчас, но мы не сочли возможным задерживать далее подготовку Справочника и в таком виде выносим его на суд специалистов. Нам хотелось бы подчеркнуть при этом, что все замечания и предложения, касающиеся отдельных таблиц, графиков, разделов или содержания и компоновки всей книги в целом, будут приняты авторами с глубокой признательностью.

Для удобства в Справочнике применен следующий порядок нумерации формул, рисунков и таблиц. В скобках после номера рисунка, таблицы или формулы указывается номер самого мелкого подраздела, к которому они относятся. Списки литературы составлены отдельно для каждой главы, но приведены все в конце книги. Ссылка [48 (1)], например, означает, что речь идет об источнике [48] в списке литературы к главе 1.

Выполняя свой приятный долг, мы благодарим Е. М. Фейгельсон и Б. М. Воробьева, взявших на себя нелегкий труд рецензирования рукописи Справочника, за целый ряд полезных замеча-

ний. Пользуемся случаем, чтобы искренне поблагодарить и С. Н. Бурковскую за большую помощь при подготовке рукописи к изданию. Мы благодарны также Г. А. Танальской, Н. М. Сафроновой и Л. В. Кулешовой за помощь при оформлении рукописи и Н. А. Долматовой и Т. Л. Орловой за высокое качество ее перепечатки.

* * *

Большой вклад в составление Справочника внес профессор Илья Моисеевич Имянитов. Тяжелая болезнь прервала его работу над рукописью. Он ушел из жизни в 1987 г., когда первый вариант рукописи был практически завершен. Здесь уместно вспомнить одну важную мысль, которую неоднократно высказывал И. М. Имянитов: «Умело использованная метеорологическая информация может принести огромную пользу и дать значительный экономический эффект».

В нашей памяти Илья Моисеевич Имянитов остался не только как талантливый ученый с широким кругозором, но и как интеллигентный, мягкий и остроумный собеседник и коллега.

Глава 1

Элементы истории и классификация облаков

1.1. Краткие исторические сведения об исследовании облаков

Облака — наиболее легко и естественно наблюдаемое атмосферное явление — привлекали к себе внимание еще первых натурфилософов. Уже они понимали, что разнообразие облачных форм связано с погодой, т. е. с состоянием атмосферы, которая постоянно изменяется. Эту идею очень четко сформулировал в 1817 г. Дове, заметивший, что «облако — это не предмет, а процесс» [50]. Несколько ранее Ламарком (1802) и Говардом (1803) [28] были предложены первые схемы классификации форм облаков, наблюдаемых с Земли. Современная классификация облаков и краткая история ее развития приводятся в п. 1.3.

Первые наблюдения по микрофизике облаков были проведены весьма давно. Начавшиеся примерно с 1840 г. в Европе и Америке научные подъемы на аэростатах впервые позволили получить некоторое представление о внутреннем строении облаков, о составляющих их твердых и жидких частицах, о движении в их толще. Так, Фламмарион и Годар в 1867 г. описали быстрое развитие вверх кучевых облаков днем со скоростью, превышающей скорость подъема аэростата, и осадание их вечером. В жаркий день в августе 1869 г. в Дижоне (Франция) Тиссандье обнаружил, что «грозу притягивает баллон», т. е. связана с областью сходимости течений — областью низкого давления, а в феврале 1873 г. он наблюдал облако, состоявшее из «алмазных блесток», облепленных, однако, каплями замерзшей воды, а также глубокую (до 19 °С) инверсию температуры над облачным слоем. Аэростатные наблюдения опровергли, в частности, старую, восходящую к Герике [22] (1672) гипотезу о микроскопических пузырьках, из которых якобы состоят облака. Заметим, что новый этап развития физики облаков, начавшийся примерно в 1941—1945 гг., был связан также с серией специальных научных подъемов аэростатов в СССР, о которых мы расскажем ниже.

Следует отметить, что благодаря прогрессу в исследовании термодинамики атмосферы именно в середине XIX века стала очевидной важность адиабатических процессов, в частности охлаждения воздуха при его подъеме, на которое Фурье и Пуассон обратили внимание еще в 1822—1823 гг. В 1843 г. Пекле заметил, что

наблюдаемый при подъеме градиент температуры в общем заметно меньше адиабатического (см. табл. 1 (2.1.2) и табл. 1 (2.2.2)). В 1864—1865 гг. Кельвин и независимо Рейе (Франция) изучили характеристики влажноадиабатического процесса, связанного с конденсацией водяного пара. Несколько позднее, в 1872 г., Рейе рассмотрел такой процесс, считая его главным при развитии грозовых облаков, и особенно тропических ураганов, а Мон в Норвегии тогда же учел его при разработке теории циклонов — так эти авторы связали влажноадиабатический процесс с развитием крупнейших возмущений атмосферы. Вскоре для описания адиабатических процессов были предложены первые адиабатные графики — Герца (1884) и Нейгофа (1901), учитывавшие различия их при образовании жидкой и ледяной фазы. Несколько ранее Кельвин (1876) и затем Гельмгольц (1889) описали процесс возникновения воздушных волн, обусловливающих формирование волнистых облаков [28]. Опыт глобального изучения всех форм облаков, их распределения и движения был приобретен во время Международного облачного года (1896—1897). В этом эксперименте приняли участие специалисты из 12 стран, в том числе из России [28].

Возвращаясь к проблеме микрофизики облаков, отметим, что идею о значении ледяных кристаллов для образования осадков выдвинул еще в 1866 г. Рену во Франции [22]. Ее термодинамическое обоснование предложил впервые в 1911 г. А. Вегенер [50], который доказал, что «переконденсация» — перенос пара с переохлажденных капель на кристаллы — важнейший процесс при образовании крупных частиц осадков. Теория возникновения частиц осадков получила таким образом прочное основание. В дальнейшем Бержерон (1933) ввел понятие «коллоидальной неустойчивости облака» [3], или, точнее, «фазовой неустойчивости».

Полностью перестроена макрофизика облаков была после открытия и описания в трудах В. Бьеркнеса и Я. Бьеркнеса в 1916—1919 гг. атмосферных фронтов и их облачных систем. Фронтальный «механизм» оказался ответственным за образование большинства форм облаков, а выделяющееся в облаках тепло конденсации — одним из главных источников энергии движений атмосферы [3]*.

Теория фронтов объяснила и последовательность сменяющихся форм облаков, образующих облачные системы фронтов в циклонах и связь этих форм с общими течениями и устойчивостью атмосферы. Неудивительно поэтому, что подробное наблюдение облаков всех трех ярусов легло в основу новой синоптической метеорологии, как это показал убедительно Бержерон в своих «Лекциях об облаках и анализе синоптической карты» (1934) [3].

* Здесь и ниже, ради компактности изложения, мы будем в основном ссылаться лишь на монографии, даже если упоминаемые и отмеченные в этих изданиях и в нашем тексте события и явления были описаны ранее.

В соответствии с этой новой задачей наблюдения облаков был составлен и новый (1929) «копенгагенский» код для синоптических телеграмм, в котором шесть «позиций» в каждой телеграмме были посвящены характеристикам формы, количества и высоты облаков, а в 1931 г. был издан и новый Международный облачный атлас. Таким образом, новая «комплексная» синоптическая карта стала прежде всего подробной картой облаков, осадков и явлений погоды. С этого периода постепенно во все большем числе пунктов земного шара стали накапливаться регулярные сведения о повторяемости облаков различных форм и их количестве.

Новый этап уже систематического исследования облаков начался с развитием аэростатных и самолетных наблюдений. Такие наблюдения, проводившиеся в Германии и в СССР, позволили уже с 1934 г. давать сводки об общих термодинамических характеристиках облачных слоев и фронтальных облачных систем (Е. Г. Зак, 1937 г.; А. М. Боровиков, 1948—1952 гг.) [5], а в результате специального зондирования в США было получено подробное описание грозовых облаков (1948) [37].

Наблюдения с самолетов позволили начать и опытные количественные исследования турбулентности атмосферы, играющей важную роль в процессах облакообразования [12]. Это дало толчок к изучению таких особых облачных процессов, как вовлечение в кучевое облако (1949) [36, 37], образование и эволюция слоистых облаков под инверсией и т. д. [11].

Начиная с 1943 г. В. В. Костаревым и несколько позднее зарубежными исследователями к изучению облачных систем, а затем и движений в них, горизонтальных и вертикальных, были привлечены радиолокационные наблюдения. Такой метод, получивший в последующие годы широкое практическое применение, выделился со временем в особую ветвь аэрологии, получившую название радиолокационной метеорологии [2, 5] (см. главу 11). Применение радиолокации открыло новые возможности изучения структуры облаков, осадков и атмосферных течений [2, 6, 24, 38].

С середины 40-х годов в СССР, США, а затем и в других странах начались расширенные исследования микроструктуры облаков. Замечательные возможности таких наблюдений открыли в 1944—1949 гг. идеальные для этой цели «летающие лаборатории» на свободных аэростатах и позднее менее универсальные, но более доступные лаборатории на самолетах. По данным этих наблюдений были составлены первые обстоятельные сводки сведений о высоте, повторяемости, фазовом и микрофизическом строении различных типов облаков.

Параллельно и в большой степени независимо продолжались исследования ядер конденсации в атмосфере. Идея о наличии ядер конденсации в атмосфере была высказана в 1875 г. Кулье и в 1881 г. Айткеном [22], но систематическое их исследование началось на полвека позднее. Обширный материал о ядрах конденсации и их химическом составе был накоплен в СССР (Е. С. Селеднева, 1967 [10]; О. П. Петренчук [26] и др.) и за рубежом

(Х. Юнге, [42]; С. Туми и др., [36(2), 44]). Подробные данные об атмосферном аэрозоле и его оптических свойствах собран В. Е. Зуевым с сотрудниками (см., в частности, [13] в серии «Современные проблемы атмосферной оптики»).

В целом повышенный интерес к облакам и накопление знаний в этой области способствовали изданию обобщающих монографий, которые вместе с тем служили пособием для организации дальнейших исследований. Первыми такими монографиями, получившими широкое распространение и сыгравшими большую роль в развитии физики облаков, и в том числе их натурных экспериментальных исследований, были книги Н. С. Шишкина [30], Дж. Мейсона [21] и А. М. Боровикова и др. [5]. Вслед за ними в США в 1965 г. была издана монография «Элементы физики облаков» [36], а затем в 1978 г.— обширная монография по микрофизике облаков [44] и др.

Появилось много книг, посвященных тем или иным специальным разделам микрофизики облаков [7, 27], общей физики облаков [45] или находящихся на стыке разных разделов физики атмосферы, в частности посвященных проблеме воздействия на облачные процессы [17, 25, 43, 49].

Совершенно новую страницу в исследовании облаков открыли начиная с 1960 г. спутниковые методы наблюдения макроструктуры облачности [9]. Они позволили наглядно представить облачность в глобальном масштабе — в виде своего рода карты погоды, непосредственно указывающей, например, на наличие движущихся циклонов (особо четко выделяя в них линии фронтов и окклюзий), на их эволюцию, на области большой устойчивости, отмеченные волнистыми и родственными им формами облаков, и т. д. Кроме того, удалось открыть и описать много новых атмосферных явлений и возмущений, не связанных напрямую с циклоническими образованиями (этому способствовали и полученные впоследствии данные наблюдений из космоса). Так возникла новая ветвь физики атмосферы, названная «нефанализом», объединившая наблюдения облаков «извне» с анализом и прогнозом атмосферных явлений в целом (см. [23]). Обширный материал глобальных спутниковых наблюдений различных форм облачности (и их сочетаний) вместе с подробным обзором климатологических исследований такого рода в СССР и за рубежом содержится в работе В. И. Воробьева и В. С. Фадеева [8].

Методы наблюдения облаков из космоса и характера их движения расширили существенно наши представления о динамике атмосферы [19, 23]. Они позволили изучить механику внутритропических зон конвергенции (ВЗК), связанных с ними облачных скоплений («кластеров»), тонкую структуру тропических циклонов (также с их многочисленными линиями сходимости), циркуляцию в открытых и закрытых конвективных ячейках, эффекты «среза ветра», зависящего от поля температур (непосредственные

наблюдения которого космическими методами были предприняты много позднее), облачные системы, связанные с горными возвышенностями, и т. д. [8, 9]. Сдвиг ветра особо четко проявился в любопытном явлении поперечных полос в перистых облаках и в строении обширных наковален грозовых облаков [31]. Космические методы исследования облаков продолжают совершенствоваться и в настоящее время.

Новейший пример изучения и анализа форм облаков, наблюденных со спутников, дает работа Скорера (1986) [46]. В ней проанализированы формы облаков, связанные с циркуляциями синоптического, мезо- и микромасштабов (от a_β до c_β, см. табл. 1 (1.2)).

Сегодня климатологии облаков придается большое значение. Ее исследованию посвящены многие национальные и международные проекты. Первые опыты по разработке климатологии облаков были связаны с необходимостью оценки альбедо земного шара (или его частей) и его радиационного баланса. Еще в 1927 г. Брукс [35], используя наблюдения более 1000 наземных станций, составил с помощью ряда карт общее представление о глобальном распределении облачности, хотя, например, для обширной области Тихого океана данные в ту пору были очень скудны. В итоге в 1930 г. Миланкович в своей теории климата принял в качестве среднего альбедо Земли весьма завышенное значение, равное 42 %. Позднее Лондон и др. попытались дать более точную оценку распределения облачности. Для территории СССР чрезвычайно обширный и ценный материал такого рода был собран за длительные сроки в многотомной серии Климатических справочников СССР [18] в 1960—1970 гг. Новейшая климатическая сводка такого рода принадлежит Т. Берлянд и Л. Строкиной [4]. В ней используются для всего мира данные около 3500 наземных станций. Подробный анализ развития представлений климатологии облачности дан в работах [20, 41].

Начиная с середины 1960-х годов при исследовании климатологии облаков использовались также метеорологические спутники. Обработка спутниковых данных о степени покрытия небосвода облаками, о сочетаниях их форм и т. д. продолжается и ныне (см. главу 3). Достоинствами спутниковых наблюдений являются синхронность и однородность получаемого материала и возможность перекрытия значительной доли поверхности Земли (полярные области, однако, в этом смысле представляют особые трудности). Очень важно, что данные наблюдений со спутников уже составили основу для ряда статистических и справочных публикаций — о количестве облаков, их формах, глобальном распределении, взаимосвязи типов и т. д. Эти данные использованы и в настоящем Справочнике (см. п. 3. 4. 2).

Результаты, полученные различными спутниковыми методами, тем не менее, существенно различаются. Так, например, при определении облачного покрова по его инфракрасному излучению в области $\lambda \approx 15$ мкм количество облачности на 25 % меньше, чем по данным наземных наблюдений.

Приведенные краткие сведения дают лишь некоторое представление о путях развития исследований облаков и ни в коем случае не являются полными и тем более исчерпывающими.

1.2. Масштабы атмосферных явлений *

При рассмотрении структуры облаков и процессов зарождения и эволюции облачных частиц, облаков в целом и облачных систем приходится сталкиваться с явлениями различных масштабов — от 10^{-6} см (размеры облачных ядер конденсации) до 10^4 км (связанные с циклонами и антициклонами облачные системы). Соответственно временны́е масштабы колеблются от малых долей секунды (10^{-4}—10^{-3} с) до синоптических масштабов (5—7 сут).

В физике облаков принято говорить о макро-, мезо- и микромасштабах. Однако до сих пор отсутствуют четкие и общепринятые определения границ этих масштабов. В табл. 1 (1.2) предлагается детальная классификация пространственных и временны́х масштабов, характеризующих как строение облаков, так и ряд атмосферных процессов, связанных с облакообразованием. При ее построении использованы работы [16, 40].

1.3. Классификация облаков

1.3.1. Краткие замечания об атласах облаков

При использовании результатов многолетних наблюдений за облаками следует помнить о некоторых отличиях методов наблюдений и классификации форм облаков в прежние годы. В соответствии с классификацией, приведенной в п. 1.2, речь идет, очевидно, о структурах облаков масштабов b (b_α, b_β и b_γ). В 1803 г. в Англии Говард в брошюре, озаглавленной «О модификациях облаков», писал, что «изменения облаков... указывают на действие общих причин, под влиянием которых находится атмосфера». Он предложил различать главные «модификации» — перистые, кучевые, слоистые и перисто-кучевые облака, а также промежуточные формы — кучево-слоистые и перисто-слоистые, равно, как и комбинированную форму — кучево-перисто-слоистые, или дождевые облака. Говард предложил также латинские названия и их сокращения, применяемые до сих пор [22, 28].

Классификация Говарда с поясняющими ее двумя рисунками была включена в инструкцию для русских метеорологических станций, изданную в 1869 г. [15]. За рубежом, однако, к систематическим наблюдениям за формами облаков приступили позже.

* Параграф подготовлен с участием А. В. Звиченко.

Таблица 1 (1.2)

Классификация пространственно-временны́х масштабов атмосферных явлений

Обозначение	Характерный размер	Характерное время процессов	Типичные атмосферные явления
		Макромасштаб (A)	
a_α	$>10^4$ км	Неделя	Общая циркуляция атмосферы
a_β	$2\cdot10^3$ — 10^4 км	Около недели	Циклоны, антициклоны, бароклинные волны
		Мезомасштаб (B)	
b_α	$2\cdot10^2$ — $2\cdot10^3$ км	До нескольких суток	Фронты, ураганы
b_β	20—200 км	От нескольких часов до суток	Кластеры, неоднородности фронтальных облаков, циркуляция атмосферы в горных районах, линия шквалов
b_γ	2—20 км	От десятков минут до часов	Отдельные конвективные облака, грозы, внутренние гравитационные волны
		Микромасштаб (C)	
c_α	$2\cdot10^2$ — $2\cdot10^3$ м	От минуты до десятков минут	Конвективные ячейки, торнадо, проникающая конвекция, следы за самолетом, короткопериодные гравитационные волны
c_β	20—200 м	Десятки секунд	Термики, следы за самолетом, свободный пробег капель в облаках, турбулентные неоднородности, акустические колебания
c_γ	1—20 м	Несколько секунд	Факелы, турбулентный фазовый масштаб в облаках
c_δ	2—100 см	Десятые доли секунды	Время фазовой релаксации в капельных облаках, расстояние между частицами осадков
c_ε	0,1—20 мм		Размеры частиц осадков, расстояние между облачными частицами
c_ζ	0,02—100 мкм		Размеры ядер конденсации и облачных частиц

Примечание. Одной из задач АТЭП (1972—1974) было изучение взаимодействия атмосферных процессов различных масштабов. В соответствии с этим динамические процессы в тропиках было предложено разделять в зависимости от их характерных размеров на следующие четыре группы.

A. Масштаб синоптический, характерная длина волны L порядка 1000—10 000 км. Приближенно соответствует макромасштабу a_β.

B. Масштаб облачных скоплений с характерным размером L=100... 1000 км; соответствует масштабу b_α.

C. Мезометеорологический масштаб, L=10... 100 км; соответствует масштабу b_β.

D. Масштаб кучевой конвекции, L=1... 10 км; соответствует масштабу b_γ.

В 1887 г. Гильдебрандсон в Швеции и Эберкромби в Англии предложили проект классификации, близкой к современной, согласно которой выделяются 10 видов облаков (они лишь назвали кучево-перистыми современные Ac и слоисто-перистыми As). Идею издания соответствующего единого атласа облаков поддержала Международная конференция директоров метеорологических служб в Мюнхене в 1891 г. Созданный ею комитет подготовил и издал в 1896 г., к началу Международного облачного года (1896—1897 гг.), первый Международный атлас облаков с 30 цветными литографиями. Русское издание его вышло в 1898 г. В отличие от современной классификации в этом Атласе облака Cc были отнесены не к «высоким», а к «средневысоким» облакам, а St — не к «низким», а просто обозначены как «приподнятый туман».

С этого времени классификация наблюдаемых облачных форм стала единой во всем мире.

Поскольку развитие синоптики и введение понятия о фронтах и окклюзиях потребовало гораздо более подробного изучения видов и разновидностей облаков, с 1922 г. началась разработка новой классификации и подготовка нового атласа. Этот Международный атлас был издан в конце 1930 г. (несколько сокращенное издание на русском языке — в 1933 г.). В нем уже были введены многие виды и разновидности прежних 10 родов облаков — в основном такие, какие используются и в настоящее время. К Атласу был приложен и код для сообщений результатов наблюдений за облаками (по телеграфу) из 30 позиций. В целом Атлас придал наблюдению за облачными формами статус, как говорилось в то время, «косвенной аэрологии».

Второе издание этого Атласа на русском языке, вышедшее в 1940 г., включало 75 таблиц — фото облаков с Земли и 22 таблицы — вид их сверху. Однако ни в СССР ни за рубежом эта «классификация сверху» не получила широкого применения.

Новый Международный облачный атлас был подготовлен и издан в 1956 г. Всемирной метеорологической организацией на 224 листах [32]*. Соответствующая ему классификация видов и разновидностей облаков изложена ниже.

Используемый сейчас на сети станций СССР Атлас облаков, который [1] включает 101 таблицу и текст, основан на материалах Атласа, изданного в 1956 г. ВМО [32].

1.3.2. Современная классификация облаков**

Перистые облака (*Cirrus*, Ci). Отдельные белые волокнистые облака, обычно очень тонкие и прозрачные, иногда с более плотными частями (образованиями). Высота основания в умеренных широтах обычно составляет 7—10 км, в тропиках достигает 17—18 км. В очень холодном климате Ci могут распространяться до Земли в виде «алмазной пыли», искрящейся на солнце. Толщина слоя варьирует, иногда достигая нескольких километров.

Осадки — мелкие ледяные кристаллы облаков Ci — образуют полосы падения, но не достигают Земли. Исключение составляет упомянутая «пыль», которая, однако, не дает измеримого количества осадков.

Перистые облака подразделяются на следующие виды.

1. *Волокнистые, или нитевидные* (*Cirrus fibratus*, Ci fib.) имеют вид параллельных или, наоборот, перепутанных клубков волокон.

Разновидности:

а) когтевидные (*Cirrus uncinus*, Ci unc.), у которых концы нитей загнуты вверх и утолщены;

б) хребтовидные (*Cirrus vertebratus*, Ci vert.) с более плотной средней частью (полосой), из которой волокна расходятся в обе стороны;

в) перепутанные (*Cirrus intortus*, Ci int.) из беспорядочно перепутанных нитей, в виде клубков или пятен разбросанные по небу.

2. *Плотные* (*Cirrus spissatus*, Ci sp.), включающие многие уплотнения неправильной формы, в которых волокнистая структура менее заметна.

Разновидности:

а) грозовые (*Cirrus incus-genitus*, Ci ing.), образовавшиеся из отдельных наковален кучево-дождевых облаков, в виде сходных с наковальнями перистообразных скоплений;

б) хлопьевидные (*Cirrus floccus*, Ci fl.), имеющие вид белых хлопьев, включенные в поле волокон перистых облаков.

Перисто-кучевые облака (*Cirrocumulus*, Cc). Белые тонкие облака, состоящие из мелких волн, хлопьев или ряби (частично волокнистой структуры) или непосредственно переходящие в покров Ci или Cs. Обычно наблюдаются в небольшом количестве. Высота основания в умеренных широтах составляет от 6 до 8 км, толщина слоя — 0,2—0,4 км. Осадки из облаков Cc не выпадают.

Вид Cc: *волнистые* (*Cirrocumulus undulatus, Cc und.*) — с наличием волн или мелкой ряби.

Разновидности:

а) чечевицеобразные (*Cirrocumulus lenticularis*, Cc lent.) — вытянутые с гладкой поверхностью отдельные облака, утончающиеся к краям наподобие чечевиц, формирование которых часто связано с наличием горных возвышенностей. Местами обнаруживают следы волокнистой структуры;

б) кучевообразные (*Cirrocumulus cumuliformis*, Cc cuf.) — мелкие башенки или хлопья, растущие вверх;

в) хлопьевидные (*Cirrocumulus floccus*, Cc floc.) — тонкие белые полупрозрачные, разбросанные по небу хлопья.

Нередко внешний вид Cc приобретают конденсационные следы, образующиеся за самолетами на большой высоте.

* В 1987 г. вышло 2-е издание.

** Изложена по [1, 32] с некоторыми сокращениями.

Перисто-слоистые облака (*Cirrostratus*, Cs). Белая или чуть голубоватая полупрозрачная пелена, однородная либо слегка волокнистая структура; могут покрывать все небо. Высота основания в умеренных широтах составляет в среднем около 6—8 км, в очень холодных климатах — существенно меньше, толщина слоя — от 0,1 до нескольких километров. Осадки из облаков Cs не достигают Земли.

Облака Cs подразделяются на следующие виды.

1. *Волокнистые* (*Cirrostratus fibratus*, Cs fib.) — пелена слегка волокнистой структуры.

2. *Туманообразные* (*Cirrostratus nebulosus*, Cs neb.) — однородная белая или голубоватая пелена, либо очень тонкая, либо более плотная.

В облаках Cs наблюдается нередко явление гало (беловатые кольца вокруг Солнца или Луны), горизонтальный круг, побочные Солнца и т. д., а при полете самолета над Cs — нижнее солнце.

Высоко-кучевые облака (*Altocumulus*, Ac). Белые, изредка сероватые или синеватые облака в виде волн или гряд, состоящих из отдельных пластин или клубов (хлопьев). Последние обычно разделены просветами голубого неба, но иногда сливаются в почти сплошной покров. Высота основания составляет от 2 до 6 км, толщина слоя — от 0,2 до 0,7 км.

Осадки могут изредка выпадать в виде отдельных капель дождя или снежинок.

Облака Ac подразделяются на следующие виды.

1. *Волнистые* (*Altocumulus undulatus*, Ac und.), располагающиеся рядами или грядами.

Разновидности:

а) просвечивающие (*Altocumulus translucidus*, Ac trans.), состоящие из четко разграниченных элементов (волн, пластин): плотные части светло-серого цвета чередуются с тонкими прозрачными белыми частями либо просветами, позволяющими видеть голубое небо или небесные светила;

б) непросвечивающие плотные (*Altocumulus opacus*, Ac op.) — почти сплошной слой, на нижней поверхности которого, однако, отчетливо различимы более темные волны или гряды;

в) чечевицеобразные (*Altocumulus lenticularis*, Ac lent.) — отдельные более плотные облака чечевицеобразной формы с гладкими очертаниями и иногда с волокнистой каймой; нередко образуются с подветренной стороны горных возвышенностей;

г) неоднородные (*Altocumulus inhomogenus*, Ac inh.), лишь местами имеющие волнистое строение (либо два слоя Ac).

2. *Кучевообразные* (*Altocumulus cumuliformis*, Ac cuf.) — обособленные или сливающиеся массы Ac с признаками развития по вертикали.

Разновидности:

а) хлопьевидные (*Altocumulus floccus*, Ac floc.) — изорванные по краям, неправильные хлопья, сравнительно быстро меняющие свои очертания;

б) башенковидные (*Altocumulus castellanus*, Ac cast.) — гряда облаков, из которой поднимаются вверх белые кучевообразные выступы, наподобие куполов или башенок или небольших облаков Cu и Cb;

в) образовавшиеся из кучевых облаков (*Altocumulus cumulogenitus*, Ac cug.) — белые покровы, возникшие из облаков Cu или Cb, вершины которых растекаются в среднем ярусе (например, под инверсиями);

г) с полосами падения (*Altocumulus virga*, Ac vir.) — из осадков, выпадающих из отдельных облаков Ac и вытягивающихся под ними в виде волокон или пучков.

По краям облаков Ac заметны иногда радужные цвета.

Высоко-слоистые облака (*Altostratus*, As). Серая или синеватая однородная и обширная пелена, местами слегка волокнистой структуры, создаваемой полосами падения осадков. На нижней поверхности пелены иногда заметны слабые волны. Высота основания составляет от 3 до 5 км, толщина слоя — около 1 км, иногда до 2 км.

Осадки из As выпадают довольно часто.

Облака As имеют следующие виды.

1. *Туманообразные* (*Altostratus nebulosus*, As neb.), в виде однородного серого слоя.

2. *Волнистые* (*Altostratus undulatus*, As und.), имеющие волнистую нижнюю границу и местами волокнистую структуру.

Разновидности As neb. и As und.:

а) просвечивающие (*Altostratus translucidus*, As trans.), сходные с более плотными Cs, но имеющие серый цвет и расположенные ниже; Солнце и Луна просвечивают сквозь них;

б) непросвечивающие (*Altostratus opacus*, As op.) — сплошной серый, местами несколько более светлый или темный покров, сквозь который Солнце и Луна не просвечивают;

в) дающие осадки (*Altostratus praecipitans*, As pr.) — As, из которых выпадают обычно небольшие осадки меняющейся интенсивности, зимой нередко достигающие Земли; осадки могут давать и довольно тонкие As.

В тонких As заметны цветные венцы около Солнца и Луны.

Слоисто-кучевые облака (*Stratocumulus*, Sc). Серые крупные гряды (волны), пластины или глыбы, разделенные просветами или сливающиеся в сплошной волнистый покров неодинаковой плотности.

Высота основания составляет 0,5—1,5 км, толщина слоя — от 0,2 до 0,8 км.

Из непросвечивающих облаков Sc могут выпадать слабые кратковременные осадки — дождь или небольшой снег.

Облака Sc подразделяются на следующие виды.

1. *Слоисто-кучевые волнистые* (*Stratocumulus undulatus*, Sc und.) — чередующиеся гряды (валы) либо сливающиеся, либо разделенные просветами.

Разновидности:

а) просвечивающие (*Stratocumulus translucidus*, Sc trans.) — гряды, пластины или глыбы, в промежутках между которыми видно голубое небо либо верхние облака;

б) плотные (*Stratocumulus opacus*, Sc op.) — слой темно-серых плотных облаков из почти сливающихся глыб или пластин; нижняя их граница, однако, отчетлива, и на ней ясно различаются валы или гряды;

в) чечевицеобразные (*Stratocumulus lenticularis*, Sc lent.) — отдельные, вытянутые в длину, довольно плоские чечевицеобразные облака, нередко видимые у подветренных склонов возвышенностей.

2. *Слоисто-кучевые кучевообразные* (*Stratocumulus cumuliformis*, Sc cuf.) обнаруживают заметное развитие по вертикали.

Разновидности *castellanus* *:

а) башенкообразные (*Stratocumulus castellanus*, Sc cast.) — слой Sc с растущими из него местами башенками или куполами, похожими на небольшие Cb;

б) растекающиеся дневные (*Stratocumulus diurnalis*, Sc diurn.) — образовавшиеся из дневных кучевых облаков Cu (при их распаде) в виде низкого протяженного слоя или гряд;

в) растекающиеся вечерние (*Stratocumulus vesperalis*, Sc vesp.) — образовавшиеся вечером при ослаблении конвекции, оседании вершин облаков Cu и растекании их оснований в виде плоских длинных гряд;

г) вымеобразные (*Stratocumulus mammatus*, Sc mam.) — с выпуклостями, обращенными вниз.

Слоистые облака (*Stratus*, St). Однородный или почти однородный слой серого или желтовато-серого цвета, сходный с туманом, приподнятым над поверхностью Земли. Часто его нижняя поверхность бывает разорванной или клочковатой. Обычно слоистые облака закрывают серой пеленой все небо, но иногда наблюдаются и в виде разорванных облачных масс. Высота основания St обычно составляет 0,1—0,7 км, толщина слоя — от 0,2 до 0,8 км. Иногда из слоистых облаков выпадает морось или мелкий снег.

Слоистые облака подразделяются на следующие виды.

1. *Слоистые туманообразные* (*Stratus nebulosus*, St neb.) — однородный слой облаков серого или желто-серого цвета, иногда столь низкий, что закрывает части высоких наземных предметов.

2. *Слоистые волнистые* (*Stratus undulatus*, St und.) — слой облаков серого или желто-серого цвета, на нижней поверхности которого можно различить слабо выраженные волны. Иногда последние представляют собой лишь правильное чередование более темных и светлых частей облака.

3. *Слоистые разорванные* (*Stratus fractus*, St fr.) — имеют вид клочьев, скоплений отдельных облаков с разорванными краями или более или менее клочковатого покрова со свисающими хлопьями.

Разновидность St fr. — разорванно-дождевые (*Fractonimbus*, Frnb.) — низкие, серые, мрачные изорванные облака плохой погоды. Образуются под слоем облаков, дающих осадки (As, Ns, Cb, Sc op.), причем только в сочетании с этими облаками.

Слоисто-дождевые облака (*Nimbostratus*, Ns). Темно-серый облачный слой, иногда с желтоватым или синеватым оттенком. При выпадении осадков слой кажется однородным. В перерывах между осадками заметна его неоднородность — местами он как бы просвечивает. Основание облаков Ns всегда размыто полосами падения осадков. Облака Ns обычно закрывают все небо без разрывов. Часто под их слоем образуются разорванные облака Frnb., иногда полностью скрывая основной слой Ns. Высота основания составляет 0,1—1,0 км, толщина слоя — от 2 км до 5 км, а иногда и более. Из Ns выпадает обложной снег или дождь, иногда с перерывами.

Виды и разновидности Ns не выделяются.

Следует, однако, указать, что в справочниках, в том числе и в основном источнике этих данных [18], отдельно приводится повторяемость облаков Frnb. Соответственно ниже вместе с данными о Ns будут также приведены и данные о Frnb.

Кучевые облака (*Cumulus*, Cu). Плотные развитые по вертикали облака с белыми куполообразными или кучевообразными вершинами и с плоским сероватым или синеватым основанием. Могут быть представлены отдельными редко расположенными облаками или же значительными скоплениями, закрывающими почти все небо. Высота основания в умеренных широтах составляет обычно от 0,8 до 1,5 км, но может колебаться в довольно широких пределах в зависимости от значений относительной влажности у поверхности Земли (см. п. 4.4.2.4). Вертикальная протяженность составляет от сотни метров до нескольких километров. Осадки обычно не выпадают.

Облака Cu имеют следующие виды.

1. *Кучевые плоские* (*Cumulus humilis*, Cu hum.) — мало развиты по высоте (не более 1 км) и кажутся плоскими, так как их вертикальная протяженность меньше горизонтальных размеров. Обычно формируются утром, развиваются в околополуденные часы и к вечеру растекаются, переходя, например, в слоисто-кучевые вечерние облака (Sc vesp.).

2. *Кучевые средние* (*Cumulus mediocris*, Cu med.). Кучевые облака с вертикальными размерами примерно 1—2 км. Вершины клубятся сильнее, чем у Cu hum., и напоминают цветную капусту.

* Нередко в литературе употребляется термин «castellatus».

3. *Кучевые мощные* (*Cumulus congestus*, Cu cong.) — сильно развитые по вертикали облака (более 2 км), толщина которых обычно превышает размеры основания. Сильно клубящиеся их вершины имеют ослепительно белый цвет, основания — более темные. Иногда Cu cong. сливаются в большие группы.

Кучево-дождевые облака (*Cumulonimbus*, Cb). Белые облака с темными, иногда синеватыми основаниями, поднимающиеся в виде огромных, подобных горам, облачных масс с белыми вершинами, имеющими, как правило, волокнистую структуру. В холодный сезон волокнистую структуру имеет обычно все облако. Близ холодного фронта возникает иногда облачный вал из Cb. Высота основания составляет от 0,4 до 1,0 км; вертикальная протяженность — более 3 км, но иногда вершина Cb достигает тропопаузы.

Осадки из Cb имеют ливневый характер и летом представляют собой крупнокапельный дождь и град, а зимой — ливневый снег и крупу. Обычно из Cb выпадают кратковременные осадки большой интенсивности. В Cb часто наблюдается гроза.

Облака Cb подразделяются на следующие виды.

1. *Кучево-дождевые лысые* (*Cumulonimbus calvus*, Cb calv.). Вершины их не имеют перистовидной верхней части и похожи на округлые белоснежные купола слегка волокнистой структуры.

2. *Кучево-дождевые волосатые* (*Cumulonimbus capillatus*, Cb cap.). Имеют хорошо выраженную волокнистую структуру в верхней части. В них зарождаются перистовидные облака, которые постепенно распространяются по горизонтали.

Разновидности Cb cap.:

а) волосатые с грозовым валом (*Cumulonimbus arcus*, Cb arc.), когда в передней части надвигающегося облака образуется дугообразный облачный вал, сопровождаемый у земли шквалом;

б) с наковальней (*Cumulonimbus incus*, Cb inc.), когда верхняя перистовидная («обледеневшая») часть облака растекается над ним в стороны и приобретает форму гигантской наковальни.

1.3.3. Некоторые статистические данные о повторяемости облаков

Для общего представления о количестве, изменчивости и географическом распределении отдельных форм облаков, а также их связи с атмосферными процессами ниже приводятся таблицы годового хода повторяемости десяти основных родов облаков для нескольких характерных климатических районов СССР — Архангельска, Лиепаи, Ташкента, Енисейска и Владивостока (табл. 1 (1.3.3)).

Таблица 1 (1.3.3)

Средняя повторяемость (%) основных форм облаков по месяцам в характерных условиях

Месяц	Cl	Cc	Cs	Ac	As	Cu	Cb	Sc	Ns	St	Frnb
					Архангельск						
I	12	0,3	15	22	30	0,6	1	38	20	9	7
II	17	0,5	16	24	30	0,2	2	32	19	8	6
III	23	1	17	27	22	3	2	30	14	7	5
IV	27	2	17	34	18	8	4	32	11	5	8
V	29	2	13	39	15	20	12	38	9	4	9
VI	41	2	11	46	13	28	14	35	5	4	7
VII	40	2	9	46	12	29	14	31	5	3	7
VIII	36	2	10	47	13	24	12	36	5	4	7
IX	24	2	8	44	18	16	11	47	10	7	13
X	16	0,9	9	30	16	6	10	50	15	11	15
XI	11	0,4	8	27	20	1	5	47	20	15	14
XII	11	0,6	10	19	24	0,6	2	43	22	11	11
Год	27	2	12	36	18	11	7	38	13	7	9
					Лиепая						
I	10	0,4	1	15	8	5	28	39	12	11	15
II	16	0,6	4	17	8	5	16	34	14	8	14
III	23	0,2	4	17	6	6	14	27	8	6	9
IV	30	1	4	24	7	11	14	25	8	4	11
V	32	1	3	27	5	14	14	25	2	4	6
VI	35	2	4	34	7	19	14	24	4	3	7
VII	34	2	3	30	6	26	23	25	2	2	7
VIII	31	1	3	26	6	29	25	24	3	3	8
IX	29	0,3	3	26	8	19	29	28	3	2	9
X	20	0,9	2	21	7	17	28	36	5	5	11
XI	14	0,5	1	18	5	11	32	42	11	13	16
XII	12	0,1	2	13	6	7	26	40	15	11	18
Год	26	1	3	23	7	15	22	31	7	6	11
					Ташкент						
I	30	1	28	36	40	1	0,04	12	21	9	2
II	34	0,4	32	31	36	3	1	14	20	8	2
III	36	0,5	31	38	48	8	2	18	23	5	5
IV	39	1	30	29	30	13	5	18	12	1	4
V	43	1	25	40	20	22	10	16	5	0,4	2
VI	19	0,4	8	25	8	19	12	16	1	0,1	0,5

Месяц	Cl	Cc	Cs	Ac	As	Cu	Cb	Sc	Ns	St	Frnb
VII	13	1	2	24	3	18	6	9	0,3	0	0,1
VIII	9	0,3	2	21	3	11	3	7	1	0,0	0,1
IX	12	0,5	3	25	5	7	2	7	1	0,1	0,3
X	26	1	13	30	20	4	1	11	9	1	2
XI	29	1	19	34	31	3	1	14	16	5	2
XII	30	1	22	39	36	1	1	12	20	11	2
Год	27	1	18	31	23	9	4	13	11	3	2
Енисейск											
I	16	0,5	24	26	42	0,6	1	0,9	8	12	2
II	20	0,5	30	24	36	2	2	1	6	6	4
III	22	0,8	28	27	26	6	6	1	12	6	7
IV	23	0,7	21	25	18	10	10	1	18	5	10
V	28	0,6	15	31	15	14	15	1	26	5	17
VI	33	0,9	12	37	11	22	17	0,9	24	4	15
VII	38	0,8	10	38	10	24	18	1	24	3	12
VIII	29	0,6	8	38	12	17	16	3	30	4	15
IX	23	0,4	13	37	21	11	10	2	34	6	18
X	22	0,6	12	33	36	4	8	2	32	16	20
XI	18	0,8	25	24	48	2	3	2	13	17	8
XII	17	0,2	26	22	43	0,9	2	1	18	15	2
Год	24	0,6	19	30	26	9	9	1	20	8	11
Владивосток											
I	20	0,3	6	13	7	2	0,2	5	4	0,9	2
II	24	0,3	6	16	7	3	0,2	8	4	2	3
III	24	0,2	7	18	11	6	0,8	14	6	6	5
IV	21	0,2	6	22	11	10	2	20	4	12	5
V	36	0,3	10	29	12	10	3	22	6	11	6
VI	36	0,5	5	36	9	12	4	27	7	27	7
VII	44	0,7	6	41	9	10	2	25	7	37	6
VIII	34	0,4	4	36	8	14	3	28	7	26	6
IX	25	0,4	4	30	8	10	4	28	5	14	6
X	18	0,4	3	22	6	10	2	22	4	10	5
XI	18	0,3	4	19	7	7	0,5	17	4	6	4
XII	17	0,4	5	16	7	3	0,1	9	4	2	2
Год	26	0,4	6	25	8	8	2	19	6	12	5

Примечание. Под повторяемостью подразумевается отношение числа сроков, когда отмечалась данная форма облаков, к общему числу сроков наблюдений.

Таблица 2 (1.3.3)

Повторяемость (%) основных форм облаков по районам [18] (относительное число дней наблюдений)

Район	Cl	Cc	Cs	Ac	As	Cu	Cb	St	Sc	Ns	Frnb	Число станций
Зима (январь)												
Европейская часть СССР	16,8	0,2	12,2	20,8	18,3	1,0	3,0	19,0	22,8	21,0	13,6	7
Кавказ	20,0	6,1	9,8	32,2	19,8	8,4	6,6	5,8	32,4	14,2	11,2	5
Средняя Азия	28,1	6,7	12,0	30,1	17,7	2,2	0,9	10,7	16,7	9,1	3,1	7
Урал и Западная Сибирь	19,0	0,7	19,8	20,2	30,0	0,5	1,2	3,6	8,7	11,8	3,0	8
Восточная Сибирь	22,1	0,7	25,6	13,1	20,7	0,4	0,3	0,9	3,8	1,9	0,4	12
Дальний Восток	16,2	0,4	9,9	11,9	12,9	1,9	14,9	1,2	11,8	6,5	10,8	9
Камчатка	16,2	0,9	13,8	36,2	17,8	3,0	4,0	8,7	28,2	10,5	8,5	4
Лето (июль)												
Европейская часть СССР	32,3	1,4	8,2	33,3	7,5	28,0	14,7	1,5	28,0	3,2	7,3	7
Кавказ	9,8	2,5	2,8	35,6	5,8	27,2	13,0	3,2	31,4	1,5	4,8	5
Средняя Азия	13,9	0,7	1,2	30,1	3,6	13,0	6,7	0,1	7,9	0,4	0,6	7
Урал и Западная Сибирь	37,2	2,1	7,5	34,4	8,8	25,4	16,1	2,0	25,5	4,1	9,3	8
Восточная Сибирь	40,3	1,4	9,8	34,4	10,7	22,1	13,6	3,8	30,1	4,6	6,8	12
Дальний Восток	36,7	1,6	7,5	33,2	9,7	11,0	6,0	20,9	22,8	8,2	10,4	9
Камчатка	32,0	2,5	12,5	49,0	17,5	9,5	4,8	7,5	31,7	10,0	12,0	4

В табл. 2 (1.3.3) указаны средние повторяемости основных родов облаков для ряда крупных районов СССР в центральные месяцы летнего и зимнего сезонов.

Все приведенные таблицы составлены по данным Климатического справочника СССР [18] и результатам наземных наблюдений. Оценка значения таких наблюдений и более подробная информация о данных наблюдений облаков сверху, со спутников, дана в п. 3.3.

Глава 2

Основные характеристики облачной атмосферы

2.1. Термодинамика облачной атмосферы

2.1.1. Сухоадиабатический градиент

Охлаждение адиабатически поднимающейся массы (частицы) воздуха, не насыщенной водяным паром, описывается выражением

$$\left(-\frac{dT}{dz}\right)=\gamma_a=\frac{g}{c_p}\frac{T}{T'}, \qquad (1)$$

где T — температура поднимающейся массы, T' — температура окружающего воздуха, γ_a — сухоадиабатический градиент температуры*. Учет влажности приводит к уточнению формулы (1): в качестве T и T' в этом случае следует использовать виртуальные температуры T_v и T'_v.

Виртуальной температурой T'_v массы влажного воздуха, температура которой составляет T', называют температуру сухого воздуха, имеющего ту же плотность. Величины T'_v и T' связаны соотношением

$$T'_v=T'(1+0{,}378e/p), \qquad (2)$$

где e — парциальное давление пара, p — давление воздуха.

В табл. 1 (2.1.1) указаны значения $\Delta T_v=T'_v-T'$ (для окружающего воздуха) и g/c_p для поднимающейся массы в зависи-

Таблица 1 (2.1.1)

Значения ΔT_v(К) и $\gamma_a=g/c_p$ (К/100 м) в зависимости от отношения смеси q и широты φ

q ‰	ΔT_v К	g/c_p К/100 м				k
		$\varphi=0°$	30°	60°	90°	
0	0,00	0,9732	0,9745	0,9772	0,9786	0,2857
0,002	0,31	0,9714	0,9728	0,9755	0,9768	0,2856
0,005	0,84	0,9690	0,9702	0,9730	0,9742	0,2855
0,010	1,77	0,9650	0,9662	0,9690	0,9702	0,2853

* В метеорологии градиентом называют величину, обратную общепринятой в математике и физике.

мости от соответствующих значений отношения смеси q водяного пара (отношения массы водяного пара к массе воздуха) и широты φ.

Зависимостью dT/dz от T/T' и от q нередко пренебрегают, полагая $\gamma_a = g/c_p = 0{,}98$ К/100 м.

Потенциальной температурой θ воздушной массы называют величину

$$\theta = T\left(\frac{1000}{p}\right)^{\frac{c_p - c_v}{c_p}} = T\left(\frac{1000}{p}\right)^{k}, \qquad (3)$$

где p — давление (гПа). Значение k очень слабо зависит от q (см. табл. 1 (2.1.1)) и этой зависимостью обычно пренебрегают. Таблицы для расчета θ как функции T и p есть в Международных метеорологических таблицах (см. [13], табл. 4.14).

2.1.2. Псевдоадиабатический и влажноадиабатический градиенты

Адиабатически поднимающаяся насыщенная водяным паром воздушная масса благодаря выделению тепла при конденсации пара на облачных частицах (каплях или кристаллах) охлаждается медленнее, чем ненасыщенная масса. Если образующиеся при конденсации облачные частицы немедленно удаляются (выпадают) из облака, то такой процесс называется псевдоадиабатическим. Если же частицы льда или воды остаются в поднимающейся воздушной массе, участвуя в теплообмене, то процесс называют влажноадиабатическим.

При псевдоадиабатическом процессе градиент температуры описывается выражением

$$-\frac{dT}{dz} = \gamma_{па} \frac{g\left(\frac{T}{T'}\right) + \frac{Lq}{R_в T}}{c_p + \frac{Lq}{E}\frac{dE}{dT}}, \qquad (1)$$

где L — удельная теплота испарения, $R_в$ — газовая постоянная воздуха.

В табл. 1 (2.1.2) указаны значения псевдоадиабатического градиента температуры $\gamma_{па}$ в зависимости от температуры и давления для двух процессов — перехода пара в воду и в лед.

Как уже сказано, влажноадиабатический процесс, при котором продукты конденсации остаются в облаке, т. е. уносятся восходящим воздушным потоком (а с ними и некоторое количество тепла), отличается от псевдоадиабатического. Следовательно $\gamma_{ва} < \gamma_{па}$, где $\gamma_{ва}$ — влажноадиабатический градиент. По А. Л. Косареву, разность $\Delta T = T_{ва} - T_{па}$ для воздушных масс, поднимающихся в условиях влажноадиабатического и псевдоадиабатического процессов на высоту, например, $\Delta z = 3$ км не превышает 0,1 °С. Как видно, ΔT, а следовательно, и различия $\gamma_{ва}$ и $\gamma_{па}$ очень невелики.

Таблица 1 (2.1.2)

Псевдоадиабатический градиент $\gamma_{па}$ (°С/100 м) по [10]

Переход пара в воду

Давление, гПа	Температура, °С				
	−40	−20	0	20	40
1000	0,939	0,854	0,646	0,422	0,280
800	0,931	0,829	0,602	0,386	0,261
600	0,918	0,792	0,544	0,346	0,240
400	0,893	0,729	0,465	0,299	0,219
200	0,826	0,597	0,352	0,245	0,196

Переход пара в лед

Давление, гПа	Температура, °С				
	−50	−40	−30	−20	−10
1000	0,965	0,952	0,918	0,850	0,735
800	0,964	0,947	0,906	0,824	0,696
600	0,961	0,938	0,836	0,736	0,840
400	0,955	0,922	0,849	0,721	0,558
200	0,938	0,878	0,757	0,586	0,420

Следует заметить, что псевдоадиабатический процесс необратим: при нисходящем движении воздуха, не содержащего продуктов конденсации, он всегда нагревается в соответствии с сухоадиабатическим градиентом. В то же время влажноадиабатический процесс обратим: при медленном нисходящем движении нагревание воздуха происходит в соответствии с влажноадиабатическим градиентом ($\gamma = \gamma_{ва}$) вплоть до испарения всех частиц воды и льда.

2.1.3. Устойчивость облачной атмосферы

Развитие облаков различных форм зависит существенно от степени устойчивости атмосферы, в которой они формируются. Количественная оценка устойчивости зависит от формы движения, по отношению к которой эта оценка производится [14, 17]. При этом могут быть рассмотрены следующие случаи.

1. *Устойчивость малой частицы воздуха* (определяемая по «методу малой частицы»). Устойчивость атмосферы при этом имеет место при $\gamma < \gamma_a$ для подъема ненасыщенной паром частицы и при $\gamma < \gamma_{ва}$ при восходящем движении насыщенной частицы. При $\gamma > \gamma_a$ говорят о «сухой» неустойчивости, при $\gamma_a > \gamma > \gamma_{па}$ — об условной (или влажной) неустойчивости атмосферы.

2. *Устойчивость слоя* (оцениваемая по «методу слоя»). При этом могут быть два случая:

1) в восходящем потоке конденсации не происходит; устойчивость будет наблюдаться при $\gamma<\gamma_a$;

2) в восходящем потоке идет конденсация; устойчивым (замедляющимся) он будет при

$$\frac{s}{s'}>\frac{\gamma-\gamma_{ва}}{\gamma_a-\gamma} \quad \text{или} \quad \gamma<\frac{\gamma_{ва}-b\gamma_a}{1+b}, \tag{1}$$

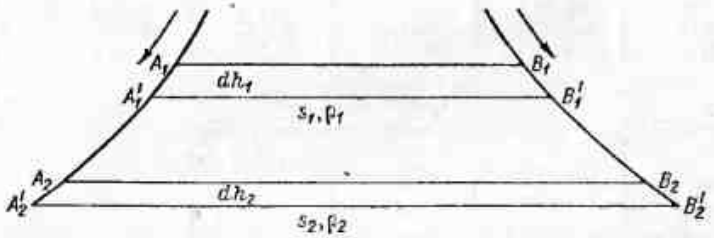


Рис. 1 (2.1.3). Процесс оседания, растекания и трансформации атмосферного слоя.

dh_1, S_1, ρ_1 — характеристики слоя (толщина, площадь и плотность воздуха) до начала оседания; dh_2, S_2, ρ_2 — характеристики слоя после опускания его.

где $b=s/s'$, s — площадь поперечного сечения восходящих потоков, s' — площадь сечения компенсирующих нисходящих потоков.

3. *Устойчивость большой частицы* (или массы) размером r_0, движущейся вверх либо вниз под влиянием как архимедовой силы и силы трения, так и теплообмена с окружающей средой. При этом, согласно так называемому критерию Пристли, устойчивой (стремящейся вернуться к исходному положению) частица будет в такой атмосфере, в которой [14]

$$\gamma<\gamma_a+\frac{T'}{g}k_1k_2, \tag{2}$$

где $k_1k_2=45\,\varkappa\nu/r_0^4$, а $\varkappa$ и ν — коэффициенты турбулентной температуропроводности и вязкости соответственно.

Из формулы (2) видно, что по отношению к большим частицам атмосфера в общем более неустойчива. Иными словами, для возникновения неустойчивости требуется меньший градиент. Так, при развитии кучевой облачности можно заметить, что мелкие обрывки облаков быстро гибнут, а более крупные, возникнув, активно развиваются.

4. *Устойчивость ограниченного слоя* толщиной h по отношению к возникновению в нем ячейковой циркуляции.

5. *Устойчивость конечного слоя* атмосферы, охваченного в целом восходящим и нисходящим движением. Так, при оседании и растекании устойчивой воздушной массы (рис. 1 (2.1.3)) ее устойчивость возрастает.

Все упомянутые формы устойчивости облачной атмосферы рассмотрены в работах [14, 17].

2.1.4. Уровень конденсации

В восходящем потоке воздуха конденсация и образование облака (при отсутствии смешения потока с окружающим воздухом) начинаются на определенной высоте, называемой уровнем конденсации. Это легко проверить, например, наблюдая нижние плоские основания поля многочисленных кучевых облаков.

Теоретически, при условии постоянной массовой доли влаги, высота h уровня конденсации в восходящем потоке над поверхностью Земли, близ которой начальная относительная влажность равна f_0 (в долях единицы), описывается выражением

$$h=-C\lg f_0, \tag{1}$$

где $C=2{,}305/(\lambda\gamma_a-H^{-1})$, $\lambda=E^{-1}\,(dE/dT)$, $H=RT_0/g$ — высота однородной атмосферы. Значения λ и C при $-20\,^\circ$C равны 0,0862 K^{-1} и 3,26 км соответственно, при $0\,^\circ$C — 0,0727 K^{-1} и 3,94 км, при $20\,^\circ$C — 0,0620 K^{-1} и 4,73 км. Напомним, что $f_0<1$ и $\lg f_0<0$.

2.2. Некоторые климатические характеристики

2.2.1. Классификация климатов

2.2.1.1. Предварительные замечания

Для общего описания физических условий образования облачности и их разнообразия в масштабах земного шара полезно использовать одну из существующих общих классификаций климатов. Кроме того, большие климатические области являются и областями характерных синоптических процессов и ситуаций, изучение которых позволяет понять основные закономерности годового хода и местных различий облачных форм и их многочисленных видов и разновидностей.

При выборе наиболее подходящей классификации всегда возникают определенные трудности. Мы выбрали здесь классификацию Кеппена (см. [1]), основанную, с одной стороны, на четких температурных границах и, с другой стороны, на очень ясной физической градации процессов, приводящих к образованию осадков. Она не оставляет места для субъективизма и охватывает совокупность всех климатов Земли.

Ниже приводится формальное описание классификации Кёппена, сопровождаемое некоторыми замечаниями о соответствующих климатических типах. Таблица 1 (2.2.1.1) наглядно иллюстрирует классификацию.

Хорошо видно, что в одних районах годовой ход температуры и количества осадков (рис. 1 (2.2.1.1)) проявляется весьма отчетливо, в других он мало заметен.

Таблица 1 (2.2.1.1)

Примеры различных типов климата (по В. П. Кёппену — А. В. Вознесенскому)

(T — средняя температура (°С), R — сумма осадков (мм)) [3]

№ п/п	Пункт, координаты	Тип климата	Элемент	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
1	Белен, Бразилия 1°27′ ю. ш., 48°29′ з. д.	*Af*	*T*	25,6	25,4	25,4	25,7	26,0	26,0	25,9	26,0	26,0	26,2	26,5	26,2	25,9
			R	317	413	436	382	265	164	160	113	119	106	94	201	2770
2	Рангун, Бирма 16°46′ с. ш., 96°10′ в. д.	*Am*	*T*	25,0	26,4	28,6	30,3	29,2	27,2	26,9	26,9	27,2	27,8	26,9	25,3	27,3
			R	3	5	8	51	307	480	582	528	394	180	69	10	2617
3	Хартум, Судан 15°36′ с. ш., 32°29′ в. д.	*BW*	*T*	22,5	23,8	27,2	30,7	33,1	33,3	30,8	29,4	30,9	31,4	27,5	23,7	287
			R	0	0	0	1	5	7	48	72	27	4	0	0	164
4	Кордоба, Аргентина 31°24′ ю. ш., 64°11′ з. д.	*BS*	*T*	23,6	22,9	20,5	16,9	13,3	10,2	10,3	12,0	14,8	17,5	20,4	22,7	17,1
			R	103	100	90	45	29	9	10	12	25	67	94	113	697
5	Сидней, Австралия 33°52′ с. ш., 151°12′ в. д.	*Cf*	*T*	21,9	21,9	20,8	18,1	15,0	12,5	11,7	13,1	15,0	17,5	19,4	21,1	17,3
			R	89	102	127	135	127	117	117	76	74	71	74	74	1183
6	Мадрид, Испания 40°25′ с. ш., 3°41′ з. д.	*Cs*	*T*	4,9	6,5	10,0	13,0	15,7	20,6	24,2	23,6	19,8	14,0	8,9	5,6	13,9
			R	38	34	45	44	44	27	11	14	31	53	47	48	436
7	Кантон, КНР 23° с. ш., 113°13′ в. д.	*Cw*	*T*	13,6	14,2	17,2	21,6	25,6	27,3	28,8	28,2	27,2	24,0	19,7	15,7	21,9
			R	27	65	101	185	256	291	264	249	149	49	51	34	1720
8	Алма-Ата, СССР	*Dfa*	*T*	—6,7	—5,1	1,6	10,8	16,0	20,4	23,3	22,3	17,4	10,0	—0,1	—5,4	87
			R	26	32	64	89	99	59	35	23	25	46	48	35	581
9	Москва, СССР	*Dfb*	*T*	—10,3	—9,7	—4,6	3,8	11,8	16,1	18,3	16,3	10,7	4,3	—2,2	—7,9	3,9
			R	31	28	33	35	52	67	74	74	58	51	36	37	575
10	Верхоянск, СССР	*Dwd*	*T*	—50,3	—44,7	—32,2	—15,3	0,5	12,2	13,6	9,4	1,7	—15,3	—37,5	—47,8	—17
			R	7	5	5	4	5	25	33	30	13	11	10	7	155
11	Харбин, КНР	*Dwa*	*T*	—20,1	—15,8	—6,0	5,8	14,0	19,8	23,3	21,6	14,3	5,7	—6,6	—16,7	—3,3
			R	4	6	17	23	44	92	167	119	52	36	12	5	517
12	Барроу, Аляска	*ET*	*T*	—26,4	—28,1	—26,1	—18,1	—7,5	1,1	4,2	3,6	—0,8	—8,3	—17,2	—23,6	—12,3
			R	5	3	3	3	3	8	23	20	13	13	8	7	109
13	Мирный, Антарктика	*EF*	*T*	—1,9	—5,2	—9,2	—11,8	—13,2	—16,5	—16,4	—17,9	—18,0	—12,8	—7,6	—2,0	—11,0
			R	4	9	32	33	105	66	106	78	103	49	13	28	626

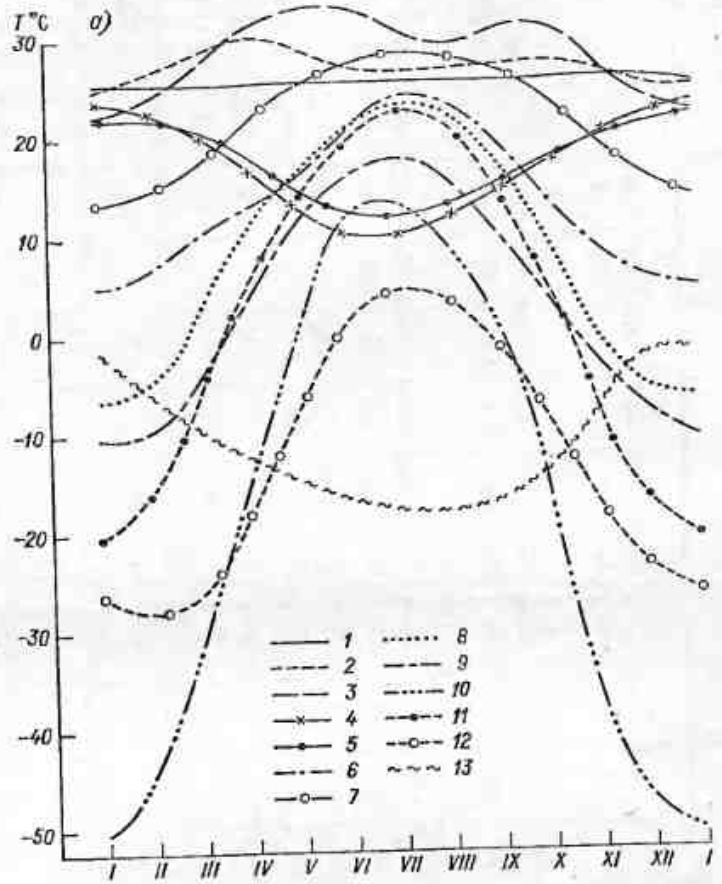


Рис. 1 (2.2.1.1). Годовой ход средней температуры (*а*) и средней суммы осадков (*б*) в различных районах земного шара.

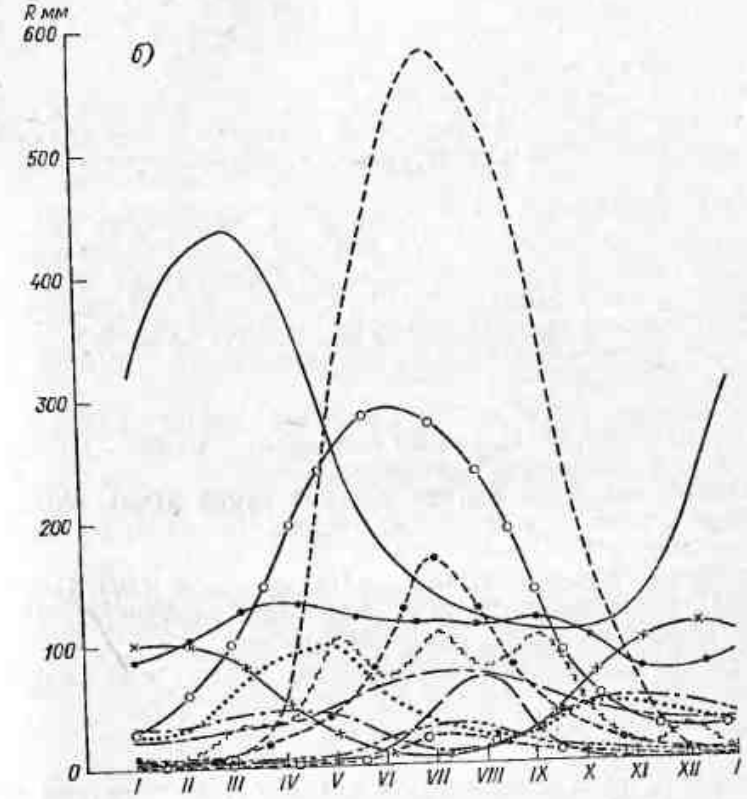
1 — Белен (Бразилия), *2* — Рангун (Бирма), *3* — Хартум (Судан), *4* — Кордоба (Аргентина), *5* — Сидней (Австралия), *6* — Мадрид (Испания), *7* — Кантон (КНР), *8* — Алма-Ата (СССР), *9* — Москва (СССР), *10* — Верхоянск (СССР), *11* — Харбин (КНР), *12* — Барроу (США), *13* — Мирный (Антарктида).

Подробное описание пространственной структуры полей осадков и их климатологии дается в главе 12.

2.2.1.2. Классификация климатов по В. П. Кёппену

A. Тропический дождливый климат. Средняя температура самого холодного месяца не ниже 18 °С. Годовая сумма осадков при летних дождях превышает 2 ($T+14$) см (где T — средняя годовая температура, °С), при зимних дождях — больше $2T$ см.

1. Жаркий и влажный климат тропических лесов (обозначение *Af*) без сухого периода. В самый сухой месяц выпадает более 6 см осадков. Пример: влажные леса в бассейне Конго.



2. Климат саванн (*Aw*) с сухим периодом. В самый сухой месяц выпадает менее 6 см осадков. Пример: саванны Южной Америки и Африки.

3. Климат муссонов (*Am*). Сходен с климатом саванн, но годовая сумма осадков превышает 250 см. Пример: Индия.

B. Сухой климат. Средняя температура самого теплого месяца выше 10 °С. Годовая сумма осадков меньше 2 ($T+14$) см.

4. Климат пустынь (*BW*). Годовая сумма осадков не превышает $T+14$ см. Пример: Сахара, Каракумы, Кызылкумы.

5. Климат степей (*BS*). Годовая сумма осадков превышает $T+14$ см. Пример: причерноморские степи СССР.

Заметим, что в принципе в зоне пустынь или степей (зона *B*) средняя температура может быть меньше 18 °С.

C. Умеренно теплый климат. Средняя температура самого холодного месяца составляет от —3 до 18 °С. Годовая сумма осадков больше $2T$ см при зимнем максимуме осадков и больше $2(T+14)$ см при их летнем максимуме.

6. Теплый климат с сухим летом (*Cs*). Количество осадков в самом сухом месяце — менее трети осадков самого влажного зимнего полугодия (<4 см). Пример: побережье Средиземного моря.

7. Теплый климат с сухой зимой (*Cw*). Количество осадков в самом сухом месяце меньше $^1/_{10}$ осадков самого влажного месяца летнего полугодия. Пример: Южный Китай, плато Эфиопии.

8. Умеренно влажный климат (*Cf*). Осадки распределены в течение года более или менее равномерно. Пример: Северная Германия, бо́льшая часть Франции, Англии, часть штатов США на Атлантическом побережье.

D. Умеренно холодный климат. Средняя температура самого теплого месяца выше 10 °С, самого холодного — ниже —3 °С. Выпадение осадков аналогично климатам *C*.

9. Умеренно холодный климат с сухой зимой (*Dw*). Количество осадков в самом сухом месяце меньше $^1/_{10}$ осадков в самом влажном месяце летнего полугодия. Пример: Прибайкалье.

10. Умеренно холодный климат с влажной зимой (*Df*). Осадки распределены в течение года более или менее равномерно. Пример: значительная часть Восточной Европы.

E. Снежный климат. Температура самого теплого месяца ниже 10 °С.

11. Климат тундр (*ET*). Температура самого теплого месяца выше 0 °С.

12. Климат вечного мороза (ледяной) (*EF*). Температура самого теплого месяца ниже 0 °С. Пример: ледяное плато Гренландии, большая часть Антарктики, альпийская область высоких гор.

Примечание. Классификация Кёппена детализирована применительно к условиям СССР А. В. Вознесенским [3].

Классификация климатов Кёппена отражает различия синоптических процессов большого масштаба, приносящих осадки.

Тип A. Тропический климат с характерными для тропической области условиями образования осадков, связанных с муссонами всех типов, небольшими циклонами, восточными волнами тропической области, мощными грозами.

Тип B. Сухой климат, климат степей и пустынь. Слабые в общем осадки образуются в зимних циклонах малой мощности (средиземноморского типа), в особенности на их холодных фронтах, порой далеко проникающих на юг в засушливую область

(в том числе и в Средней Азии). В степной зоне такой циклонический процесс захватывает и начало лета.

Тип C. Характерный средиземноморский климат области прохождения зимне-весенних циклонов, в которых наибольшее развитие получают облака и осадки, связанные с холодными фронтами (или конвекцией на теплых фронтах). Этот процесс происходит над районами Средиземного, Черного и Каспийского морей, но распространяется оттуда далеко на восток — на Памир и западную часть Тянь-Шаня. Лето в этой области обычно сухое.

Тип D. Климат с развитой весь год циклонической деятельностью, большой активностью холодных и, особенно, теплых фронтов, несколько усиливающейся за счет орографии. Циклоническая деятельность немного ослабевает в областях обширных зимних антициклонов Северной Америки и Северной Азии. Этот тип процессов охватывает обширную широтную зону с большими температурными различиями.

Тип E. Полярный климат. Образование осадков и облаков связаны более всего с теплыми фронтами и повторяемость их велика весь год.

Примеры различных климатов проиллюстрированы в табл. 1 (2.2.1.1), а также на рис. 1 (2.2.1.1).

2.2.2. Аэроклиматология

Для сравнительного изучения условий образования облаков различных форм и для построения моделей облачных процессов необходимо учитывать также и аэроклиматические условия в различных областях земного шара. Эти условия наиболее полно характеризуются аэрологическими данными о вертикальной структуре атмосферы над теми или иными пунктами, типичными для климатических зон земного шара.

Структура и стратификация тропосферы и их изменения в течение года характеризуются прежде всего средним вертикальным распределением температуры, влажности, скорости и направления ветра. В приведенных ниже таблицах указаны средние значения этих параметров в тропосфере до уровня 300—200 гПа (9—11 км) по данным ряда аэрологических обсерваторий. В этих таблицах приводятся данные для всех широт и, следовательно, для различных типов климатов Земли, морских и континентальных.

В табл. 1 (2.2.2) указаны такие важные для физики облаков характеристики атмосферы, как степень устойчивости, распределение температуры, вертикальный профиль влажности и его годовые изменения, господствующая адвекция и т. д. Так, например, в табл. 1 (2.2.2) обнаруживается постоянная влажнонеустойчивость атмосферы над Сингапуром, где, очевидно, любой процесс конденсации должен приводить к развитию конвекции. Своего

Таблица 1 (2.2.2)

Структура и стратификация атмосферы и их изменения в течение года

p гПа	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII

Сингапур, $\varphi = 1°18'$ с. ш., $\lambda = 103°50'$ в. д., $h = 10$ м

Температура

850	16,3	17,0	17,0	17,3	17,7	17,5	17,4	17,0	17,0	16,7	16,8	16,9
700	8,7	8,1	8,5	8,9	9,0	8,0	8,1	8,0	8,0	8,6	8,3	8,0
500	−6,4	−6,6	−6,5	−6,0	−5,8	−6,9	−7,5	−7,0	−7,0	−6,3	−6,0	−6,3
400	−16,4	−16,5	−16,4	−16,1	−15,9	−16,8	−17,4	−16,7	−16,7	−16,0	−15,9	−16,4
300	−31,7	−32,3	−31,3	−31,1	−30,2	−31,8	−32,4	−32,1	−31,5	−30,8	−31,4	−31,9

Влажность относительная

850	78	—	77	77	76	72	72	76	72	74	79	79
700	68	65	66	65	70	69	63	69	71	74	75	77
500	62	58	58	52	65	59	60	65	59	61	64	65
400	49	51	48	43	52	50	46	58	43	48	58	54
300	47	47	45	35	44	52	45	45	45	44	49	52

Скорость ветра

850	5,9	4,1	4,7	3,7	6,0	5,5	5,9	5,4	6,5	5,7	5,6	5,1
700	5,8	5,6	4,6	4,1	5,4	5,1	6,2	4,9	5,7	4,5	6,0	5,8
500	6,4	5,6	5,3	5,7	5,4	6,0	6,3	6,3	5,7	4,9	5,8	5,0
400	7,6	6,3	5,6	5,9	5,8	8,4	8,4	8,6	8,9	6,4	6,2	5,4
300	9,4	8,0	7,0	6,6	7,4	11,6	12,9	11,9	11,8	7,3	7,0	7,4

Направление ветра

850	358	053	338	309	254	232	224	213	209	189	269	327
500	78	88	73	75	94	114	91	86	86	70	99	69
200	113	117	118	106	68	72	69	70	69	72	84	101

Урумчи, $\varphi = 43°46'$ с. ш., $\lambda = 87°37'$ в. д., $h = 913$ м

Температура

850	−9,0	−7,7	−0,7	+7,4	+12,9	+17,5	+20,7	+19,4	+14,6	+5,6	−1,7	−7,2
700	−11,5	−10,6	−5,7	−1,9	+1,9	+5,9	+8,2	+7,6	+4,6	−1,2	−6,3	−9,2
500	−26,8	−27,3	−22,5	−18,8	−14,9	−11,8	−9,1	−9,9	−12,9	−18,5	−22,5	−25,2
400	−38,6	−38,8	−34,8	−30,7	−26,1	−23,5	−20,4	−21,3	−24,8	−30,1	−34,1	−36,5
300	−52,2	−52,7	−48,0	−45,1	−41,4	−38,8	−34,9	−34,7	−38,9	−45,0	−48,0	—

Влажность относительная

850	68	63	56	37	35	35	35	35	35	44	61	66
700	44	46	38	33	34	38	42	38	34	39	41	47
500	36	39	32	30	31	35	41	34	29	37	33	51
400	34	34	30	26	31	34	35	30	29	36	33	32
300	31	29	23	22	25	26	33	27	23	38	26	—

Скорость ветра

850	4,8	4,8	5,0	4,7	5,7	5,2	4,9	4,6	4,4	4,6	5,0	4,7
700	7,1	6,4	6,9	7,0	6,8	6,7	6,4	6,5	5,9	6,4	6,3	7,3
500	12,4	12,6	13,7	14,2	11,9	11,2	11,3	11,6	11,1	13,4	11,6	13,2
400	14,1	15,6	17,6	18,3	15,9	13,3	14,5	16,2	14,3	17,2	13,7	15,1
300	14,3	20,0	22,5	24,2	20,3	18,9	22,7	23,5	20,8	20,5	15,2	—

Направление ветра

700	312	300	300	305	317	317	322	317	302	296	302	303
400	303	291	297	289	286	285	279	283	286	282	296	293

p гПа	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII

Лондон (Кроули), φ=51°05′ с. ш., λ=00°13′ з. д., *h*=45 м

Температура

850	—2,1	—1,4	—0,5	+0,3	+3,3	6,3	7,5	7,5	7,3	4,9	0,9	—0,9
700	—9,4	—8,5	—8,1	—7,5	—4,7	—1,5	—0,3	0,0	—0,3	—2,6	—6,4	—8,4
500	—25,8	—25,1	—24,9	—23,8	—20,8	—17,1	—15,7	—15,5	—16,1	—18,8	—22,9	—24,5
400	—36,7	—36,7	—36,8	—35,4	—31,7	—28,3	—27,3	—26,7	—27,6	—30,8	—34,9	—35,8
300	—50,2	—50,6	—50,2	—49,5	—46,7	—43,7	—42,1	—41,8	—42,4	—44,7	—48,4	—49,6

Влажность относительная

850	65	62	61	70	67	68	72	72	63	62	67	62
700	42	43	45	49	48	49	51	49	44	43	45	41
500	40	42	39	42	41	41	40	39	38	37	41	42
400	47	43	40	48	46	44	40	44	45	42	45	48

Скорость ветра

850	13,2	11,9	10,1	9,8	9,7	8,0	8,0	8,8	9,3	10,2	11,4	12,5
700	14,1	14,2	10,8	11,5	11,2	10,0	11,0	11,2	11,6	11,8	12,9	13,9
500	18,9	19,0	14,7	16,7	16,4	14,4	15,7	16,0	15,6	15,2	17,3	19,1
400	21,8	22,4	18,0	21,3	20,6	18,5	19,0	19,2	17,9	17,7	22,2	23,3
300	26,7	25,7	21,9	24,1	24,4	21,3	24,4	24,6	23,6	22,4	25,7	27,3

Направление ветра

850	279	281		298	258	259	260	259	246	247	252	264
700	286	288	263	289	266	210	262	261	249	255	257	269
500	293	293	281	295	275	262	266	268	257	262	268	279

Фробишер, φ=63°45′ с. ш., λ=68°33′ з. д., *h*=21 м

Температура

1000	—24,5	—23,9	—21,5	—14,1	—4,1	2,9	7,7	6,5	+1,6	—5,7	—11,8	—18,6
850	—21,9	—22,5	—19,6	—13,8	—8,5	2,5	2,4	+0,2	—5,2	—10,2	—14,7	—17,9
700	—26,0	—26,7	—23,4	—19,1	—14,3	—9,2	—5,5	—7,3	—12,0	—16,2	—20,3	—22,5
500	—40,0	—39,0	—36,8	—33,1	—29,5	—24,6	—20,9	—22,4	—26,4	—30,6	—34,4	—36,4

Влажность относительная

1000	60	60	61	65	73	73	71	77	76	75	70	65
850	63	62	60	57	66	64	70	76	70	70	65	64
700	58	58	54	52	60	54	57	64	62	58	53	56
500	56	57	52	53	54	49	50	54	54	52	53	54

Скорость ветра

1000	4,2	4,7	4,5	4,8	5,6	5,4	4,4	4,4	5,4	6,1	5,7	4,5
850	8,7	7,9	7,7	7,1	7,4	7,2	7,2	7,5	7,6	8,4	8,2	7,8
700	9,8	9,7	9,9	8,8	8,6	8,2	7,8	8,1	8,2	8,8	8,8	8,6
500	13,0	13,1	13,2	11,8	11,9	10,7	10,1	10,4	10,4	11,0	12,1	10,8

Направление ветра

1000	336	331	336	335	351	347	120	098	335	344	055	342
850	268	248	306	320	157	080	092	163	301	328	225	271
500	197	218	252	235	262	304	312	276	297	277	233	233

Якутск, $h=103$ м

Температура

p гПа	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0,5*	—32,5	—27,7	—18,2	—7,9	+3,2	13,2	16,7	14,6	5,1	—8,8	—23,8	—31,7
1,0	—26,7	—24,5	—19,1	—10,8	—0,4	9,9	13,5	11,7	2,2	—10,5	—20,7	—26,1
1,5	—25,0	—23,6	—20,5	—13,9	—4,2	6,1	10,0	8,3	—1,0	—12,2	—20,1	—24,7
2,0	—25,3	—24,1	—22,1	—16,7	—7,6	2,6	6,8	5,2	—3,7	—14,0	—21,4	—25,2
3,0	—28,7	—27,8	—26,4	—21,8	—13,5	—3,8	1,1	+0,1	—8,7	—18,2	—25,3	—28,8
5,0	—39,7	—39,3	—37,9	—33,7	—26,0	—16,0	—10,0	—11,3	—20,3	—29,5	—36,5	—40,2

Влажность относительная

0,5	75	74	69	59	52	51	59	62	68	77	78	75
1,0	75	73	69	61	55	53	61	63	69	76	78	75
1,5	73	71	69	63	59	58	64	66	71	75	70	74
2,0	72	70	67	63	62	62	66	66	71	72	75	72
3,0	69	67	64	61	62	64	64	61	67	67	71	70
5,0	66	64	63	59	59	56	56	53	60	64	69	69

Скорость ветра

0,5	5,3	5,5	5,9	6,3	6,6	6,4	5,9	5,7	6,8	6,5	6,0	5,5
1,0	6,7	6,8	6,6	6,6	6,8	6,7	6,0	5,9	6,8	6,8	6,8	7,1
1,5	7,1	7,1	7,1	6,8	7,1	6,9	6,4	6,1	6,9	7,2	7,1	7,5
3,0	8,7	8,6	9,0	7,7	8,4	8,5	7,8	7,7	8,5	8,9	9,0	8,7

Направление ветра

0,5	297	297	292	318	340	308	300	323	289	287	293	295
1,0	310	308	294	296	308	289	293	297	284	291	293	302
1,5	316	314	292	287	289	271	290	287	281	290	293	305
3,0	319	318	289	275	272	268	279	276	279	286	283	298

* Ниже приведена высота в километрах.

Таблица 2 (2.2.2)

Средние значения высоты (км) тропопаузы [12]

Месяц	φ°									
	90	80	70	60	50	40	30	20	10	0
Северное полушарие										
Январь	8,9	8,8	9,1	9,3	9,6	10,3	12,8	16,3	16,8	17,0
Февраль	8,8	8,8	9,0	9,3	9,7	10,0	12,9	16,4	16,7	16,9
Март	8,5	8,5	8,7	9,2	9,6	10,7	12,8	16,3	16,8	16,9
Апрель	8,2	8,2	8,6	9,3	10,1	11,2	13,4	16,3	16,7	16,9
Май	8,1	8,4	9,0	9,6	10,5	11,8	14,1	16,3	16,5	16,8
Июнь	8,7	8,9	9,5	10,2	11,0	12,4	15,2	16,1	16,3	16,5
Июль	8,7	9,3	10,1	10,7	11,4	13,8	15,6	16,0	16,0	16,2
Август	9,6	9,7	10,1	10,7	11,6	14,0	15,6	15,9	16,0	16,1
Сентябрь	9,4	9,4	9,8	10,4	11,2	13,5	15,5	16,0	16,1	16,3
Октябрь	8,6	8,9	9,3	9,8	10,9	12,7	15,3	16,1	16,2	16,3
Ноябрь	8,9	9,0	9,1	9,4	10,2	11,6	14,4	16,2	16,5	16,7
Декабрь	8,0	8,4	8,9	9,3	9,9	10,6	13,7	16,4	16,7	16,9
Год	8,7	8,9	9,4	9,8	10,5	11,9	14,3	16,2	16,4	16,6
Южное полушарие										
Январь	8,2	8,2	8,6	9,5	11,0	12,9	15,4	16,5	16,8	17,0
Февраль	8,0	8,2	8,7	9,6	11,0	12,9	15,6	16,4	16,7	16,9
Март	7,5	7,9	8,5	9,5	11,0	12,7	15,5	16,5	16,9	16,9
Апрель	8,4	8,5	8,8	9,6	10,6	11,9	14,6	16,5	16,9	16,9
Май	8,6	8,6	9,0	9,7	10,5	11,6	13,5	16,0	16,8	16,8
Июнь	9,1	9,1	9,3	9,5	10,1	10,9	13,4	15,7	16,5	16,5
Июль	9,8	9,8	9,8	9,7	10,0	11,1	13,3	15,5	16,2	16,2
Август	10,8	10,4	10,0	9,6	9,7	11,1	13,6	15,7	16,0	16,1
Сентябрь	10,9	10,4	9,9	9,6	10,0	11,1	13,8	15,7	16,2	16,3
Октябрь	10,0	10,0	9,9	9,6	10,3	11,4	14,1	15,9	16,3	16,3
Ноябрь	9,1	9,1	9,2	9,5	10,3	11,5	14,1	16,2	16,5	16,7
Декабрь	8,5	8,5	8,7	9,5	10,4	12,2	14,7	16,5	16,7	16,9
Год	9,1	9,1	9,2	9,6	10,4	11,8	14,3	16,1	16,5	16,6

Таблица 3 (2.2.2)

Изменение широты и ширины зоны разрыва тропопаузы с долготой

Месяц	Широта зоны разрыва, град.							Ширина зоны разрыва, 10^2 км						
	0° д.	90° в. д.	140° в. д.	180° д.	90° з. д.	40° з. д.	Среднее	0° д.	90° в. д.	140° в. д.	180° д.	90° з. д.	40° з. д.	Среднее
Северное полушарие														
Январь	22	28	29	32	27	27	27	21	11	11	19	22	17	17
Апрель	30	28	29	25	29	27	28	17	17	14	18	13	21	17
Июль	38	42	43	26	43	34	38	21	12	19	25	26	30	22
Октябрь	33	37	38	38	36	37	36	24	18	17	28	20	30	23
Год	31	34	35	30	34	31	32	21	15	15	22	20	25	20
Южное полушарие														
Январь	38	35	34	34	36	36	36	19	22	23	22	20	16	20
Апрель	32	33	32	32	30	30	32	21	24	25	24	17	20	22
Июль	29	27	30	31	26	26	28	15	17	13	12	14	14	14
Октябрь	30	30	33	29	28	29	30	22	21	18	19	16	24	20
Год	32	31	32	32	30	30	32	19	21	20	19	17	18	19

Таблица 4 (2.2.2)

Средние широтные значения температуры (°С) тропопаузы для южного полушария

Месяц	φ° ю. ш.									
	90	80	70	60	50	40	30	20	10	0
Январь	—54,2	—53,7	—52,3	—52,4	—55,8	—59,5	—69,5	—78,5	—82,4	—82,8
Февраль	—53,7	—52,8	—51,7	—51,7	—54,5	—59,4	—69,1	—77,7	—81,5	—82,0
Март	—57,3	—56,5	—55,4	—54,6	—56,0	—59,2	—68,7	—77,9	—81,3	—81,7
Апрель	—59,3	—58,1	—55,7	—55,3	—55,8	—59,1	—66,3	—75,5	—81,2	—82,8
Май	—64,6	—64,3	—61,0	—59,5	—59,3	—60,4	—64,2	—73,6	—80,1	—81,0
Июнь	—68,6	—69,2	—66,1	—62,7	—59,7	—59,6	—64,5	—73,6	—78,2	—77,9
Июль	—72,6	—71,9	—68,8	—64,8	—60,8	—59,3	—62,2	—72,1	—76,6	—78,8
Август	—78,1	—74,8	—70,5	—65,1	—60,9	—57,5	—62,2	—71,4	—75,5	—77,3
Сентябрь	—79,2	—75,1	—70,1	—63,4	—58,7	—56,9	—62,6	—71,2	—76,4	—78,0
Октябрь	—71,5	—70,3	—66,3	—61,4	—58,2	—55,9	—61,2	—72,8	—78,1	—79,8
Ноябрь	—63,1	—62,9	—59,0	—55,7	—55,2	—57,2	—64,9	—73,8	—78,8	—80,8
Декабрь	—56,0	—55,5	—55,0	—54,3	—55,7	—58,9	—66,7	—77,0	—80,6	—82,1
Год	—64,9	—63,8	—61,0	—58,4	—58,0	—58,6	—65,2	—74,6	—79,2	—80,4

рода противоположностью является устойчивая атмосфера над Якутском (см. табл. 1 (2.2.2)), где в течение длительного холодного периода господствует мощная приземная инверсия, стабилизирующая все явления пограничного слоя. Отражением ее является и характерная инверсия влажности — отзвук процесса образования низкой подынверсионной облачности.

Для формирования облачности верхней тропосферы важна близость тропопаузы. От нее зависит, в частности, образование перистых облаков. Тропопауза ограничивает и развитие высоких кучевообразных облаков (Cb), хотя изредка их вершины и пробивают тропопаузу.

Таблицы 2—4 (2.2.2) характеризуют температуру и высоту тропопаузы в зависимости от широты и сезона. При этом внимание было обращено и на дискретное существование тропической и полярной тропопауз.

Заметим, что высоко-кучевые облака располагаются в тропической зоне значительно выше ($\approx$5 км), чем в умеренной и полярной зоне ($\approx$3 км), т. е. влияние высоты тропопаузы сказывается на образовании облаков, располагающихся значительно ниже ее.

2.3. Атмосферные аэрозоли

2.3.1. Введение

Роль атмосферных аэрозолей (АА) в атмосферных процессах весьма разнообразна. С одной стороны, АА загрязняют атмосферу, с другой — способствуют ее очистке от малых газовых примесей. АА являются важным звеном в цепи круговорота элементов в системе Земля—атмосфера, влияют на радиационный баланс атмосферы и климат, воздействуют на летательные аппараты, перемещающиеся в воздухе с большой скоростью, и т. д. Но самым важным свойством АА является способность многих аэрозольных частиц (АЧ) служить ядрами конденсации и льдообразования при формировании облаков. Именно благодаря этому свойству АЧ влажность в атмосфере, как правило, не превышает значения, соответствующего насыщению над водой, более чем на 1—2 %. Характеристики АА, определяющие конденсационную и льдообразующую активность аэрозольных частиц, представляют наибольший интерес с точки зрения физики облаков, и именно о них в основном и будет идти речь в данной главе. Учитывая, что АА оказывают заметное влияние на радиационные процессы в атмосфере, в стандартную радиационную атмосферу (SRA) включены несколько типов (сельские, промышленные и др.) моделей АА. Эти модели содержат как распределение АЧ по размерам, так и их оптические свойства (см. [6, 38], а также главу 9 настоящего Справочника).

2.3.2. Некоторые общие характеристики аэрозольных частиц в атмосфере

Атмосферные АЧ различаются как по химическому составу, так и по размерам. С многообразием их физико-химических свойств, способами наблюдений и измерений, происхождением, распределением в пространстве и по размерам, с историей развития наших знаний в этой области можно познакомиться по работам [6, 7, 19, 25, 36]. Основные эмпирические данные приведены ниже. Рисунок 1 (2.3.2) дает представление о характерных значениях ряда параметров атмосферных АЧ.

2.3.3. Происхождение АА

Источники АА чрезвычайно разнообразны. Газохимические превращения приводят к конденсации газовой фазы в атмосфере и появлению в основном капелек сульфатных аэрозолей, преимущественно растворов серной кислоты, а также растворов аммониевых солей и других нитратов. Размер таких капелек — субмикронный ($d < 0{,}5$ мкм), содержание растворимых веществ в единице объема воздуха — порядка единиц мкг/м^3, а в промышленных районах — до десятков мкг/м^3.

Другим источником служит Мировой океан, около 0,3 % поверхности которого покрыто пузырьками пены. Ежесекундно в такой пене лопаются 10^{18}—10^{20} пузырьков, что приводит к выбрасыванию в атмосферу около $5 \cdot 10^8$ т/год аэрозольных частиц (АЧ). Радиус морских АЧ составляет от 10^{-4} до 1 мкм и более, а концентрация их в нижнем 2—3-километровом слое тропосферы — порядка 10^2 л$^{-1}$.

Выветривание почвы дает $(1\ldots 5)\cdot 10^8$ т/год частиц радиусом порядка 10^{-1} мкм.

В атмосфере много органических веществ — около 10^7 т, что соответствует мощности их источников порядка $2 \cdot 10^8$ т/год. 75 % массы органических веществ доставляют в атмосферу газохимические превращения, 25 % — поступление готовых частиц с поверхности океанов и континентов. Массовая их концентрация в воздухе составляет около 2 мкг/м^3 над океанами, около 5 мкг/м^3 над континентами и до 50 мкг/м^3 над промышленными районами. Размеры частиц d имеют порядок от 10^{-3} до 10^2 мкм; в основном (более 80 %) $d < 1$ мкм.

Таблица 1 (2.3.3) дает хорошее представление о мощности различных источников и характерных размерах генерируемых ими частиц.

2.3.4. Размеры и объемная (массовая) концентрация аэрозольных частиц в атмосфере

Размеры частиц в атмосфере колеблются в пределах от $5 \cdot 10^{-7}$ до 1 см. Наиболее крупными частицами могут быть, например, градины. Конечно, при извержениях вулканов или раз

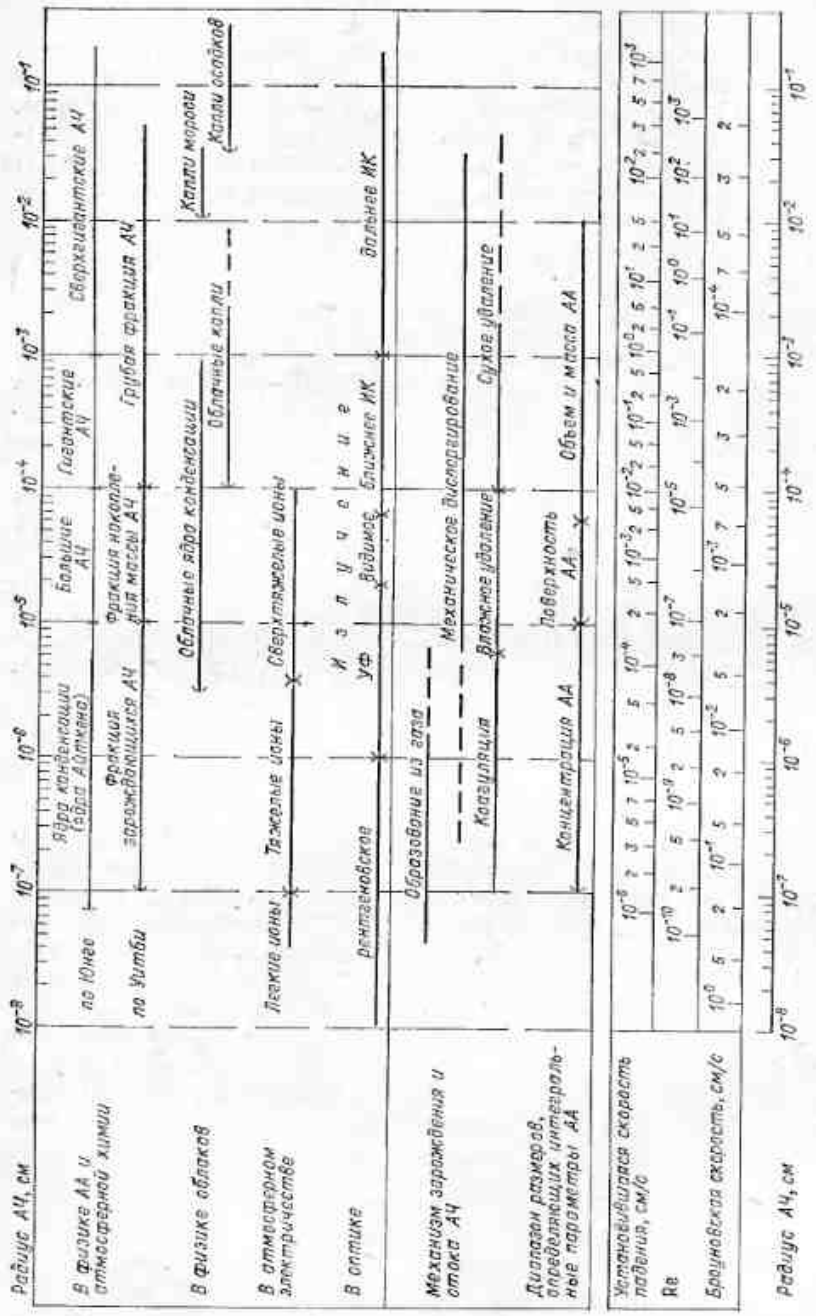


Рис. 1 (2.3.2). Принятая терминология и диапазоны характерных значений ряда физических величин (по [25] с изменениями).

Таблица 1 (2.3.3)

Интенсивность, с которой аэрозоли различного происхождения поступают в атмосферу или образуются в ней [32, 36]

Источники АЧ	Мощность источника, 10^3 т/год	Характерные размеры, мкм
Природные источники		
Морская соль	≈5	0,1—1
Минеральные частицы почв и горных пород	1—5	0,5
Продукты лесных и болотных пожаров	0,03—1,5	
Частицы вулканического происхождения	0,2—1,5	
Продукты газохимических превращений	3,5—11	10^{-3}—10^{-1}
сульфаты	1,3—2	
соли аммония	0,0—2,7	
нитраты	1,6—4,3	
Углеводороды от растительного покрова	0,7—2,0	0,1—10
Всего от природных источников	7—20	
Антропогенные источники		
Непосредственно выбрасываемый аэрозоль	0,1—0,9	
Образующиеся из газов	1,3—2,0	
сульфаты	0,3—0,4	
нитраты	0,1—0,9	
углеводороды	1,8—4,2	
Всего от антропогенных источников	0,005—0,5	
Частицы внеземного происхождения	9—30	
Всего в атмосфере	3,0	10^{-3}—1
Всего органического аэрозоля		

витии смерчей в воздух могут быть подняты и значительно более крупные тела. Концентрация АЧ, время их жизни, способы наблюдения и измерения различны для разных диапазонов их размеров.

В нижней тропосфере объемная концентрация АЧ, т. е. относительная доля занимаемого ими объема воздуха, колеблется обычно в пределах 10^{-12} — 10^{-10}, что соответствует колебаниям массовой концентрации от 1 до 10^2 мкг/м^3. На высоте более 5 км объемная концентрация АЧ с высотой уменьшается и на высоте 10 км составляет 10^{-13}. Колебания массовой концентрации при этом резко убывают. Во время пыльных бурь в пустынях массовая концентрация (m) АЧ может достичь 10^3 и даже 10^4 мкг/м^3. В стратосфере m может составлять около 1 мкг/м^3. АЧ находятся здесь в основном в виде капель концентрированного раствора серной кислоты. Обычно массовая концентрация АЧ значительно ниже массовой концентрации малых газовых примесей, что видно из приведенной для сравнения табл. 1 (2.3.4) [36].

Таблица 1 (2.3.4)

Типичные значения массовой концентрации m в тропосфере малых газовых примесей, а также воды и углекислого газа

Газ	H_2O	CO_2	SO_2	NH_3	O_3
m мкг/м^3	10^4—10^7	$6\cdot10^5$	20	10	50

Согласно [7], 25 % массовой концентрации аэрозолей приходится на органические вещества. Над морскими акваториями m составляет 2 мкг/м³, в континентальных районах — 5 мкг/м³.

Массовая концентрация сульфатов, содержащихся в аэрозолях над промышленными городами США, колеблется от 5 до 50 мкг/м³ [24, 39]. В целом в нижнем тропосферном слое в среднем $\overline{m}=4$ мкг/м³.

2.3.5. Установившаяся скорость падения, подвижность и время жизни аэрозольных частиц

Эти характеристики АЧ зависят от их формы и плотности. О значениях некоторых из них можно судить по рис. 1 (2.3.2). В табл. 1 (2.3.5) приводятся значения соответствующих величин для сферических частиц с плотностью $\rho=1$ г/см³. В последней строке таблицы указано, на какую степень ρ следует домножить приведенные значения для частиц с $\rho\neq1$ г/см³. Отклонения формы реальных АЧ от сферической могут изменить приведенные значения различных величин на несколько (до 10—20 %) процентов. Указанные в табл. 1 (2.3.5) значения скорости седиментации (падения) частиц в воздухе V_s отличаются от значений стоковой скорости падения V_{st}, где $V_{st}=\frac{2}{9}\frac{r^2g}{\eta}\rho$, g — ускорение свободного падения, η — динамическая вязкость воздуха.

В табл. 1 (2.3.5) приведено также и время инерции τ_i, характеризующее сколь быстро частица приобретает скорость потока: $\tau_i=\frac{2}{9}\frac{r^2}{\eta}\rho$.

Таблица 1 (2.3.5)

Значения характерных величин в механике движения сферических АЧ с плотностью $\rho=1$ г/см³ в воздухе при атмосферном давлении [15]

Радиус r мкм	Скорость седиментации V_s см/с	Время инерции τ_i с	Средняя скорость теплового движения $V_в$ см/с	Средняя длина пробега $l_в$ см	Коэффициент диффузии в воздухе $D_в$ см²/с
10^{-3}	$1{,}2\cdot10^{-6}$	$1{,}3\cdot10^{-9}$	$5{,}0\cdot10^{3}$	$6{,}6\cdot10^{-6}$	$1{,}3\cdot10^{-2}$
10^{-2}	$1{,}2\cdot10^{-5}$	$1{,}4\cdot10^{-8}$	$1{,}6\cdot10^{2}$	$2{,}2\cdot10^{-5}$	$1{,}3\cdot10^{-4}$
10^{-1}	$2\cdot10^{-4}$	$2{,}3\cdot10^{-7}$	$5{,}0$	$1{,}1\cdot10^{-3}$	$2{,}2\cdot10^{-6}$
1	$1{,}2\cdot10^{-2}$	$1{,}3\cdot10^{-5}$	$0{,}16$	$2{,}1\cdot10^{-6}$	$1{,}3\cdot10^{-7}$
10	$1{,}2$	$1{,}2\cdot10^{-3}$	$5{,}0\cdot10^{-3}$	$6{,}1\cdot10^{-6}$	$1{,}4\cdot10^{-8}$
Множитель	ρ	ρ	$\rho^{-1/2}$	$\rho^{1/2}$	ρ^{0}

Примечание. Для частиц с плотностью $\rho\neq1$ приведенные значения следует умножить на ρ в степени, указанной в последней строке.

Подвижность АЧ равна $B=\frac{D}{kT}=\frac{V_в}{mg}$, где k — постоянная Больцмана.

Время жизни аэрозольных частиц в атмосфере τ определяют обычно как среднее время нахождения частиц в атмосфере. Оно, естественно, зависит как от размеров частиц, так и от высоты их нахождения в атмосфере и от метеорологических условий (конвекции, турбулентности, наличия облаков и осадков). Например, в Арктике, где количество осадков невелико и турбулентность развита слабо, τ во много раз (примерно на порядок) больше, чем в умеренных широтах [31].

Наиболее велико время жизни частиц размером от 0,1 до 10 мкм. На их долю приходится основная масса аэрозолей в атмосфере. Более крупные частицы быстрее выпадают на Землю за счет седиментации и лучше вымываются осадками. Более мелкие АЧ сравнительно быстро укрупняются за счет коагуляции. Представление о зависимости $\tau_{АЧ}$ от высоты дает табл. 2 (2.3.5). Обычно значения $\tau_{АЧ}$ заключены в указанных в таблице пределах. В районах, где выпадает больше осадков и турбулентность более развита, $\tau_{АЧ}$ ближе к минимуму, и наоборот.

Таблица 2 (2.3.5)

Оценка времени жизни АЧ, находящихся в разных слоях атмосферы [32]

Слой	$\tau_{АЧ}$
$H<1{,}5$ км	0,5—2 сут
Нижняя тропосфера	2 сут—1 неделя
Средняя и верхняя тропосфера	1—2 недели
Тропопауза	3—4 недели
Нижняя стратосфера	1—2 мес
Верхняя стратосфера	1—2 года
Нижняя мезосфера	4—20 лет

2.3.6. Концентрация аэрозольных частиц

В среднем концентрация айткеновских ядер (см. рис. 1 (2.3.2)) вблизи земной поверхности колеблется от 10^4 см$^{-3}$ над сельской местностью до 10^5 см$^{-3}$ над крупными городами. Минимальные и максимальные значения могут быть на порядок меньше или больше указанных значений. Над крупными городами N обычно заключено в пределах $(1\pm0{,}5)\cdot10^5$ см$^{-3}$.

Концентрация облачных ядер конденсации (ОЯК), активных при определенных пересыщениях, может колебаться в пределах 2 порядков. Для примера на рис. 1 (2.3.6) приведены накопленные частоты повторяемости различных концентраций ОЯК, актив-

ных при разных значениях пересыщения s. Измерения проводились над Плато прерий (High Plains) в США на высоте 1—3 км [22]. Повторяемость концентраций хорошо описывается суперпозицией двух логарифмических нормальных распределений с малой

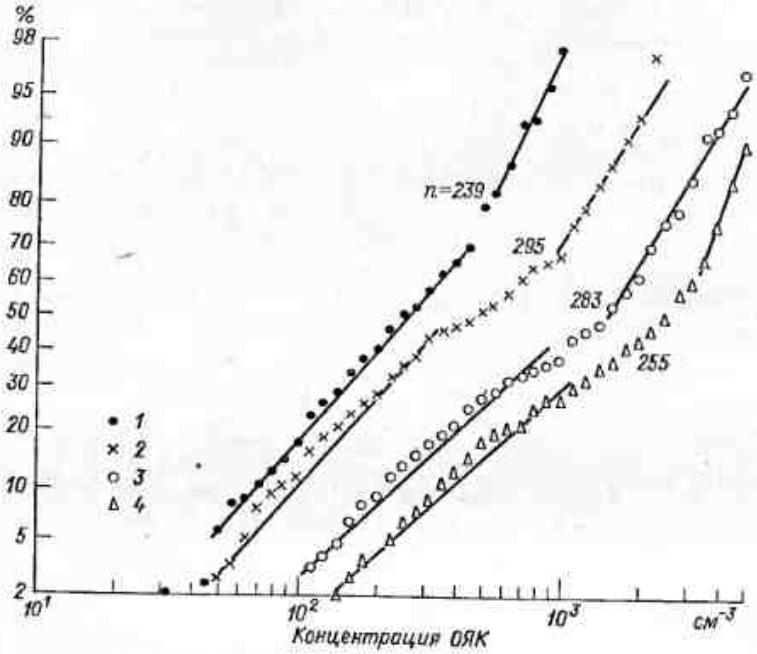


Рис. 1 (2.3.6). Накопленная повторяемость (%) различных значений концентрации облачных ядер конденсации, активных при пересыщении 0,2 % (*1*), 0,5 % (*2*), 1 % (*3*) и 1,5 % (*4*) [22].

(тип А, или морской тип) и с высокой (тип В, или континентальный тип) концентрациями. Плотность распределения концентраций $f(N)$, нормированная на 1, так что $\int_0^\infty f(N)dN=1$, описывается соотношением

$$f(N)=\begin{cases}\sum_{i=1}^{2}\alpha_i f_i(N) & \text{при } N>0,\\ 0 & \text{при } N<0.\end{cases} \qquad (1)$$

Здесь $\alpha_1+\alpha_2=1$,

$$f_i(N)=\frac{\lg e}{\sqrt{2\pi}N\sigma_i}\exp\left\{-\frac{\left[\lg\left(\frac{N}{N_{0i}}\right)\right]^2}{2\sigma_i^2}\right\}, \qquad (2)$$

σ_i — стандартное отклонение $\lg N$ от $\lg N_{0i}$, а N_{0i} — медиана распределения, плотность которого $f_i(N)$.

В координатах, использованных на рис. 1 (2.3.6), логарифмически нормальное распределение выглядело бы прямой линией.

Крупные ОЯК, активные при пересыщении $s=0{,}2\ldots 0{,}5$ %, чаще распределены по типу A, мелкие ($s>1$ %) — по типу B. Геометрические средние значения N_{0i}, геометрические стандартные отклонения σ_i и повторяемость $F_i=100\alpha_i$ (%) концентраций данного типа приведены в табл. 1 (2.3.6).

Таблица 1 (2.3.6)

Повторяемость типов A и B концентрации аэрозолей [22]

s %	Тип A			Тип B		
	N_{01} см$^{-3}$	σ_1	F_1 %	N_{02} см$^{-3}$	σ_2	F_2 %
0,2	<140	2—3	60	500	1,3—1,5	40
0,5	170	2,1	50	1100	1,8	50
1,0	310	2,0	35	2200	1,7	65
1,5	370	1,9	25	3100—3500	1,9—2,2	75

Концентрация аэрозолей в том или ином регионе, характерная, например, для типа A, со временем может измениться. Время, в течение которого концентрация меняется от типа A к типу B и обратно к A, составляет от нескольких дней до нескольких недель.

Приведенные значения характерных концентраций $\bar{N}$ ОЯК и параметра σ для различных типов распределения, полученные по измерениям, выполненным над Плато прерий США, можно считать пригодными для оценок соответствующих параметров ОЯК в атмосфере континентальных районов умеренных широт северного полушария.

Что касается повторяемости типов распределения F_i, то она может быть разной для разных регионов и зависит от повторяемости различных воздушных масс — морских, континентальных или модифицированных.

2.3.7. Изменение счетной концентрации аэрозольных частиц с высотой

В среднем в нижнем слое атмосферы толщиной 2—3 км концентрация АЧ и соответственно ОЯК экспоненциально убывает с высотой. Она уменьшается примерно на порядок с подъемом на 2—3 км. На высоте более 3—5 км скорость убывания счетной концентрации ОЯК резко замедляется и в верхней тропосфере она в среднем практически не меняется (массовая же концентрация уменьшается, см. п. 2.3.4).

В каждом отдельном случае в зависимости от погоды (турбулентности, температурной стратификации, изменения ветра с высотой) могут наблюдаться отдельные слои с повышенной в несколько раз концентрацией АЧ. Иногда возможно и «штормовое» (на один-два порядка) увеличение концентрации. В среднем за большой отрезок времени слоистость распределения концентрации АЧ по высоте не проявляется; следовательно, высота слоев меняется от случая к случаю. Наличие же в каждом отдельном случае слоев с повышенной концентрацией АЧ является типичным явлением, что следует учитывать при построении различных аэрозольных и оптических моделей атмосферы.

В среднем по данным [4] в слое 0—6 км

$$N(z) = N_0 e^{-z/z_0}. \qquad (1)$$

Средние значения z_0, полученные в [4], даны в табл. 1 (2.3.7). В конкретных случаях распределение $N(z)$, как уже упоминалось, может быть не столь гладким. Так, вблизи облачных границ концентрация АЧ может резко (в два и более раз) убывать.

Таблица 1 (2.3.7)

Средние значения z_0 (км) по [4]

Сезон	Высота, км	
	от 0 до 2—3	от 3—4 до 6
Зима	0,67	1,00
Весна	1,04	1,11
Лето	1,34	1,43
Осень	0,91	1,10
Среднее за год	0,99	1,16

2.3.8. Состав аэрозольных частиц в атмосфере

К основным элементам в составе почвенно-эрозионного аэрозоля относятся кремний и кальций. Важной составной частью морских аэрозолей является их солевая компонента. Значительную долю атмосферных аэрозолей (АА) составляют аэрозоли газохимического происхождения. В задачах физики облаков важно знать, какую долю АЧ составляет растворимая компонента. К легко растворимым компонентам АА относятся [7] соединения K_2CO_3, $Mg(NO_3)_2$, Na_2SO_4, LiCl, $CaCl_2$, MgC_2, NH_4NO_3. Частицы этих соединений могут превращаться в капли водных растворов при относительной влажности менее 60 %. Суммарная массовая концентрация таких компонентов в тропосферных АЧ не превосходит 15 %. Другие растворимые компоненты ($(NH_4)_2SO_4$, Na_2SO_4, $MgSO_4$, $NaNO_3$, KNO_3, NaCl, KCl, NH_4Cl), составляющие основную долю тропосферного аэрозоля субмикронной фракции, образуют водные растворы при влажности более 74 %. Основным при этом является сульфатный аэрозоль, состоящий преимущественно из сернокислого аммония $(NH_4)_2SO_4$. Частицы сернокислого аммония образуют растворы при влажности >80 %.

В табл. 1 (2.3.8) представлены данные о характерной полной массовой концентрации АЧ в разных условиях и о вкладе в нее различных составляющих.

Таблица 1 (2.3.8)

Массовая концентрация аэрозоля (мкг/м³) (по [25])

	Район промышленного города		В глубине континентов	Морской воздух над Атлантикой	Полярный район	Стратосфера
	1	2	3			
В целом	100	130	9	13	3,3	1,3
растворимые	60	70	6	12	2,9	1,3
нерастворимые	40	60	3	1	0,4	0
Масса органической части	56		4	2	0,14	0

Примечание. *1* — группа городов на северо-востоке Англии; *2* — район Лос-Анжелеса, Калифорния; *3* — горная станция Вайк в Альпах, высота 1780 м.

Таблица 1 (2.3.8) дает ясное представление о типичной массовой концентрации аэрозольных частиц в различных регионах при разных условиях. Бóльшую долю субмикронной аэрозольной фракции в промышленных и городских районах могут составлять частицы сажи. Из табл. 2 (2.3.8) [38] следует, что массовая концентрация сажевых частиц составляет от одного до нескольких мкг/м³.

О возможной счетной концентрации АЧ и ее изменчивости можно судить по данным [29], согласно которым в районе Большой

Таблица 2 (2.3.8)

Средняя массовая концентрация сажевых частиц в некоторых городских районах США [38]

Район	m мкг/м³
Аргон, Иллинойс	1,8
Гейтерсбург, Мериленд	1,3
Денвер, Колорадо	1,6
Анахейм, Калифорния	3,2
Фремонт, Калифорния	2,2
Беркли, Калифорния	1,3
Нью-Йорк	4,3

венгерской равнины концентрация сульфатных частиц (смешанных и чистых) радиусом $0{,}02 \leqslant r \leqslant 0{,}5$ мкм колебалась от 50 до $5{,}5 \cdot 10^3$ см$^{-3}$, а несульфатных — от 100 до 900 см$^{-3}$ (см. также п. 2.3.6).

Анализируя накопленные в литературе данные о составе атмосферных АЧ, А. Г. Лактионов выделяет четыре их типа [9]. В табл. 3 (2.3.8) представлены результаты его обобщений. В це-

Таблица 3 (2.3.8)

Ионный состав осадков, образовавшихся на аэрозолях разного типа [9]

Тип аэрозоля	Концентрация ионов, мг/л						
	H^+	Na^+	K^+	NH_4^+	Ca^{++}	Mg^{++}	Cl^-
I	$6 \cdot 10^{-6}$	10^4	380	—	400	1270	$1{,}9 \cdot 10^4$
II	$7{,}2 \cdot 10^{-2}$	0,086	0,081	0,41	0,24	0,035	0,296
III	$1{,}2 \cdot 10^{-2}$	0,20	0,18	0,71	0,71	0,21	1,45
IV	$2 \cdot 10^{-3}$	1,7	0,8	1,3	2,2	1,8	2,5

Тип аэрозоля	Концентрация ионов, мг/л			m мг/л	M г/моль	ρ г/см^3	pH	Примечание
	NO_3^-	SO_4^{--}	NCO_3^-					
I	—	2,650	140	$3{,}38 \cdot 10^4$	31,5	2,26	8,2	Океаническая вода
II	2,5	3,66	0	7,38	38,1	2,16	4,1	Городской аэрозоль
III	1,41	1,72	0,93	7,53	40,1	2,0	4,9	Сельский аэрозоль
IV	1,8	10,5	7,7	30,3	47,9	2,07	5,7	Юго-запад ЕТС СССР (степи, Киев, Днепропетровск, Симферополь)

лом для аэрозоля I типа (океанической воды) плотность равна 2,26 г/см^3; для аэрозолей II, III, IV типов $\rho = 2{,}06 \pm 0{,}12$ г/см^3. Между средней молярной массой аэрозольных частиц M (г/моль) и водородным показателем pH обнаружена довольно высокая корелятивная связь, позволившая автору рекомендовать соотношение

$$M = (6{,}1\ \mathrm{pH} + 10{,}8). \qquad (1)$$

2.3.9. Распределение атмосферных аэрозольных частиц по размерам

Говоря о размерах АЧ, имеют в виду какой-либо линейный параметр частицы типа стоксовского радиуса (или диаметра) или эквивалентного равновеликого радиуса (диаметра) сферической частицы и т. д. Учитывая, что твердые АЧ, вообще говоря, не являются сферическими, их разные линейные размеры различаются, однако все эти различия практически не превышают 10—20 %.

Если $n(r)$ — плотность распределения частиц по размерам (т. е. $n(r)\,dr$ — число АЧ в 1 см^3, радиус которых заключен в пределах от r до $r+dr$), то концентрация АЧ, радиус которых больше r, есть $N(r) = \int_r^\infty n(r)\,dr$. Отсюда $n(r) = -dN/dr$. Учитывая, что радиусы АЧ колеблются в широком диапазоне, охватывающем много порядков, часто оперируют логарифмической плотностью распределения $n^*(r)$, т. е. концентрацией АЧ, приходящейся на единичный логарифмический интервал изменения радиуса:

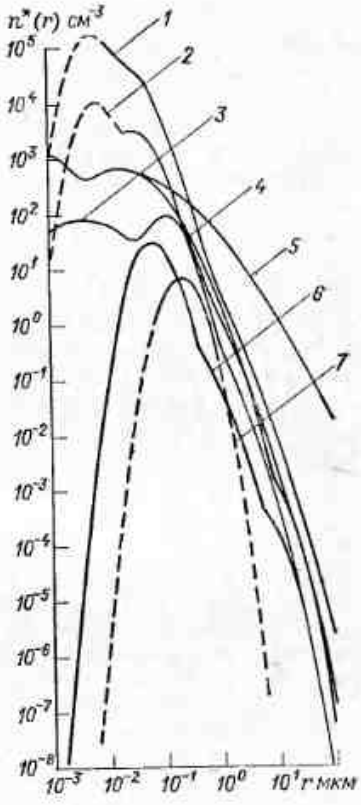


Рис. 1 (2.3.9). Плотность распределения концентрации АЧ по логарифму размеров.

1 — городской, *2* — индустриальный, *3* — фоновый, *4* — удаленный континентальный, *5* — пылевые бури пустынь, *6* — полярный, *7* — стратосферный.

$$n^*(r) = -\frac{dN}{d\lg r} = r n(r) \lg e. \qquad (1)$$

Очевидно, что

$$N(r) = \int_r^\infty n(r)\,dr = \int_r^\infty n^*(r)\,d\lg r.$$

На рис. 1—3 (2.3.9) приведены характерные плотности распределения АЧ по линейным размерам, поверхностям и объемам для разных условий [25]. В диапазоне r от 0,1 мкм до 10 мкм средние

спектры размеров АЧ $n^*(r)$ обычно хорошо описываются степенным законом Юнге:

$$n^*(r) = n^*(r_0)\left(\frac{r_0}{r}\right)^{\beta}. \qquad (2)$$

В среднем $n^*(r) = 3$.

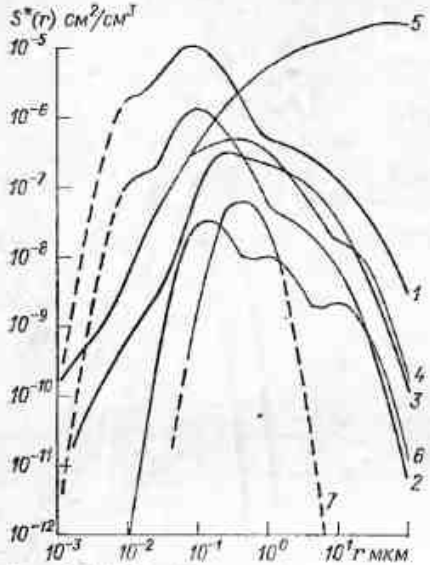


Рис. 2 (2.3.9). Плотность распределения суммарной поверхности АЧ по логарифму размеров.

Усл. обозначения см. рис. 1 (2.3.9).

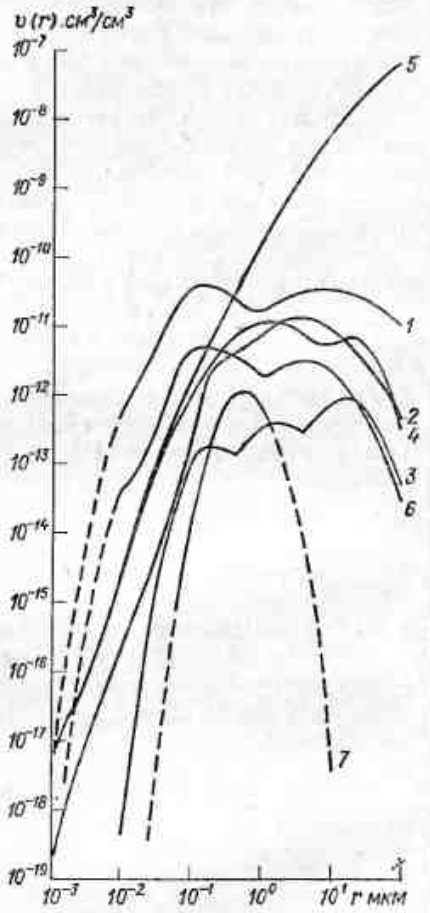


Рис. 3 (2.3.9). Плотность распределения суммарного объема АЧ по логарифму размеров.

Усл. обозначения см. рис. 1 (2.3.9).

Если рассматривать весь диапазон АЧ, то спектр их размеров $n(r)$ удается описать суммой трех логарифмически нормальных распределений:

$$n^*(r) = \sum_{i=1}^{3} \frac{n_i}{\sqrt{2\pi}\lg\sigma_i} \exp\left\{-\frac{\left[\lg\left(\frac{r}{r_i}\right)\right]^2}{2(\lg\sigma_i)^2}\right\}. \qquad (3)$$

Каждый из трех членов в правой части (3) ($i=1, 2, 3$) по существу определяет спектр размеров АЧ в соответствующей подобласти размеров, характерной для различных механизмов их формирования. Так, в области самых мелких частиц ($i=1$) спектр размеров формируется процессами зарождения (нуклеации) частиц из газовой фракции. Образующаяся при этом фракция высокодисперсных аэрозолей получила в английской литературе название nucleation mode. Мы будем называть эту фракцию наиболее мелких аэрозольных частиц фракцией зарождения (образования зародышей) АЧ.

Спектр размеров более крупных АЧ ($i=2$) определяется механизмами роста частиц, т. е. их укрупнения. Само укрупнение происходит здесь в основном за счет броуновской коагуляции, обводнения и конденсационного роста частиц. Именно в этой области размеров молекулы газовой фазы конденсируются на аэрозольных частицах, в результате чего происходит накопление общей массы аэрозольных частиц. Именно поэтому соответствующий участок спектра получил название accumulation mode. Мы будем называть эту часть спектра размеров АЧ фракцией накопления. Наконец, самые крупные АЧ ($i=3$) образуют подобласть грубых (coarse mode) аэрозольных частиц. Механизмы происхождения этой фракции АЧ совершенно другие. Это в основном частицы морской соли и биогенные частицы — споры и пыльца.

Естественно, четких границ размеров для каждой фракции не существует. Однако для определенности можно принять, что к фракции зарождения относятся частицы радиусом 10^{-3}—0,1 мкм, к фракции накопления — частицы радиусом 0,1—1 мкм и к грубодисперсной фракции — частицы радиусом более 1 мкм.

Характерные значения параметров, а также полная концентрация (площадь, объем, т. е. соответствующий интеграл) для каждой из трех фракций даны в табл. 1 (2.3.9).

Вклад в суммарную концентрацию N_i' определяется соотношением

$$N_i' = \int_{\lg r_{\min}}^{\lg r_{\max}} n_i^*(r)\, d\lg r = (\lg e)^{-1} \int_{r_{\min}}^{r_{\max}} r^{-1} n_i^*(r)\, dr. \qquad (4)$$

Плотности распределения по поверхностям $S_i^*(r) = 4\pi r^2 n_i^*(r)$ и по объемам $V_i^*(r) = \frac{4}{3}\pi r^3 n_i^*(r)$ также описываются соотношениями типа (3) с такой же дисперсией $(\lg\sigma_i)^2$, но с другими средними логарифмами радиуса:

$$\lg r_{i,s} = \lg r_i + 2(\lg\sigma_i)^2 \ln 10, \qquad (5)$$

$$\lg r_{i,v} = \lg r_i + 3(\lg\sigma_i)^2 \ln 10. \qquad (6)$$

Таблица 1 (2.3.9)

Параметры распределения АЧ по размерам (по Енике [25])*

Аэрозольные параметры i / Интегралы для поддиапазонов		Классификация по Юнге (тип аэрозолей по Уитби): Айткенские АЧ (фракция зарождения) $r = 10^{-7}\ldots 10^{-5}$ см: n_i см$^{-3}$ / N' см$^{-3}$	r_i см / S' см$^{-1}$	$\lg \sigma_i$ / V'	Крупные АЧ (фракция накопления) $r = 10^{-5}\ldots 10^{-4}$ см: n_i см$^{-3}$ / N' см$^{-3}$	r_i см / S' см$^{-1}$	$\lg \sigma_i$ / V'
Полярный аэрозоль	1	$2{,}17\cdot10^{1}$	$6{,}89\cdot10^{-6}$	0,245			
	2				$1{,}86\cdot10^{-1}$	$3{,}75\cdot10^{-5}$	0,300
	3						
	I'	$1{,}63\cdot10^{1}$	$8{,}01\cdot10^{-9}$	$1{,}94\cdot10^{-14}$	$5{,}83\cdot10^{0}$	$2{,}13\cdot10^{-8}$	$1{,}98\cdot10^{-13}$
Фоновый аэрозоль	1	$1{,}29\cdot10^{2}$	$3{,}60\cdot10^{-7}$	0,645			
	2				$5{,}97\cdot10^{1}$	$1{,}27\cdot10^{-5}$	0,253
	3				$6{,}35\cdot10^{-1}$	$2{,}59\cdot10^{-5}$	0,425
	I'	$1{,}03\cdot10^{2}$	$1{,}84\cdot10^{-8}$	$4{,}55\cdot10^{-14}$	$4{,}19\cdot10^{1}$	$2{,}44\cdot10^{-7}$	$2{,}56\cdot10^{12}$
Морской аэрозоль	1	$1{,}33\cdot10^{2}$	$3{,}90\cdot10^{-7}$	0,657			
	2				$6{,}66\cdot10^{1}$	$1{,}33\cdot10^{-5}$	0,210
	3				$3{,}06\cdot10^{0}$	$2{,}90\cdot10^{-5}$	0,396
	I'	$1{,}25\cdot10^{2}$	$1{,}90\cdot10^{-8}$	$4{,}76\cdot10^{-14}$	$5{,}26\cdot10^{1}$	$2{,}90\cdot10^{-7}$	$3{,}12\cdot10^{-12}$
Удаленный континентальный	1	$9{,}97\cdot10^{2}$	$1{,}00\cdot10^{-7}$	0,328			
	2	$8{,}42\cdot10^{2}$	$2{,}18\cdot10^{-6}$	0,505			
	3						
	I'	$1{,}26\cdot10^{3}$	$1{,}19\cdot10^{-7}$	$2{,}42\cdot10^{-13}$	$8{,}11\cdot10^{1}$	$5{,}13\cdot10^{-7}$	$6{,}59\cdot10^{-12}$
Пылевые бури пустынь	1	$7{,}26\cdot10^{3}$	$1{,}00\cdot10^{-7}$	0,247			
	2	$1{,}14\cdot10^{3}$	$1{,}88\cdot10^{-6}$	0,770			
	3						
	I'	$1{,}26\cdot10^{3}$	$1{,}28\cdot10^{-7}$	$2{,}74\cdot10^{-13}$	$1{,}85\cdot10^{2}$	$2{,}52\cdot10^{-6}$	$4{,}68\cdot10^{-11}$
Промышленные районы	1	$6{,}65\cdot10^{3}$	$7{,}39\cdot10^{-7}$	0,225			
	2	$1{,}47\cdot10^{2}$	$2{,}69\cdot10^{-6}$	0,557			
	3	$1{,}99\cdot10^{3}$	$4{,}19\cdot10^{-6}$	0,266			
	I'	$8{,}61\cdot10^{3}$	$6{,}44\cdot10^{-7}$	$1{,}23\cdot10^{-12}$	$1{,}71\cdot10^{3}$	$5{,}80\cdot10^{-7}$	$5{,}14\cdot10^{-12}$
Городской аэрозоль	1	$9{,}93\cdot10^{4}$	$6{,}51\cdot10^{-7}$	0,245			
	2	$1{,}11\cdot10^{3}$	$7{,}14\cdot10^{-7}$	0,666			
	3	$3{,}64\cdot10^{4}$	$2{,}48\cdot10^{-6}$	0,337			
	I'	$1{,}35\cdot10^{5}$	$6{,}72\cdot10^{-6}$	$1{,}12\cdot10^{-11}$	$1{,}41\cdot10^{3}$	$4{,}20\cdot10^{-6}$	$3{,}00\cdot10^{-11}$
Стратосфера (20 км)	1				$4{,}49\cdot10$	$2{,}17\cdot10^{-5}$	0,248
	2						
	3						
	I'	$4{,}07\cdot10^{-1}$	$3{,}36\cdot10^{-10}$	$9{,}54\cdot10^{-16}$	$4{,}10\cdot10^{0}$	$4{,}76\cdot10^{-8}$	$6{,}97\cdot10^{-13}$

* Концентрация частиц в каждом логнормальном распределении определяется величиной n_i; r_i и $\lg \sigma_i$ — параметры распределения; I' — вклад композиции из трех логнормальных распределений ($i = 1, 2, 3$) в интегральные характеристики (N_i', S_i', V_i') в соответствующих i-х диапазонах размеров частиц; N, S, V — вклады в суммарные (при $r > 10^{-7}$ см) концентрацию, поверхность и объем аэрозольных частиц соответственно каждого из трех членов логнормальных распределений правой части формулы (3). На пересечении строк I' и столбцов N, S, V стоят суммарные вклады всех трех членов. Полужирными цифрами выделены данные, относящиеся к тем из трех логнормальных распределений ($i = 1, 2, 3$), которые обеспечивают основной вклад в суммарные значения N, S и V соответственно.

Аэрозольные параметры i		Классификация по Юнге (тип аэрозолей по Уитби)					
		Гигантские АЧ (грубая фракция) $r > 10^{-4}$ см			Интегралы, $r > 10^{-7}$ см		
		n_i см$^{-3}$	r_i см	lg σ_i	N см$^{-3}$	S см$^{-1}$	V
Интегралы для поддиапазонов	I′	N' см$^{-3}$	S' см$^{-1}$	V'			
Полярный аэрозоль	1				**$2{,}17\cdot10^{-1}$**	**$2{,}45\cdot10^{-8}$**	$1{,}24\cdot10^{-13}$
	2				$1{,}86\cdot10^{-1}$	$8{,}54\cdot10^{-9}$	$3{,}52\cdot10^{-13}$
	3	$3{,}04\cdot10^{-4}$	$4{,}29\cdot10^{-4}$	0,291	$3{,}04\cdot10^{-4}$	$1{,}73\cdot10^{-9}$	**$7{,}56\cdot10^{-13}$**
	I′	$1{,}53\cdot10^{-2}$	$5{,}92\cdot10^{-9}$	$1{,}02\cdot10^{-12}$	$2{,}19\cdot10^{1}$	$3{,}47\cdot10^{-8}$	$1{,}23\cdot10^{-12}$
Фоновый аэрозоль	1				$1{,}04\cdot10^{2}$	$1{,}73\cdot10^{-8}$	$5{,}12\cdot10^{-13}$
	2				**$5{,}97\cdot10^{1}$**	**$2{,}39\cdot10^{-7}$**	$2{,}36\cdot10^{-12}$
	3				$6{,}35\cdot10^{-1}$	$3{,}63\cdot10^{-8}$	**$3{,}44\cdot10^{-12}$**
	I′	$7{,}71\cdot10^{-2}$	$3{,}20\cdot10^{-8}$	$3{,}71\cdot10^{-12}$	$1{,}65\cdot10^{2}$	$2{,}92\cdot10^{-7}$	$6{,}31\cdot10^{-12}$
Морской аэрозоль	1				$1{,}09\cdot10^{2}$	$2{,}47\cdot10^{-8}$	$9{,}66\cdot10^{-13}$
	2				**$6{,}66\cdot10^{1}$**	$2{,}36\cdot10^{-7}$	$1{,}88\cdot10^{-12}$
	3				$3{,}06\cdot10^{2}$	**$1{,}71\cdot10^{-7}$**	**$1{,}32\cdot10^{-11}$**
	I′	$2{,}84\cdot10^{-1}$	$1{,}22\cdot10^{-7}$	$1{,}29\cdot10^{-11}$	$1{,}78\cdot10^{2}$	$4{,}32\cdot10^{-7}$	$1{,}60\cdot10^{-11}$
Удаленный континентальный	1				**$5{,}05\cdot10^{2}$**	$3{,}67\cdot10^{-10}$	**$5{,}37\cdot10^{-17}$**
	2				**$8{,}39\cdot10^{2}$**	**$7{,}51\cdot10^{-7}$**	**$1{,}60\cdot10^{-11}$**
	3	$7{,}10\cdot10^{-4}$	$6{,}24\cdot10^{-4}$	0,277	$7{,}10\cdot10^{-4}$	$7{,}83\cdot10^{-9}$	$4{,}51\cdot10^{-12}$
	I′	$4{,}37\cdot10^{-1}$	$1{,}35\cdot10^{-7}$	$1{,}39\cdot10^{-11}$	$1{,}34\cdot10^{3}$	$7{,}60\cdot10^{-7}$	$2{,}05\cdot10^{-11}$
Пылевые бури пустынь	1				$3{,}69\cdot10^{2}$	$1{,}53\cdot10^{-10}$	$1{,}25\cdot10^{-17}$
	2				**$1{,}08\cdot10^{3}$**	$2{,}72\cdot10^{-5}$	$3{,}51\cdot10^{-6}$
	3	$1{,}78\cdot10^{-1}$	$1{,}08\cdot10^{-3}$	0,438	$1{,}78\cdot10^{-1}$	**$2{,}00\cdot10^{-5}$**	**$8{,}49\cdot10^{-6}$**
	I′	$1{,}47\cdot10^{-1}$	$4{,}43\cdot10^{-5}$	$1{,}35\cdot10^{-7}$	$1{,}45\cdot10^{3}$	$4{,}72\cdot10^{-5}$	$1{,}20\cdot10^{-7}$
Промышленные районы	1				**$6{,}65\cdot10^{3}$**	**$7{,}81\cdot10^{-6}$**	$3{,}76\cdot10^{-14}$
	2				$1{,}46\cdot10^{2}$	$3{,}59\cdot10^{-7}$	**$1{,}95\cdot10^{-11}$**
	3				**$1{,}99\cdot10^{3}$**	$9{,}30\cdot10^{-7}$	$3{,}32\cdot10^{-12}$
	I′	$3{,}44\cdot10^{-1}$	$1{,}42\cdot10^{-7}$	$1{,}65\cdot10^{-11}$	$8{,}79\cdot10^{3}$	$1{,}37\cdot10^{-6}$	$2{,}29\cdot10^{-11}$
Городской аэрозоль	1				**$9{,}93\cdot10^{4}$**	$9{,}99\cdot10^{-7}$	$4{,}81\cdot10^{-13}$
	2				$1{,}00\cdot10^{3}$	$7{,}84\cdot10^{-7}$	**$6{,}43\cdot10^{-11}$**
	3				**$3{,}64\cdot10^{4}$**	**$9{,}38\cdot10^{-6}$**	**$3{,}49\cdot10^{-11}$**
	I′	$7{,}61\cdot10^{-1}$	$3{,}53\cdot10^{-7}$	$5{,}83\cdot10^{-11}$	$1{,}37\cdot10^{5}$	$1{,}12\cdot10^{-5}$	$9{,}87\cdot10^{-11}$
Стратосфера (20 км)	1				$4{,}49\cdot10^{0}$	$5{,}10\cdot10^{-8}$	$8{,}34\cdot10^{-13}$
	2						
	3						
	I′	$1{,}78\cdot10^{-2}$	$3{,}32\cdot10^{-9}$	$1{,}44\cdot10^{-13}$	$4{,}49\cdot10^{0}$	$5\cdot10^{-3}$	$8{,}34\cdot10^{-13}$

Вклад в суммарную поверхность S_i' и суммарный объем V_i' каждого члена распределения определяется соответственно интегралами *

$$S_i' = \int_{\lg r_{min}}^{\lg r_{max}} S_i^*(r)\, d\lg r, \quad V_i' = \int_{\lg r_{min}}^{\lg r_{max}} V_i^*(r)\, d\lg r, \tag{7}$$

где

$$S_i^*(r) = 4\pi \exp\left[2\lg r_i \ln 10 + 2(\lg \sigma_i)^2 (\ln 10)^2\right] n_i^*(r,\ r_{i,s}). \tag{8}$$

$$V_i^*(r) = \frac{4}{3}\pi \exp\left[3\lg r_i \ln 10 + 4{,}5(\lg \sigma_i)^2 (\ln 10)^2\right] n_i^*(r,\ r_{i,v}). \tag{9}$$

Аргументы $r_{i,s}$ и $r_{i,v}$ указывают на то, что в формулах (8) и (9) вместо n_i^* должны быть подставлены логнормальные распределения (3), в которых вместо $\lg r_i$ стоят $\lg r_{i,s}$ и $\lg r_{i,v}$ соответственно, определенные формулами (5) и (6). Значение параметров распределения n_i, r_i, $\lg \sigma_i$ и интегралов N_i', S_i' V_i', а также суммарных концентраций N, поверхности S и объема V АЧ с $r > 10^{-7}$ см в 1 см$^{-3}$ воздуха приведены в табл. 1 (2.3.9) для ряда характерных регионов и условий.

В общем случае величина $y = Ar^\alpha n^*(r)$ также распределена нормально со значением

$$\lg r_{i,y} = \lg r_i + \alpha(\lg \sigma_i)^2 \ln 10 \tag{10}$$

и соответствующей функцией $y^*(r)$, т. е.

$$y^*(r) = A \exp\left[\alpha \lg r_i \ln 10 + \frac{\alpha^2}{2}(\lg \sigma_i \ln 10)^2\right] n_i(r,\ r_{i,y}). \tag{11}$$

Томаси и Тампиери [34], анализируя накопленные в литературе многочисленные данные о спектре размеров аэрозольных частиц в атмосфере, пришли к выводу о том, что предложенное Дейрменджаном модифицированное гамма-распределение

$$n(r) = Ar^\alpha \exp\left[-\frac{\alpha}{\gamma}\left(\frac{r}{r_c}\right)^\gamma\right], \quad 0 \leqslant r \leqslant \infty \tag{12}$$

в подавляющем большинстве случаев хорошо описывает эмпирические данные.

Полагая, что α может принимать целочисленные значения от 1 до 10, авторы указывают процедуру нахождения параметров α, γ и r_c. Параметр α очень часто равен 1. В [34] приведены диаграммы, иллюстрирующие встречающиеся комбинации α, γ и r_c для аэрозолей прибрежных и морских районов, для континентальных районов, а также для городских промышленных районов.

* Заметим, что, поскольку значения плотности распределения в логнормальных распределениях быстро уменьшаются до нуля при удалении от моды в ту или иную сторону, пределы в интегралах (4) можно заменить на $\pm\infty$, а во втором интеграле в (4) — на 0 и ∞.

2.3.10. Обводнение аэрозольных частиц в атмосфере

Аэрозольные частицы в атмосфере хотя бы частично состоят из растворимых в воде веществ. Доля растворимых (гигроскопических) веществ в общей массе частиц обычно довольно велика (см. п. 2.3.8). Очень мелкие частицы ($r < 0{,}1$ мкм), как правило, полностью растворимы. Более крупные могут быть как нерастворимыми, так и растворимыми частично или полностью. Доля тех или иных частиц в общей их массе практически неизвестна. Более того, являются ли в основном частицы смешанными (с некоторой массовой долей ε_m растворимых частиц, своей для каждой частицы) или некоторые частицы полностью растворимы, а другие — не растворимы, вообще говоря, строго не установлено. Имеются косвенные доказательства, заставляющие с большей вероятностью склоняться к первой гипотезе — гипотезе смешанных частиц.

Во влажной атмосфере (относительную влажность обозначим буквой f) частицы, имеющие гигроскопическую фракцию, обводняются и размеры их с ростом f увеличиваются.

Теоретически связь равновесного радиуса капли раствора r_f (при $r_f \gg r_0$), где r_0 — радиус сухого ядра, с относительной влажностью f описывается известным соотношением (см., например, [10], п. 8.1.2)

$$1 - f = -\frac{A}{r_f} + \left(\frac{r_0}{r_f}\right)^3, \tag{1}$$

где $A = 2\sigma M_w/\rho_w RT \approx 3{,}3 \cdot 10^{-5}/T$ мкм (при $T = 273{,}15$ К $A \approx 1{,}2 \times 10^{-3}$ мкм); r_0 — эффективный радиус АЧ (см. п. 2.3.11); индекс w указывает параметры, относящиеся к воде. При $f = 1$ (влажность 100 %)

$$r_f = r_1 = \left(\frac{r_0^3}{A}\right)^{1/2}. \tag{2}$$

При малой влажности, когда нельзя считать, что $r_f \gg r_0$, в правой части (1) член $(r_0/r_f)^3$ следует заменить выражением $r_0^3/(r_f^3 - r_0^3)$.

Более точным является соотношение [9 (2)]

$$\ln f = \frac{A}{r_f} - \frac{\Phi \rho M_w \varepsilon_v}{M_n \rho_w \left[\left(\frac{r_f}{r_0}\right)^3 - 1\right]}, \tag{3}$$

где ρ — плотность сухого остатка, M_n — средняя молярная масса растворимых веществ, Φ — осмотический коэффициент. Из срав-

нения выражений (1) и (3) следует, что при $\ln f = f - 1$ и $r_f^3 \gg r_0$ формула (3) переходит в соотношение (1), если положить

$$r_э = \left(\frac{\Phi\rho M_w \varepsilon_v}{M_n \rho_w}\right)^{1/3} r_0. \qquad (4)$$

В многокомпонентной смеси

$$\Phi = \sum_i \Phi_i \mu_i / \sum_i \mu_i \qquad (5)$$

где μ_i — моляльность ионов i-й компоненты.

В [9] имеются таблицы Φ и ρ для разных соединений.

Если пренебречь поправкой на кривизну капель (членом A/r_f), из (3) следует:

$$r_f = r_0\left(1 - C\frac{\varepsilon_v}{\ln f}\right)^{1/3}, \qquad (6)$$

где

$$C = \frac{\Phi\rho M_w}{M_n \rho_w}. \qquad (7)$$

Лактионов показал, что для каждого из четырех типов аэрозолей (см. п. 2.3.8), параметр C связан простой линейной функцией с влажностью f (табл. 1 (2.3.10)).

Таблица 1 (2.3.10)

Связь параметра C в формуле (6) с относительной влажностью f для аэрозолей разного типа

Тип аэрозолей	I	II	III
C	$3{,}22-2{,}1f$	$2{,}08-1{,}24f$	$1{,}13-0{,}422f$
Тип аэрозолей	IV	NaCl	$(NH_4)_2SO_4$
C	$0{,}856-0{,}296f$	$3{,}33-2{,}14f$	$0{,}941-0{,}536f$

Нередко для связи равновесного радиуса частицы r_f с влажностью f и радиусом сухой частицы r_0 пользуются эмпирическим соотношением Кастена

$$r_f = r_0(1-f)^k, \qquad (8)$$

которое, как показано в [9], при низкой влажности ($f < 0{,}6$) не обладает высокой точностью.

Хэнел [21] предложил для этой цели полуэмпирическое соотношение

$$r_f^3 = r_0^3 + \left[\frac{\varepsilon r_n}{(1-f)^\nu}\right]^3. \qquad (9)$$

При $r_n/r_0 \gg (1-f)^\nu$ можно записать

$$r_f = \varepsilon r_n (1-f)^{-\nu}. \qquad (10)$$

Здесь r_n — радиус сухой растворимой части аэрозольной частицы. По данным Хэнела [20] параметры γ и ε зависят от типа аэрозолей.

Детально связь r_f с r_0 и f рассмотрена А. Г. Лактионовым [9]. Он отмечает, что при малой влажности ($f < 0{,}6$) наблюдается определенный гистерезис зависимости r_f от f, и на основе анализа

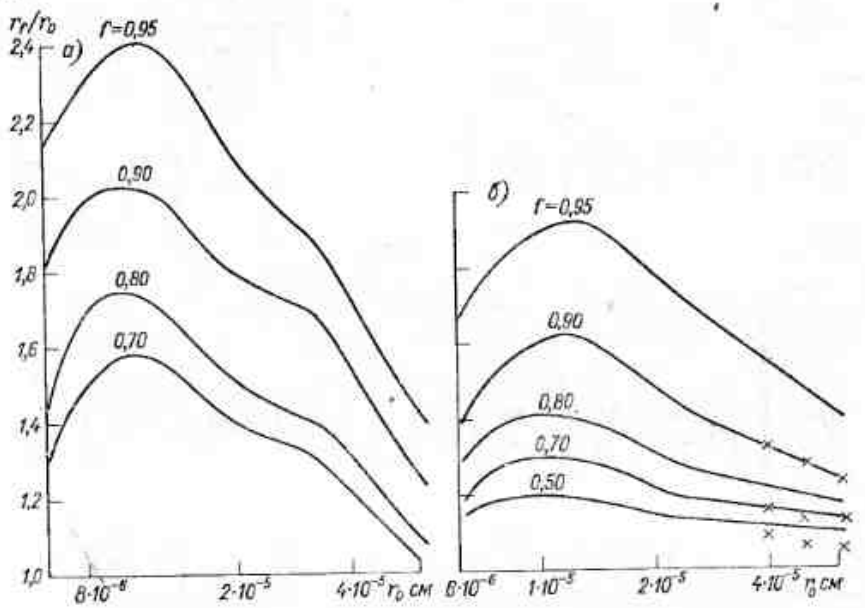


Рис. 1 (2.3.10). Степень конденсационного укрупнения (r_f/r_0) частиц аэрозоля II (*а*) и III (*б*) типа с ростом влажности [9] при разных значениях f.

экспериментальных данных получает для области $f < 0{,}6$ следующие эмпирические соотношения:

при понижении f (испаряющиеся частицы)

$$r_f = r_0[0{,}08(1-f)^{-1} + 0{,}92] \text{ для } r_0 \in (0{,}5;\ 5) \text{ мкм}, \qquad (11)$$

при росте f

$$r_f = r_0[0{,}03(1-f)^{-1} + 0{,}97]. \qquad (12)$$

В области более мелких частиц адсорбция не столь эффективна, и при $f < 0{,}6$ можно считать, что $r_f = r_0$.

Зависимость r_f/r_0 от r_0 при разных значениях влажности f для аэрозолей II и III типа по Лактионову представлена на рис. 1 (2.3.10) и в табл. 2 (2.3.10).

Концентрация (%) растворимых веществ $\varkappa = 100m/(m+m_w)$ в обводненных ядрах конденсации быстро уменьшается с ростом влажности и размера частиц, о чем можно судить по табл. 3—5 (2.3.10).

Таблица 2 (2.3.10)

Степень укрупнения обводненных ядер (r_f/r_0) при разных влажностях f для атмосферных аэрозолей разных типов, когда АЧ состоит из полностью растворимых веществ ($\varepsilon_v=1$) (по [9])

r_0 мкм	f %							
	75	80	90	95	75	80	90	95
	I тип				II тип			
0,01	1,81	1,90	2,14	2,41	1,63	1,72	1,93	2,19
0,10	1,87	1,97	2,34	2,86	1,69	1,79	2,16	2,60
r_0 мкм	f %							
	75	80	90	95	75	80	90	95
	III тип				IV тип			
0,01	1,48	1,56	1,78	2,0	1,40	1,46	1,66	1,86
0,10	1,55	1,64	1,96	2,37	1,47	1,54	1,85	2,20
r_0 мкм	f %							
	75	80	90	95	75	80	90	95
	NaCl				$(NH_4)_2SO_4$			
0,01	—	—	2,16	2,44	—	—	—	1,71
0,10	—	1,99	2,37	2,89	—	—	1,72	2,04

Таблица 3 (2.3.10)

Концентрация растворенных веществ $\varkappa$ (%) в обводненных ядрах конденсации при различной относительной влажности для аэрозолей разного типа (при $T=25$ °C) [9]

f %	Тип аэрозоли					
	I	II	III	IV	NaCl	$(NH_4)_2SO_4$
75	28	35	41	48	26 (6)	—
80	25	30	36	43	23 (5,1)	43
90	15	19	22	28	14 (2,8)	29
95	8,6	11	13	16	7,9 (1,4)	17

Примечание. В скобках для примера приведена моляльность (моль/г).

Таблица 4 (2.3.10)

Концентрация растворенных веществ $\varkappa$ (%) в каплях растворов радиусом r, находящихся в равновесии при $f=100$ % и $T=25$ °C [9] для аэрозолей разного типа

r мкм	Тип аэрозолей					
	I	II	III	IV	NaCl	$(NH_4)_2SO_4$
0,1	2,1	2,7	3,0	4,0	2,0	3,8
0,2	1,1	1,3	1,5	2,0	1,0	1,9
0,5	0,42	0,54	0,60	0,80	0,39	0,77
1,0	0,21	0,27	0,30	0,4	0,20	0,38

Таблица 5 (2.3.10)

Концентрация $\varkappa$ (%) соли NaCl в равновесных каплях раствора радиусом r_f при разной относительной влажности и $T=25$ °C [9]

r_f мкм	f				
	0,8	0,9	0,95	0,99	1,0
$3,5\cdot10^{-3}$	—	—	—	—	26,6
$4,2\cdot10^{-3}$	—	—	26,6	24,5	23,8
$5,5\cdot10^{-3}$	—	26,6	23,6	21,2	20,6
$1,5\cdot10^{-2}$	26,6	19,7	15,5	11	10
0,05	24,2	16,5	10,7	4,8	3,4
0,10	23,5	15,5	9,3	3,4	2
0,50	23	14	7,9	—	—

При $f=100$ % становится явной зависимость концентрации растворенных веществ в каплях растворов, образовавшихся на ЯК, от размера капель (см. табл. 4 (2.3.10)).

Плотность растворов ρ_f в обводненных АЧ, находящихся в равновесии со средой при влажности f, описывается формулой

$$\rho_f = \rho_w + (\rho_0 - \rho_w)(r_0/r_f)^3. \qquad (13)$$

Здесь ρ_w и ρ_0 — плотность воды и сухого остатка соответственно.

2.3.11. Распределение ядер конденсации по пересыщениям и эффективным радиусам

Если r_n — радиус сухого остатка растворимой части ядра, r_n — эффективный радиус *, S — пересыщение над плоской поверхностью чистой воды:

$$S = \frac{e - E_\infty}{E_\infty}, \qquad (1)$$

* Смысл r_3 очевиден из формул (2) и (3). Величина $B=r_3^3$ называется конденсационной активностью ядер и определяет степень понижения парциального давления насыщенного пара над каплей раствора радиусом r.

то для решения разнообразных задач часто можно ограничиться соотношением (1) из (2.3.10), которое можно записать в виде

$$E_s = E_\infty \left(1 + \frac{A}{r} - \frac{r_э^3}{r^3}\right), \qquad (2)$$

где E_s, E_∞ — парциальное давление насыщенного пара соответственно над поверхностью капли раствора и плоской поверхностью чистой воды, e — парциальное давление пара в окружающем воздухе,

$$r_э = \left(\frac{2\rho_п M_w}{\rho_w M_п}\right)^{1/3} r_п = a_1 r_п, \qquad (3)$$

$\rho_п$ и ρ_w — плотность сухого ядра и воды, $M_п$ и M_w — их молекулярные массы. Более точно значение $r_э$ определяется по формуле (4) из п. 2.3.10. Ядра, имеющие эффективный радиус $r_э$, активны при пересыщении $S \geqslant 2\ (A/3r_э)^{3/2}$ (см. [10], п. 8.1).

Если $\varphi(r_п)$, $n(r_э)$ и $f(S)$ — распределения ЯК по размерам сухого растворимого остатка ядер $r_п$, эффективных радиусов $r_э$ и пересыщению S (в долях единицы) соответственно, то

$$\varphi(r_п)\, dr_п = f(S)\, dS = n(r_э)\, dr_э. \qquad (4)$$

Отсюда

$$n(r_э) = a_1^{-1} \varphi\left(\frac{r_э}{a_1}\right), \qquad (5)$$

$$n(r_э) = \frac{A^{3/2}}{\sqrt{3}} f\left[2\left(\frac{A}{3r_э}\right)^{3/2}\right] r^{-5/2}. \qquad (6)$$

В области $S > 10^{-3}$, т. е. больше 0,1 %, что соответствует $r_э < 0{,}07$ мкм, распределение ЯК по пересыщениям хорошо описывается степенной зависимостью:

$$N = CS^k, \qquad (7)$$

где N и C — концентрация ЯК, активных при пересыщениях, равных S (%). Спектры ЯК в диапазоне пересыщений от 0,1 до 5 % можно изображать точкой на $C - k$ диаграмме (N и C — в см$^{-3}$, S — в %, k — безразмерное).

Аналогично

$$N(r_э) = N_1 \left(\frac{0{,}01}{r_э}\right)^l, \qquad (8)$$

где $r_э$ — в микрометрах, $N_1 = 10^2 C\ (0{,}63352)^{1{,}5}$, $l = {}^3/_2 k$.

О разбросе параметров C и k можно судить по примеру, представленному на рис. 1 (2.3.11). В приведенном примере относительное стандартное отклонение σ_C параметра C для разных пунктов составляло от 1 до 1,5, а σ_k параметра k — от 1,0 до 2,6.

Большие значения k относятся к измерениям менее активных ЯК, т. е. к диапазонам S, сдвинутым вправо (например, к S от 0,5 до 10 %). В настоящее время накоплен обширный экспериментальный материал, свидетельствующий о большом разбросе параметров C и k от случая к случаю. В среднем спектр морских АЧ характеризуется более низкими значениями параметров: $C = (1\ldots 3)\cdot 10^2$ см$^{-3}$ и $k = 0{,}5\ldots 0{,}7$. Для спектра континентальных АЧ $C = (0{,}3\ldots 2)\cdot 10^3$ см$^{-3}$, $k \approx 1$. В переходных случаях $C = (0{,}5\ldots 1{,}5)\cdot 10^3$ см$^{-3}$, а $k = 1{,}5\ldots 2$.

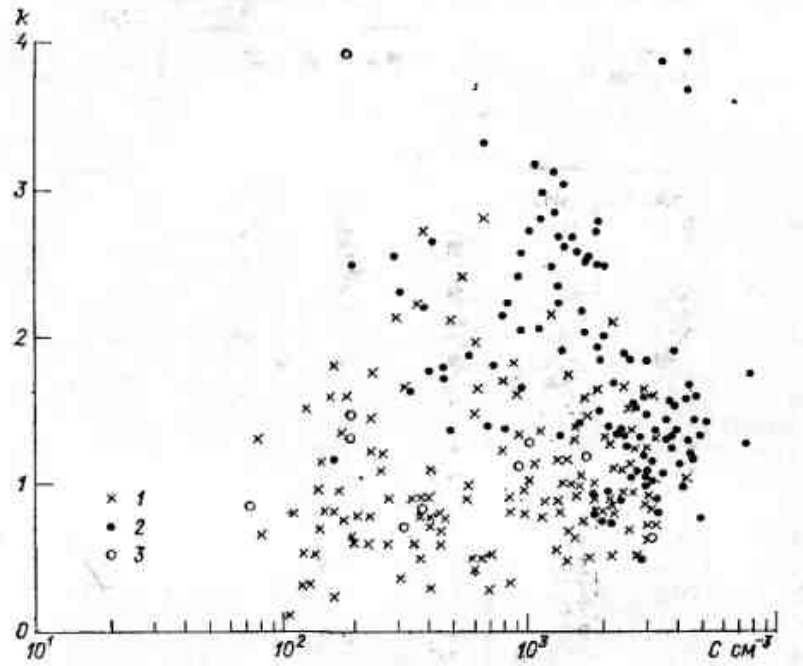


Рис. 1 (2.3.11). Полигон значений параметров $C = N_0$ и k по данным [23].

1 — результаты 112 измерений над Плато прерий (США) за 1975 г., *2* — результаты 139 измерений за 1976 г., *3* — результаты 11 измерений в другом районе.

В тех случаях, когда не требуется высокая точность и конкретность для различных оценок можно использовать модельные распределения фоновых (морских) и континентальных АЧ.

Е. Мессарош [30], обобщая данные, накопленные в литературе, и широко используя для этой цели экспериментальные наблюдения Л. Мессарош, построил подробные таблицы осредненных распределений облачных ядер конденсации по массам (m) и радиусам ($r_п$) сухих растворимых частиц для фоновых и континентальных аэрозолей (табл. 1 (2.3.11)). В табл. 1 (2.3.11) представлены также рассчитанные в [10] значения $r_э$. При различного рода оценках численных схем можно использовать для аппроксимации

Таблица 1 (2.3.11)

Модельное распределение растворимой фракции облачных ЯК по размерам (массам m, радиусам r_n и эффективным радиусам $r_э$)

m, г	r_n, мкм	$r_э$, мкм	N см$^{-3}$				
			Фоновый аэрозоль			Континентальный аэрозоль	
			$N_ф$	$N_ф^*$	$N_ф^{**}$	$N_к$	$N_к^*$
$1{,}00\cdot10^{-16}$	$2{,}38\cdot10^{-2}$	$1{,}90\cdot10^{-2}$	42,0	41,2	42,0	1246	1087
2,37	3,17	2,98	40,7	38,7	40,7	996	896
4,63	3,97	3,16	38,5	38,2	40,4	831	863
8,00	4,76	3,79	36,3	36,0	38,6	701	754
$1{,}90\cdot10^{-15}$	6,35	5,06	33,4	31,2	33,3	501	562
3,70	7,93	6,32	28,6	26,4	27,0	365	418
6,40	9,52	7,59	21,9	22,1	21,0	270	311
$1{,}25\cdot10^{-14}$	$1{,}19\cdot10^{-1}$	9,48	12,4	16,8	13,7	173	203
2,96	1,59	$1{,}26\cdot10^{-1}$	4,78	10,6	6,4	85,8	105
5,79	1,98	1,58	2,78	6,7	2,89	42,1	57
$2{,}00\cdot10^{-13}$	3,00	2,39	1,68	2,13	2,20	22,3	14,6
3,18	3,60	2,79	1,06	1,45	1,41	11,6	8,1
4,74	4,00	3,19.	0,710	0,928	0,966	5,82	4,73
9,26	5,00	3,98	0,370	0,412	0,437	1,67	1,80
$1{,}10\cdot10^{-12}$	6,00	4,78	0,200	0,197	0,218	0,63	0,76
2,54	7,00	5,68	0,113	0,092	0,109	0,29	0,32
3,79	8,00	6,37	0,071	0,055	0,067	0,14	0,17
5,40	9,00	7,17	0,046	0,031	0,039	0,077	0,090
7,41	$1{,}00\cdot10^{-0}$	7,96	0,029	0,018	0,024	0,039	0,049
$1{,}28\cdot10^{-11}$	1,20	9,56	0,011	0,006	0,010	0,011	0,016
2,03	1,40	$1{,}11\cdot10^{0}$	0,0035	0,0028	0,042	0,0032	0,064

распределения $N(r_э)$ — асимметричное логарифмически нормальное распределение (см. приложение П.3.2.3). Иными словами, можно принять, что

$$N(r_э) = N_0 \Phi(u), \tag{9}$$

где

$$u = \frac{\lg r_э - \lg \xi}{\sigma}, \tag{10}$$

$$\Phi(u) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{u} e^{-\frac{u^2}{2}}\, du. \tag{11}$$

Плотность распределения соответственно описывается формулой

$$\varphi(u) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{u^2}{2}} \tag{12}$$

или

$$n(\lg r_э) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{(\lg r_э - \lg \xi)^2}{2\sigma^2}\right\}. \tag{13}$$

Для предложенных Е. Мессарошем моделей параметры распределения имеют следующие значения:

для континентального аэрозоля

$N_{0к} = 1200$ см$^{-3}$, $\lg \xi_к = \bar{2},68$; $\xi = r_{э,50} = 0{,}04786$ мкм; $\sigma = 0{,}31$;

для фонового аэрозоля

$N_{0ф} = 42$, $\lg \xi_ф = \bar{2},90$; $\xi = r_{э,50} = 0{,}0795$ мкм; $\sigma = 0{,}30$.

В табл. 1 (2.3.11) $N_ф^*$ и $N_к^*$ — значения концентраций аэрозольных частиц, рассчитанные по формуле (9) с приведенными выше параметрами N_0, $\lg \xi$ и σ для фоновых и континентальных аэрозолей соответственно. Естественный разброс концентраций атмосферных аэрозолей во времени и пространстве значительно превосходит различия $\Delta N = N^* - N$. Следовательно, для разного рода оценок и при построении различных численных моделей вполне можно использовать плотность распределения облачных ядер конденсации по эффективным радиусам, заданную в аналитическом виде (5), и варьировать параметры распределения N_0, $\lg \xi$ и σ. Во многих случаях можно ограничиваться приведенными модельными значениями параметров распределения для фоновых (морских) и континентальных аэрозолей. Для $r_э$=0,126 и 0,158 мкм $N_ф^*$ более чем вдвое превосходит значения $N_ф$. Значительно лучших результатов можно достичь, если в диапазоне $r_э$ от 0,019 до 0,168 мкм аппроксимировать распределение логнормальным законом с параметрами $N_0 = 42$ см$^{-3}$, $\lg \xi = \bar{2},90$ и $\sigma = 0{,}3$, а в области $r_э > 0{,}240$ — с параметрами $N_0 = 42$ см$^{-3}$, $\lg \xi = \bar{2},88$ и $\sigma = 0{,}215$. В области $r_э$ от 0,16 до 0,24 мкм $N_ф$ определяется при этом линейной интерполяцией между $\lg 0{,}16 = \bar{1},204$ и $\lg 0{,}24 = \bar{1},380$. Значения $N_ф^{**}$, рассчитанные при аппроксимации $N_ф$ двумя логнормальными распределениями с указанными выше параметрами, приведены в той же табл. 1 (2.3.11).

2.3.12. Гигантские и сверхгигантские аэрозольные частицы

Концентрация гигантских АЧ ($r > 1$ мкм) довольно устойчива и над океанами, и над континентами вдали от берегов. Гигантские АЧ состоят преимущественно из частиц морской соли. Летом их концентрация возрастает за счет частиц биогенного происхождения (споры и пыльца). О распределении по размерам гигантских аэрозольных частиц в приземном слое можно судить по рис. 1—3 (2.3.9). Обычно концентрация частиц с $r > 1$ мкм составляет десятки и сотни в литре, а сверхгигантских частиц с $r > 10$ мкм — около 1 л$^{-1}$ и меньше; с высотой концентрация уменьшается.

2.3.13. Ледяные ядра

Ледяными ядрами служат определенные нерастворимые частицы почвы с $r > 0{,}1$ мкм, органические продукты разложения листвы, споры, некоторые бактерии и др. В диапазоне температур от —10 до —20 °С концентрация ЛЯ $N_l(T)$, активных при температуре T, растет экспоненциально с понижением температуры. Параметры экспоненты зависят от размеров АЧ, служащих ядрами льдообразования. В среднем по Флетчеру [32, 10]

$$N_l = A \exp(\varkappa T), \qquad (1)$$

где $A = 10^{-5}$, $\varkappa = -0{,}6$, а T — в °С, N — в $л^{-1}$.

И. А. Березинский, Г. В. Степанов и В. Г. Хоргуани [2, 16, 18] показали, что, вообще говоря, параметры распределения A и $\varkappa$ могут меняться от случая к случаю, а экспоненциальная зависимость (1) сохраняется. Сортируя АЧ по размерам, авторы обнаружили, что параметры A и $\varkappa$ зависят от диаметра частиц d. Чем частицы крупнее, тем большая их доля может служить ледяными ядрами, и с понижением температуры и ростом пересыщения эта доля возрастает. В диапазоне температур (—8... —20 °С) доля активных АЧ размером d $\beta = \Delta N_i(d)/\Delta N(d)$ связана по Хоргуани с d и T соотношением

$$\beta = c\,\Delta S d^{\alpha} e^{\varkappa T}. \qquad (2)$$

Здесь $\Delta S = (e - E_i)/E_i$ — пересыщение надо льдом в долях единицы, а параметры имеют следующие значения: $c = 1{,}1$ $см^{-\alpha}$, $\alpha = {}^3/_2$, $\varkappa = -0{,}4$ $(°С)^{-1}$. Формула (2) справедлива при $\Delta S > 0$ и $\beta < 1$. Уже при $\Delta S = 0{,}3$; $T = -20$ °С; $d = 10^{-2}$ см имеем $\beta \approx 1$.

Для более высоких значений ΔS или d или более низких температур можно считать $\beta = 1$.

Из формулы (2) следует, что

$$\frac{\Delta N_l(d)}{\Delta \lg d} \sim \frac{\Delta N}{\Delta \lg d} d^{\alpha} \sim d^{-(\beta - \alpha)}, \qquad (3)$$

если, согласно формулам (1) и (2) п. 2.3.9 $\Delta N/\Delta \lg d \sim d^{-\beta}$.

Таким образом, если в соответствии с законом Юнге концентрация АЧ в атмосфере в среднем уменьшается с ростом их размера пропорционально размеру частиц в кубе, то концентрация ледяных ядер уменьшается с ростом d значительно медленнее — пропорционально $d^{-(\beta-\alpha)} \simeq d^{-3/2}$.

С понижением температуры на 4—5 °С N увеличивается на порядок. В тропосфере N увеличивается примерно на порядок на 1 км подъема, ибо возрастание N с понижением температуры частично компенсируется убыванием за счет понижения концентрации АЧ с высотой.

Считается, что при температуре ниже некоторой $T_{кр}$ (температура спонтанного замерзания) все капли практически мгновенно замерзают. Полагают, что $T_{кр} \approx -40$ °С. Такое мнение основывается на экспериментах 50-х годов и нуждается в подтверждении.

Концентрация ЛЯ при $T = -20$ °С колеблется от 10^{-2} до 1 $л^{-1}$. Повторяемости $N_l(-16\,°С)$ и $N_l(-20\,°С)$ хорошо описываются суперпозицией двух логарифмически нормальных распределений аналогично повторяемости концентрации АЧ (см. п. 2.2.6).

Глава 3

Физические и синоптические условия образования облаков. Климатология облачности

3.1. Физические процессы образования облаков различных форм

Перечисленные в п. 1.3 формы облаков являются признаками, или метками многих важных динамических процессов в атмосфере. Так, они могут быть связаны с различными формами циркуляции атмосферы — от наиболее крупномасштабных до малых мезомасштабных. Внутритропическая зона конвергенции, опоясывающая почти весь земной шар, появляется в виде полосы конвективных облаков Cu, Cb, их скоплений и выпадающих из них осадков и представляет собой явление планетарного масштаба a_β.

«Фабрикой» больших и сложных фронтальных облачных систем являются циклоны как тропических, так и высоких широт,— явления масштаба a_α и a_β. Столь же велики могут быть поля слоистообразных облаков St—Sc, образующиеся в обширных зимних антициклонах. Климатические фронты (например, зимний средиземноморский) могут проявляться в виде вихревой дорожки циклонов протяженностью в несколько тысяч километров, движущихся один за другим на восток и обусловливающих образование типичной облачности Ns—As—Cs и Cb и выпадение осадков.

В облачности фронтов обнаруживаются многие явления мезомасштаба b_α — облачные полосы, «навесы» перистых облаков, связанные с нисходящими движениями просветы, «стены» кучево-дождевых облаков Cb и т. д. — протяженностью 90—100 км и более. К ним, возможно, следует отнести и поля перистых облаков Ci над фронтальной облачной системой Ns—As—Cs, отделенные от этой системы безоблачным слоем.

Еще меньший размер — до 10 км (масштаб $b_\beta - b_\gamma$) — имеют облака обычной (Cu) конвекции с волнами Кельвина—Гельмгольца или ячейковой конвекции (Cc, Ac, Sc). Они могут возникать на всех облачных ярусах, иногда в связи с фронтами, но чаще самостоятельно. К ним иногда относят и своеобразные процессы конвекции в перистых облаках, где образуются пучки или «коготки» Ci unc. fib. с ниспадающими из них длинными параллельными полосами падения ледяных кристаллов — собственно облаками Ci.

К масштабу b_γ относятся также ячейки и волны верхней поверхности обширных слоев облаков St—Sc. Развитию этих облаков способствует турбулентность в пограничном слое атмосферы, питающая их слой водяным паром. Возникнув, такой слой затем охлаждается сверху за счет излучения, теряет устойчивость, и в результате образуется совокупность конвективных ячеек, отчетливо видимых сверху (например, с самолета).

Ниже мы рассмотрим физические процессы образования основных облачных форм и некоторые их синоптические и географические характеристики.

3.1.1. Волнистые и ячейковые облака

Конденсация водяного пара, приводящая к образованию валов или глыб («барашки») облаков Cc, Ac и Sc, называемых иногда волнистыми, происходит в атмосфере в волнах и в конвективных ячейках. К первым из них относятся так называемые волны Кельвина—Гельмгольца. Они возникают, когда в атмосфере существуют один над другим два горизонтальных потока, температура и скорость которых составляют T_1, u_1 и T_2, u_2, причем индекс 1 относится к нижнему потоку и $T_2 > T_1$. На поверхности их раздела возникают волны.

Полагая, что скорость их распространения равна $(u_1+u_2)/2$, и вводя обозначение $(u_1 - u_2)/2 = u$, получаем формулу для длины волны

$$\lambda = \frac{2\pi}{g} u^2 \frac{T_1 + T_2}{\sqrt{(T_2 - T_1)^2 + \frac{\beta u^2}{g^2} T_1 T_2 (4g - \beta u^2)}}, \qquad (1)$$

где величина $\beta = (\gamma_a - \gamma)/T$ — мера устойчивости слоев — имеет порядок 10^{-5} м$^{-1}$. Поскольку $\beta u^2 \ll 4g$, величина λ убывает с ростом $T_2 - T_1$ и с увеличением устойчивости β, что иллюстрирует табл. 1 (3.1.1), рассчитанная по формуле (1).

Таблица 1 (3.1.1)

Длина волн λ (м) при различных T_1, T_2, u и β

№ п/п	T_1 K	T_2 K	u м/с	γ °C/100 м; β м$^{-1}$		
				0,875; $4 \cdot 10^{-5}$	0,715; 10^{-5}	0,45; $2 \cdot 10^{-6}$
1	253	265	10	8620	5940	4340
2	260	265	10	5580	4210	3730
3	263	265	5	3720	2520	1950

При $T_1 = T_2$ формула (1) описывает простые гравитационные колебания.

При достаточной влажности воздуха в гребнях волн восходящее движение приводит к конденсации пара и образованию облачных волн. Это может происходить в любом ярусе; в резуль-

тате образуются облака Cc, Ac или Sc. В промежутках между валами общее равномерное опускание воздуха приводит к образованию просветов, а на краях полей Ac, где капли очень мелкие,

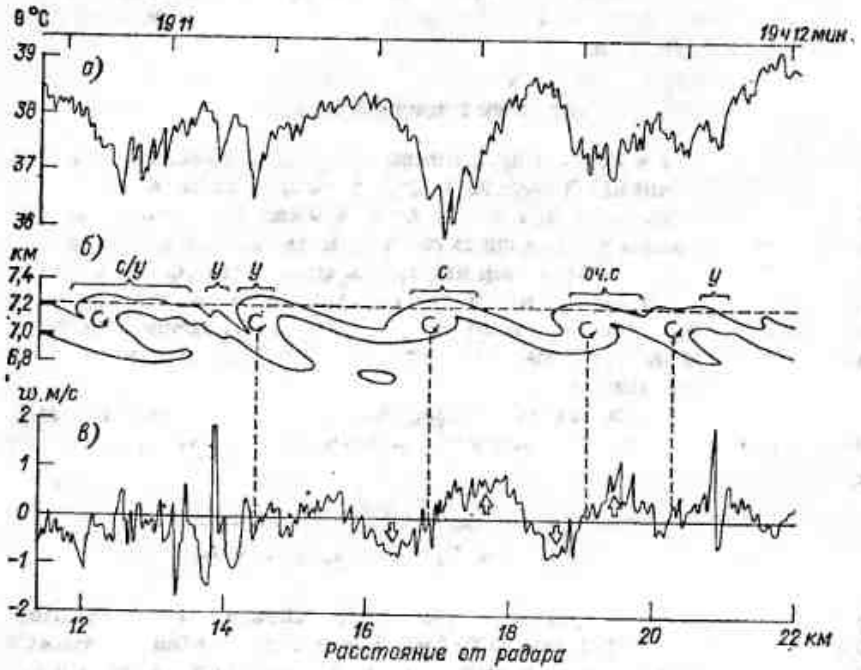


Рис. 1 (3.1.1). Результаты горизонтального зондирования слоя волнообразных облаков (облачных ячеек).

а — колебания потенциальной температуры вдоль линии полета, *б* — вертикальное сечение облаков и вихрей в них вдоль линии полета (штриховая линия), *в* — колебания вертикальной скорости, направленной попеременно вверх и вниз; *с* — слабая турбулентность, *у* — умеренная турбулентность [14]. На рисунке дано среднее европейское время.

возникают благодаря дифракции света радужные пятна. Если же влажность велика, то образуются почти сплошные Ac or.

По наблюдениям А. М. Боровикова и И. П. Мазина [4], в слоисто-кучевых облаках Sc на высотах 0,3—1,9 км длина волны $\lambda = 0{,}87 \ldots 6{,}7$ км, среднее значение — 2,46 км. И теория, и наблюдения показывают, что волны Кельвина—Гельмгольца легко становятся неустойчивыми, «захлестываются» и превращаются в ряд вихрей. На рис. 1 (3.1.1) представлены примеры такого явления — образование облачных слоев с вихрями, причем областям восходящих движений $w > 0$ (на данном уровне полета) соответствует понижение потенциальной температуры, и наоборот. В них имеются и более мелкие турбулентные вихри, заметные по пульсациям w и θ [14].

Конденсация пара способствует росту неустойчивости облачного слоя (условной неустойчивости, когда $\gamma > \gamma_{ab}$). Тогда в гребнях волн может возникнуть конвекция — сначала кучевая, приводящая к образованию Ac cuf., затем так называемая ячейковая. Элементы ее будут переноситься как целое потоком со скоростью u_1. При ячейковой конвекции весь нижний (подынверсионный) слой распадается на ряд ячеек, квадратных или шестиугольных, с восходящим движением в центре каждой из них и нисходящим — на периферии (закрытая ячейка), или наоборот (открытая ячейка).

Теоретически такая циркуляция возникает, когда число Рэлея Ra превышает его критическое значение $\mathrm{Ra}_{кр}$:

$$\mathrm{Ra} = \frac{g(\gamma - \gamma_a)}{T_1} \frac{h^4}{k\nu},$$

где h — толщина слоя конвекции, ν — динамический коэффициент вязкости, k — коэффициент температуропроводности. Для ламинарных течений $\mathrm{Ra}_{кр} \approx 1700$, но при наличии турбулентности (когда значения ν и k велики), приводящей, в частности, и к горизонтальному выравниванию температуры, $\mathrm{Ra}_{кр} \approx 10^5$.

Отношение размера ячеек D к h теоретически составляет около 3, но в реальной атмосфере значительно больше — 11—16.

Когда в конвективном слое имеется значительный сдвиг ветра, ячейки наклоняются и вытягиваются приблизительно вдоль направления ветра. Форма облаков в ячейках того или другого рода обычно хорошо видна на всех фотографиях облаков Ac и Cc. Аналогично полосы падения осадков, иногда выпадающих из Ac, вытягиваются вдоль сдвига ветра, образуя Ac virga.

По самолетным наблюдениям над СССР в нижнем ярусе в облаках St—Sc средняя мощность облачного слоя над Ригой составляет 0,36 км, над Свердловском — 0,28 км, над мысом Челюскина — 0,50 км; в среднем ярусе над Москвой — 0,26 км (см. подробнее табл. 2 (3.1.1)).

Над СССР облака ячейковой циркуляции Ac наиболее вероятны над горными районами. Повторяемость Ac достигает, например, 49 % в Ленинакане (в мае) и 55 % — в Кировабаде (в июле). Как уже упоминалось, над горными возвышенностями нередко видны Ac lent.

В табл. 3 (3.1.1) указана повторяемость высококучевых облаков N (Ac) над Куйбышевым в разное время года и суток. Видно, что в теплый сезон Ac чаще всего отмечаются в утренние часы, когда атмосфера в общем наиболее устойчива. Днем, по мере прогревания атмосферы, неустойчивость возрастает, что сказывается на них неблагоприятно. В декабре—январе такой зависимости нет, возможно, из-за эффекта экранирования верхними облаками.

Данные станций СССР показывают, что величина N (Ac) летом приблизительно одинакова (≈ 33 %) и там, где кучево-дождевые облака редки (N (Cb) < 10 %), и там, где их повторяемость

Таблица 2 (3.1.1)

Средняя высота нижней границы $H_{НГ}$ и мощность слоистообразных облаков St—Sc и высоко-кучевых облаков Ac

Сезон	Пункт (форма облаков)				
	Минск (Sc)	Ташкент (Sc)	Свердловск (St—Sc)	Бухта Тикси (Sc)	Москва (Ac)
	$H_{НГ}$ км				
Зима	0,86	1,10	1,08	0,88	3,29
Весна	1,01	1,43	1,34	0,89	3,24
Лето	1,03	2,00	1,22	0,71	3,44
Осень	0,96	1,50	1,28	0,87	3,30
	Мощность, км				
Зима	0,31	0,60	0,30	—	0,32
Весна	0,52	0,60	0,30	—	0,32
Лето	0,51	0,40	0,25	—	0,35
Осень	0,41	0,60	0,27	—	0,29

превышает 20 %. Однако известно, что такие разновидности, как Ac cast. и Ac lent., непосредственно связаны с конвекцией.

Наконец, упомянем еще, что существует устойчивая, хотя и слабая корреляция ($r=0{,}28$) вероятности N (Ac) с вероятностью N (Cc) — родственных им облаков верхнего яруса. Еще важнее, что годовой ход N(Cc) наиболее ярко выражен и совпадает с ходом N (Ac) там, где облака Ac наблюдаются преимущественно зимой или весной (см. выше). Возможно, одновременное появление этих форм связано иногда с фронтами, проходящими над возвышенностями, в том числе с теплыми фронтами.

Таблица 3 (3.1.1)

Повторяемость (%) высоко-кучевых облаков в зависимости от времени года и суток (Куйбышев)

Время суток, ч	Месяц												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1	10	13	7	12	14	15	14	14	15	20	10	12	13
7	12	22	19	26	31	37	40	37	37	33	21	14	30
13	23	23	16	23	24	22	13	29	32	24	24	22	23
19	8	15	12	22	23	25	28	24	20	19	9	9	19

3.1.2. Слоистые и слоисто-кучевые облака

В нижнем, пограничном слое атмосферы толщиной $\Delta h=1{,}0\ldots 1{,}5$ км возможность возникновения и форма облаков зависят от вызываемого турбулентностью перераспределения тепла и водяного пара внутри этого слоя. Влияние турбулентности иногда хорошо заметно по изодранной, клочковатой нижней поверхности образующихся слоистых облаков St.

В процессе турбулентного перемешивания распределение температуры в пограничном слое стремится к адиабатическому $T=T_0-\gamma z$. Когда затем возникает конденсация, охваченная ею часть слоя становится, очевидно, неустойчивой. Поскольку верхняя поверхность облачного покрова излучает в инфракрасной области спектра поток тепла R_L больший, чем поток тепла R_S, идущий из вышележащей атмосферы, неустойчивость возрастает, о чем свидетельствует табл. 1 (3.1.2).

Таблица 1 (3.1.2)

Эффективное излучение R_L верхней поверхности облаков, а также скорость охлаждения облачного слоя dT/dt в зависимости от его мощности Δh

Δh м	140—270	280—300	390—590	600—800
R_L Вт/м²	95,6	89,3	86,6	104,0
dT/dt К/ч	—0,95	—0,69	—0,49	—0,42

Излучение R_L также способствует уменьшению устойчивости верхней части слоя облаков и приводит к образованию в ней конвективных ячеек, подобных описанным выше. В таких ячейках восходящие токи могут проникать местами и в устойчивый воздух над пограничным слоем. Если есть сдвиг ветра, то эти ячейки могут вытягиваться параллельно последнему, образуя St und. и и Sc und., а при более сильной конвекции даже Sc cuf. или Sc cast.

В процессе турбулентного перемешивания в пограничном слое переносится как тепло, так и водяной пар,— вверх от влажной почвы или снежного покрова.

Введем следующие обозначения: θ_e — эквивалентно-потенциальная температура [15]

$$\theta_e=\theta+\left(\frac{0}{T}\frac{L}{c_p}\right),$$

q — отношение смеси водяного пара, q_s — значение q в случае насыщенного водяного пара, q_w — общее влагосодержание, складывающееся из q и из удельной водности $q_L=Q'/\rho_a$, где Q — водность облака, ρ_a — плотность воздуха. Тогда уравнения, описывающие перераспределение тепла и пара будут иметь вид

$$\frac{d\theta_e}{\theta t}+w\frac{\partial\theta_e}{\partial z}=\frac{\partial}{\partial z}\overline{w'\theta_e}-\frac{0}{T}\frac{\partial}{\partial z}(R_L+Rs), \qquad (1)$$

$$\frac{\partial q_\psi}{\partial t}+w\frac{\partial q_w}{\partial z}=-\overline{w'q_w'}, \qquad (2)$$

где w — вертикальная скорость (в предположении, что горизонтальное движение отсутствует), R_S — поглощаемая солнечная радиация, штрихи означают пульсации, а черта сверху — осреднение по достаточно большому расстоянию по горизонтали.

Заметим, что и θ_e, и q_w — инвариантны по отношению к процессам турбулентности и конденсации, и что в интенсивно перемешиваемом слое θ_e не зависит от высоты.

Очевидно, величины $\overline{w'\theta_e'}$ и $\overline{w'q_w'}$ пропорциональны коэффициентам вертикальной турбулентной температуропроводности и диффузии водяного пара.

Решение уравнения (2) при граничных условиях $q_w = q_1$ при $z=0$ (например условие насыщения над влажной почвой) и $q_w = q_2$ при $z=h$ имеет вид

$$q_w = q_1 - (q_1 - q_2)\frac{\exp(wz/k) - 1}{\exp(wh/k) - 1} + \exp\left(-\frac{w^2 t}{4k} - \frac{wz}{2k}\right) \times$$

$$\times \sum_{n=1}^{\infty} c_n \exp\left(-\frac{n^2\pi^2 kt}{h^2}\right) \sin\frac{n\pi z}{h}. \qquad (3)$$

Третий член в правой части описывает процесс установления равновесия — скорость процесса образования слоя облаков St—Sc. Медленнее других убывает член с $n=1$ с зависящим от времени множителем

$$\exp\left(-\frac{w^2 t}{4k} - \frac{\pi^2 kt}{h^2}\right). \qquad (4)$$

В табл. 2 (3.1.2) приведено время τ, за которое множитель (4) убывает в 10 раз — время образования облачного покрова.

Таким образом, формирование плотного слоя St—Sc может занимать до 10 ч. Отсюда понятно почему такие облака характерны, например, для длительно существующих зимних антициклонов. Аналогично, слоистые облака (и устойчивые туманы, см. главу 12) образуются над большими областями постоянных холодных морских течений, например над Канарским. Наоборот, ночные слоистые облака (например, летом над влажными побережьями Приморья) успевают сформироваться лишь в виде тонких и неустойчивых слоев St neb.

Таблица 2 (3.1.2)

Время образования облачного покрова τ (ч) по результатам расчета

h км	k м²/с					
	5	10	15	5	10	15
	$w = 0{,}01$ м/с			$w = 0{,}02$ м/с		
0,5	3,12	1,59	1,07	1,91	1,36	1,05
1,0	11,64	6,25	4,22	9,15	5,82	4,09

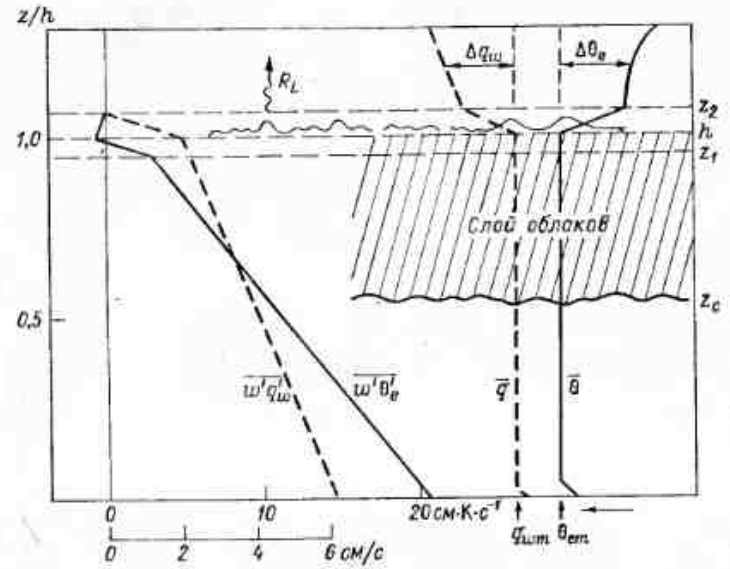


Рис. 1 (3.1.2). Перемешанный слой с покровом слоисто-кучевых облаков вверху: схематизированные профили эквивалентно-потенциальной температуры $\theta_e = \theta + (L\theta/c_pT)q$, суммы массовой доли влаги и водности облака $q_w = q + q_L$, а также вертикальных потоков $\overline{w'\theta_e'}$ и $\overline{w'q_w'}$.

Нижняя граница облачного слоя — z_c, верхняя граница — между h и z_2 [15].

При изучении физических процессов в облаках St—Sc при решении системы (1)—(2) следует иметь в виду, что в верхней части слоя происходит обусловленное конвекцией (ячейковой) частичное вовлечение воздуха сверху — из более сухого и теплого устойчивого слоя с отрицательной плавучестью. Последняя компенсируется избытком положительной плавучести (силы Архимеда, отнесенной к единице массы), возникающей в самом облачном слое и проявляющейся в прорывах отдельных вершин.

Указанные процессы схематически пояснены на рис. 1 (3.1.2) [16]. На нем z_2 — наибольшая высота, до которой еще распространяется турбулентная диффузия; z_2 составляет примерно 100 м над наиболее высокими вершинами облаков. Наиболее глубокие

понижения (провалы) верхней границы облаков достигают уровня h — высоты перемешиваемого (пограничного) слоя. Устойчивое насыщение отмечается везде ниже h, а выше h появляются все более обширные по мере увеличения высоты z области ненасыщенного воздуха. Наконец, уровень z_1 указывает нижнюю границу области дивергенции R_L — радиационного охлаждения облака. Ниже z_1, таким образом, радиационный эффект в облаке равен 0. Нижняя граница облаков — уровень конденсации z_c.

Из рис. 1 (3.1.2) видно, что между h и z_2 кривые θ_e и q_w практически испытывают разрыв. Выше уровня h величина q_w убывает существенно, поскольку средняя (по горизонтали) удельная водность облака q_L в этом инвервале убывает до 0. В слое $h - z_2$ θ_e заметно возрастает с увеличением высоты, поскольку в слой $h - z_2$ вовлекается сверху теплый воздух.

Весьма характерно и поучительно вертикальное распределение турбулентных потоков тепла $\overline{w'\theta'_e}$ и влаги $\overline{w'q'_w}$. Скачок $\overline{w'\theta'_e}$ между z_1 и h компенсирует дивергенцию длинноволновой радиации — излучение с верхней границы слоя превышает ее приток через нижнюю границу, а $\overline{w'q'_w}$ убывает к уровню h до 0.

Расчет, результаты которого приведены на рис. 1 (3.1.2), проводился в предположении, что отрицательная плавучесть теплого воздуха составляла половину положительной плавучести, обусловленной конвекцией в облачных куполах.

3.1.3. Слоисто-дождевые облака (Ns)

Слоисто-дождевые облака чаще всего являются частью обширной облачной системы Ns—As или Ns—Cb, (иногда и Ns—As—Cs) атмосферных фронтов. В частности, в области теплого фронта, их образование связано с охватывающим обширное пространство (по горизонтали) восходящим движением, скорость которого, однако, невелика. Причинами возникновения движения является, во-первых, ускорение циркуляции, направленное вверх в теплой массе воздуха и создаваемое общей бароклинностью атмосферы и, во-вторых, конвергенция воздушных течений в нижнем (пограничном) слое близ линии фронта. Именно у этой линии вертикальная мощность системы Ns—As наибольшая (до 5—6 км).

Мезомасштабная структура фронтальной облачной системы, создаваемая такой сложной системой восходящих движений представлена на рис. 1 (3.1.3). Она включает также области растекания восходящих потоков (сходные отчасти с аналогичными областями Cb) и области компенсирующих нисходящих потоков.

Над холодными, медленно движущимися фронтами может тоже образоваться система Ns—As, хотя и меньшей протяженности. Над линией фронта они перерождаются обычно в высокие Cb, и тогда за фронтом нисходящий поток в тылу Cb разрушает облака Ns; при этом возможно даже прояснение.

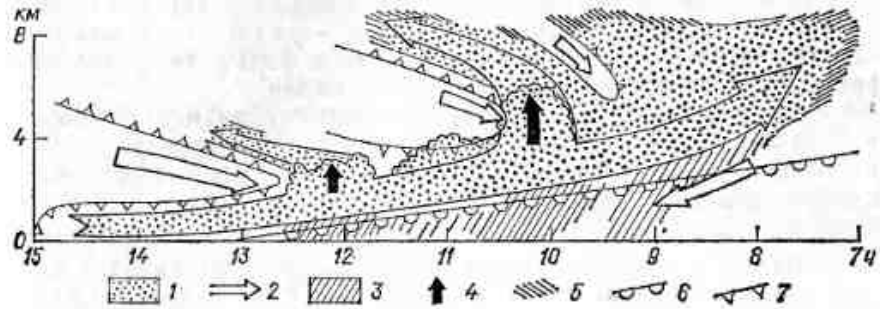


Рис. 1 (3.1.3). Структура системы облаков теплого фронта [14].

1 — основной ведущий поток теплого воздуха и его вертикальные ответвления, *2* — вторжения холодного воздуха, *3* — осадки под фронтом, *4* — области восходящих движений, *5* — перистые облака, *6* — теплый фронт, *7* — границы вторжений холодного воздуха.

3.1.4. Конвективные облака Cu и Cb

3.1.4.1. Общие сведения

Кучевые (Cu) и кучево-дождевые (Cb) облака возникают в результате развития конвекции — вертикального движения воздуха. Конвекция может быть обусловлена плавучестью g', которая, если ее отнести к 1 кг массы поднимающегося воздуха, связана с перегревом $(T - T')$ соотношением

$$g' = g\frac{T - T'}{T'} = g\frac{\Delta T}{T'} = \frac{dw}{dt} \qquad (1)$$

(где w — вертикальная скорость, T — температура массы, T' — температура атмосферы на том же уровне), либо динамическими причинами — конвергенцией потоков, например у фронта или у границы поверхностей с разной шероховатостью, либо вынужденным подъемом воздуха по склонам гор. Конвекция первого вида называется свободной, последующих видов — вынужденной.

Элементами конвекции (их часто называют «термиками») могут быть либо «пузыри» — отдельные, приблизительно шарообразные массы воздуха — либо струи, вертикальные или наклонные, связанные с более нагретыми участками земной поверхности. В среднем в струях $\Delta T = 0{,}20\,^\circ\mathrm{C}$, в пузырях $\Delta T = 0{,}17\,^\circ\mathrm{C}$, а наиболее часто встречающиеся их размеры — 70 и 60 м соответственно [13], хотя возникают и гораздо более крупные элементы конвекции.

С термиками свободной конвекции, конечно, связана и сильная мелкомасштабная конвергенция потоков вблизи них. Она, однако,

существенно отлична от более обширной, хотя и значительно более слабой конвергенции, создающей вынужденную конвекцию.

Там, где термик — пузырь или струя — достигает уровня конденсации, зарождается облако. Развитие и форма таких облаков хорошо характеризуют процесс их образования.

Развитию конвекции способствует термическая неустойчивость атмосферы, когда вертикальный градиент температуры $\gamma = -dT/dz$ превышает адиабатический градиент γ_a (или псевдоадиабатический γ_{a_8} при наличии конденсации). При $\gamma > \gamma_a$ $\Delta T = T - T' = T_0 - T'_0 + (\gamma - \gamma_a)z$ и, следовательно, g' и ускорение массы воздуха возрастают с высотой. Если в вышележащем слое уже γ становится меньше γ_a, то в нем и ΔT, и g' уменьшаются, пока на некотором уровне z_1 не обратятся в 0. Выше движение замедляется ($T < T'$), пока на высоте z_2 не исчерпается накопленная кинетическая энергия и термик остановится. При этом могут даже возникнуть гравитационные колебания с так называемой частотой Брента—Вяйсяля

$$N = \sqrt{g(\gamma_a - \gamma)/T'}.$$

Движение, однако, может прекратиться значительно раньше за счет сопротивления воздуха, поскольку при этом

$$\frac{dW}{dt} = g\frac{\Delta T}{T'} - c_1\frac{\nu w}{r_0^2}, \qquad (2)$$

где ν — коэффициент турбулентной вязкости, r_0 — размер термика, c_1 — коэффициент, для шара близкий к 8. Из формулы (2) ясно, что большие термики могут сохранять $w > 0$, жить дольше и перемещаться выше, чем малые.

Пусть, например, термик начинает подниматься с уровня $z = 1$ км, где $\Delta T = 0$. Тогда в слое с $\gamma = 1{,}08\,^\circ$C/100 м он достигнет уровня $z = 2$ км через 450 с, перемещаясь со скоростью $w = 8{,}1$ м/с. Если выше расположен устойчивый слой с $\gamma = 0{,}68\,^\circ$C/100 м, то уровень $z = 3$ км будет достигнут через 600 с после начала подъема и еще через 75 с движение прекратится. Поэтому ясно, что развитие термика требует небольшого времени (в данном случае около 11 мин), гораздо меньшего, чем, например, развитие слоя St—Sc (см. выше). Нагревание почвы, в результате которого после восхода солнца устанавливается $\gamma > \gamma_a$, или поток, поступающий на более нагретую поверхность либо обращенный к восходящему солнцу склон, могут довольно быстро привести к образованию кучевых облаков.

Поднимающийся термик может вовлекать в свое движение и окружающий воздух, обычно более холодный ($T' < T$) и сухой. Это вовлечение замедляет подъем и процесс конденсации и уменьшает водность облака. Коэффициентом вовлечения называют величину

$$\mu = \frac{1}{m}\frac{dm}{dz} = \frac{\rho g}{m}\frac{dm}{|dp|}, \qquad (3)$$

которая представляет собой относительное изменение потока массы m (кг/с) в термике на единицу высоты. По данным Н. А. Ливановой, величина μ в кучевых облаках в среднем равна 85 % на $\Delta p = 100$ гПа, между уровнями 850 и 700 гПа и 40 % — между 700 и 500 гПа. В пассатных кучевых облаках μ достигает 100 % на 100 гПа. За счет вовлечения высокие Cu cong. обычно на 1—3 км ниже и водность их в 2—3 раза меньше, чем при простом адиабатическом подъеме.

Причиной вовлечения служат также турбулентное трение и падение давления внутри облака, согласно теореме Бернулли, при $dw/dt > 0$.

3.1.4.2. Кучевые облака

Кучевые облака зарождаются обычно в виде мелких обрывков, а их неправильная форма указывает на то, что они образуются из турбулентных вихрей. Вскоре, однако, наиболее крупные оформляются в более плотные облачные массы с приблизительно горизонтальным основанием и клубящейся вершиной. Высота их основания над уровнем начала движения, на котором относительная влажность в термике была равна f_0, приближенно равна

$$z_к = -C \lg f_0, \qquad (4)$$

где константа C слабо зависит от температуры и при $-10\,^\circ$C равна $-3{,}59$ км, при $0\,^\circ$C — 3,94 км и при $10\,^\circ$C — 4,32 км. Следует помнить, что поскольку $f_0 < 1$, то $\lg f_0 < 0$. Так, при $0\,^\circ$C и $f_0 = 0{,}7$ (т. е. 70 %) $\lg f_0 = -0{,}155$ и $z_к = 0{,}61$ км.

В зависимости от стадии развития различают плоские (Cu hum.), средние (Cu med.) и мощные (Cu cong.) кучевые облака. Последние достигают высоты 5 км и более. Все они имеют четкие внешние очертания и растут в виде куполов или башен, напоминающих цветную капусту, имеют ярко-белый цвет с освещенной Солнцем стороны и темное основание. Обычно они образуются утром, когда γ достаточно возрастает, развиваются в течение дня и разрушаются к вечеру. Так, во время исследовательских полетов ЦАО над Украиной в июне—июле 1971—1974 гг. в дни с кучевыми облаками в нижнем слое 0—300 м значение γ составляло 1,10—1,60 °C/100 м, а на высотах более 2,0—2,5 км $\gamma = 0{,}6\,^\circ$C/100 м. В связи с этим развивались лишь плоские и средние Cu; дальнейшее развитие облаков подавлялось. Наиболее часто горизонтальные размеры облаков D и их вертикальная мощность Δh составляли 1—2 км.

Поскольку относительная влажность летом в континентальном климате заметно убывает днем, то в соответствии с формулой

(4) днем должна увеличиваться и высота оснований z_h (см. главу 4).

Над тропической зоной океанов, однако, суточный ход конвекции незначителен и количество Cu меняется от ночи ко дню лишь на 10—20 %. Иногда там возникает и вторичный максимум количества кучевых облаков в 20—21 ч.

Местами в области внутритропической зоны конвергенции (ВЗК) облака Cu и Cb объединяются в скопления (кластеры) размером 200—300 км. При развитии кластера величина дивергенции в его области составляет примерно $-6 \cdot 10^{-6}$, вне его — $4 \cdot 10^{-6}$ с$^{-1}$. Кластер обычно связан с усилением вихря (до $15 \cdot 10^{-6}$ с$^{-1}$) и может служить как бы зародышем циклона.

Нередко валы Cu располагаются параллельно, примерно на равном расстоянии, указывая, что первый импульс конвекции может дать возмущение, распространяющееся от уже существующей облачной линии. Такие параллельные валы могут быть связаны и со слабыми линиями конвергенции, нередко существующими в тропической зоне, близ побережий морей и т. п.

3.1.4.3. Кучево-дождевые облака

Когда вершины мощных кучевых облаков достигают уровня, на котором температура значительно ниже 0 °C, в них образуется большое число ледяных кристаллов (облако «оледеневает»). При этом облако может либо сохранять куполообразную форму (Cb calv.), либо образовывать пучки и даже покровы перистых облаков (Cb cap.). Такие кучево-дождевые облака уже дают значительные, хотя и кратковременные осадки — ливневой снег и дождь, крупу и град.

Для развития Cb нужна значительная неустойчивость атмосферы. Импульс к их образованию иногда дает восходящее движение над горными склонами либо над поверхностью холодных фронтов. Последние поэтому часто бывают отмечены линиями высоких Cb. Поскольку благоприятная для них конвергенция всегда бывает связана с небольшим сдвигом ветра ($du/dz < 10^{-3}$ с$^{-1}$), последний в общем благоприятен для развития Cb, хотя при большом сдвиге (более 1,5 м/с км) они разрушаются.

Облака Cb, в том числе и фронтальные, могут состоять из нескольких конвективных ячеек, возникших последовательно и затем объединившихся за время порядка 15—40 мин («многоячейковые» Cb). Иногда, однако, образуются мощные «суперячейковые» Cb из одной очень большой ячейки размером в 10—15 км и более со скоростью восходящих движений до 50 м/с.

По наблюдениям в США средняя высота Cb составляет около 11 км, причем в 27 % случаев она превышает 13,5 км, а порой достигает 18,7 км. Иногда Cb пробивают тропопаузу и выносят в стратосферу много водяного пара. Вершины Cb в их наковальнях под тропопаузой растекаются со скоростью до 1 км/мин. Так возникают целые покровы перистых облаков, особенно в тропической зоне, где они распространяются от породивших их Cb далеко с общим течением воздуха.

Распад Cb занимает примерно 30 мин; он начинается обычно снизу, так что нередко наковальни и перистые облака переживают само кучево-дождевое облако.

Более подробные сведения о поле движений и турбулентности в Cb будут даны в главах 6 и 7.

Облака Cb могут давать значительные и главное очень интенсивные осадки. Так, например, в Фюссене (ФРГ) 25 мая 1920 г. за 8 мин выпало 124 мм дождя. Из облаков Cb в тропических циклонах за сутки может выпасть 1200 мм дождя. Сильные градобития обычно связаны с суперячейковыми Cb, поскольку обширные восходящие токи в них могут долго поддерживать в воздухе растущую градину.

3.2. Общие сведения о повторяемости, синоптических особенностях и географическом распределении облаков различных форм

3.2.1. Методические замечания о наблюдениях за формами и количеством облаков на сети метеорологических станций

Наблюдение, точнее говоря, обнаружение или распознавание различных форм облаков существенно зависит от расположения облачных слоев. Наблюдение с поверхности Земли облаков верхнего и среднего яруса может быть затруднено наличием значительного или почти сплошного покрова облаков нижнего яруса. Иногда верхние облака могут быть обнаружены наблюдателем уже при малых просветах в нижних; но тем не менее повторяемость (число наблюдений) определенной формы облаков верхнего или среднего яруса должно несколько уменьшаться в случае, если повторяемость облаков нижнего яруса St и Sc велика.

Трудность статистического анализа значений вероятности наблюдения i-й формы облаков $N(i)$ усугубляется тем, что $N(i)$ и, например, $N_н = N(\mathrm{St}) + N(\mathrm{Sc})$ (количество облаков нижнего яруса) могут иметь параллельный годовой (и суточный) ход, создающий ложную корреляцию между ними. Упомянутая обратная зависимость между количеством облаков верхнего и нижнего яруса должны при этом ослабевать.

В табл. 1 (3.2.1) по данным 105 станций СССР указана наблюденная с Земли повторяемость Ac — весьма характерной и легко распознаваемой формы облаков среднего яруса — при различных значениях $N_н$.

Летом, когда световой день велик, N (Ac) не убывает вплоть до порога $N_н = 79$ %. Лишь при $N_н \geqslant 80$ % заметно небольшое

Таблица 1 (3.2.1)

Средняя повторяемость N (%) облаков (Ac) при различных средних значениях $N_н$ (в скобках — число наблюдений)

Месяц	$N_н$ (%)			
	0—9	10—19	20—29	30—39
Январь	14,9 (14)	13,8 (5)	22,0 (24)	29,4 (17)
Июнь—июль	21,9 (23)	22,3 (20)	28,2 (25)	29,1 (59)

Месяц	$N_н$ (%)				
	40—49	50—59	60—69	70—79	80—89
Январь	24,5 (15)	18,7 (10)	17,4 (10)	14,8 (4)	5,5 (2)
Июнь—июль	31,5 (38)	30,6 (25)	34,1 (9)	33,2 (4)	30,6 (7)

экранирующее влияние почти сплошного при этом слоя нижних облаков.

Зимой влияние экранирования — убывание N (Ac) с ростом $N_н$ — отмечается уже при много меньшем пороговом $N_н$ (>50 %). Вероятно, в темное время суток распознавание даже такой четкой формы, как Ac, особо сильно затрудняется нижними облаками.

В годовом ходе такая обратная связь N (Ac) и $N_н$, которую мы здесь назвали экранированием, очень четко наблюдается над Ереваном, Баку, Кизляром, Чердынью, Архангельском и Вильнюсом — в весьма разнообразных, следовательно, климатах.

Вместе с тем естественная положительная связь между появлением облаков нижнего яруса и N (Ac) намечается на высокогорных станциях Кавказа — Казбеги и Местиа, где условия наблюдения облаков среднего яруса более благоприятны, а также в Ленинабаде. В п. (3.1.1) показано, что сходная связь существует и между Ac и более высокими Cc. Эта связь, вероятно, зависит от появления волн одновременно в обоих ярусах. Следы такой положительной связи заметны и в первых столбцах табл. 1 (3.2.1).

Таким образом, влияние экранирования, уменьшающего наблюдаемую с Земли повторяемость облаков среднего и верхнего ярусов, несомненно. Оценить его величину и порог, однако, трудно.

3.2.2. Перистые облака (Ci)

Перистые облака чаще всего наблюдаются в тропосфере в виде отдельного слоя, расположенного немного ниже тропопаузы. Обычно это часть крупномасштабной облачной системы теплого

или холодного фронта (в частности, наковальня облака Cb inc.), но порой слой Ci существует совершенно самостоятельно. При разрушении облачных систем в заполняющихся циклонах или при адвекции более сухого воздуха перистые облака сохраняются дольше других, в том числе и вдали от прежнего центра низкого давления. Так, при прохождении циклонов над югом Средней

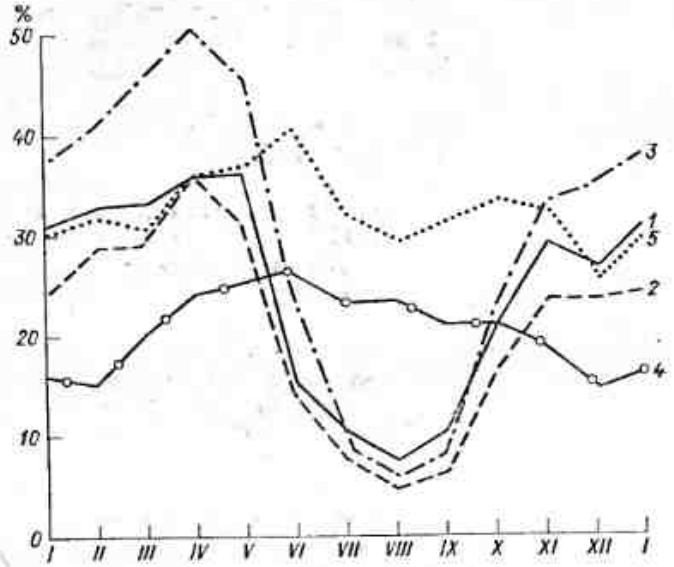


Рис. 1 (3.2.2). Годовой ход повторяемости (%) облаков Ci над южной частью СССР.

1 — Ленинабад, *2* — Тамга, *3* — Пенжикент, *4* — Атбасар, *5* — Джеты-Конур.

Азии отдельные массы перистых облаков выносятся далеко на север от их центра.

В соответствии с циклонической природой облаков Ci зимой в январе над Европейской территорией СССР их повторяемость N (Ci) везде довольно велика и сравнительно одинакова * — 12—16 %. Над Сибирью она постепенно убывает к востоку — местами до 7 %. Лишь в Омске значение N (Ci) велико (30 %), что, возможно, связано с хорошо известной регенерацией циклонов за Уралом.

Над Восточной Сибирью распределение N (Ci) зимой очень неоднородно, что, несомненно, обусловлено различиями в условиях наблюдения Ci в различных секторах сибирского антициклона. Столь же неоднородны, хотя и невелики значения N (Ci) и над Дальним Востоком, где сочетаются влияние и холодного антициклона,

* Ниже, в п. 3.2 все климатические данные приведены согласно «Климатическому справочнику СССР», так же как и в п. 3.3.3.2, 3.3.4 и 3.3.5.

и сравнительно теплых морей. Значения N (Ci) повышены от Хабаровска до Омсукчана и до Усть-Лесной на Камчатке.

На юге СССР, где зимой активен каспийско-гиндукушский климатический фронт со многими теплыми и холодными участками, повторяемость перистых облаков в это время велика. Значение N (Ci) в январе в Ашхабаде достигает 32 %, в Алма-Ате — 34 % и еще дальше на восток, в Кош-Агаче — 30 %. Примечательно, что на юге Средней Азии увеличение N (Ci) продолжается до марта—апреля и лишь в мае происходит резкое уменьшение. Эта особенность годового хода N (Ci) незаметна уже, например, в Северном Казахстане (рис. 1 (3.2.2)).

Летом, в июле, когда траектории многих циклонов проходят значительно севернее, повторяемость N (Ci) велика лишь над севером Европейской части СССР — в Риге она достигает 45 %. N (Ci) убывает в Кишиневе и Камышине до 22 % и резко уменьшается на юго-востоке страны — до 8 % в Ашхабаде и 3 % в Кушке.

В Алма-Ате, однако, в области, откуда начинается летний климатический тянь-шаньский фронт (называвшийся также алтайско-саянским), N (Ci) возрастает снова до 37 %. Влияние этого фронта значительно на всем юге Сибири — N (Ci) достигает 34 % в Минусинске, 56 % в Иркутске и 49 % в Чите. Перистые облака в это время часто отмечаются и над Дальним Востоком: N (Ci) достигает 44 % во Владивостоке, в области летнего муссона в Восточной Азии, связанного, как известно, с возникновением небольших депрессий над Маньчжурией.

3.2.3. Перисто-слоистые облака (Cs)

Ввиду сходства физической природы Cs и Ci мы рассмотрим повторяемость перисто-слоистых облаков N (Cs), сравнивая ее с N (Ci). Облака Cs, как известно, чаще связаны с теплыми фронтами, чем с холодными, и, так же как и теплые фронты, появляются чаще зимой, нежели летом.

Зимой распределения Cs и Ci приблизительно аналогичны, хотя в общем повторяемость перисто-слоистых облаков несколько меньше, чем перистых (N(Cs) $<$ N (Ci)). Особенно мала повторяемость Cs над югом СССР — в Средней Азии и Сибири, где, например, в Чите и Сковородино N (Cs) $\approx$ 16... 18 %. Невелико ($\approx$6—11 %) значение N (Cs) и над Дальним Востоком.

Летом с ослаблением циклонической деятельности Cs в основном уступают место перистым облакам, N (Cs) в общем мало́, а следовательно, мала и вероятность образования больших облачных систем теплых фронтов. Особенно это заметно, конечно, на юге СССР. Лишь в Южной Сибири, возможно, благодаря деятельности тянь-шаньского фронта, отмечается местами более высокая повторяемость N (Cs) — до 14 % в Минусинске и 17 % в Иркутске.

3.2.4. Перисто-кучевые облака (Cc)

Перисто-кучевые облака — облака воздушных волн или конвективных ячеек в верхней тропосфере. Они находятся на большой высоте, как и Ci,— несколько ниже тропопаузы. Наблюдаемые сверху, они выглядят иногда как ряды небольших кучевых облаков.

Облака Cc в общем наблюдаются довольно редко, гораздо реже, чем родственные им облака Ci и Cs. В среднем над СССР их повторяемость составляет 0,9 % в январе и 1,8 % в июле. Невелика она над европейской частью СССР (0,6 и 1,4 % соответственно) и лишь немного больше над Западной Сибирью (0,8 и 2,3 %). Летом Cc сравнительно часто наблюдаются над Курильской грядой и над Сахалином (N (Cc) до 4 %). По их повторяемости выделяется также Ереван (6 % зимой и 8 % летом). Над Средней Азией они наблюдаются очень редко.

Возможно, иногда облака Cc образуются в подветренных воздушных волнах над горами. В частности, над Кавказом при сильном ветре на высотах наблюдался распад крупных чечевицеобразных Ac lent. и образование обширных полей Cc. Можно упомянуть ряд пунктов, где повышенная повторяемость Cc связана с горным рельефом их ближайших окрестностей. К ним относятся, например, Гудаури близ Крестового перевала на Кавказе (N (Cc) = 15 % в апреле) и высокогорная обсерватория Казбеги (N (Cc) = 5 %). Над Урсатьевской, находящейся в горном проходе между отрогами Тянь-Шаня и Туркестанским хребтом, N (Cc) в мае, в сезон осадков, достигает 11 %. Однако облака Cc из-за малой повторяемости в общем мало пригодны для более подробного анализа динамических условий верхней тропосферы.

3.2.5. Высоко-кучевые облака (Ac)

Особое место в физике облаков занимают высоко-кучевые облака. Они появляются при весьма разнообразных макросиноптических процессах и распространены очень широко во всем мире. Вместе с тем высота, на которой они наблюдаются, довольно постоянна (в среднем 3,0—3,5 км в умеренных и высоких широтах и около 5 км в низких).

Облака Ac свидетельствуют, как сказано выше, о возникновении волн Кельвина—Гельмгольца (гравитационно-сдвиговых), развитие в них конвекции (Ac cuf.) и превращение их в конвективные ячейки. Последние расположены рядами примерно вдоль направления ветра или в шахматном порядке.

Слой Ac находится обычно под устойчивым слоем атмосферы — предполагают, что собственное излучение слоя облаков способствует развитию инверсии над ним. В среднем стратификация воздуха в слое Ac влажноустойчивая, и вертикальные скорости в них в общем невелики.

Повторяемость Ac над территорией СССР везде довольно велика. Этот факт подтверждает, что их образование может

происходить в разнообразных климатических условиях и над различными подстилающими поверхностями (табл. 1 (1.3.3)).

Летом облака Ac заметно чаще наблюдаются в южных предгорных районах, например в Тбилиси и Алма-Ате (51 %), в Тамге на южном берегу оз. Иссык-Куль (43 %) и в Ленинакане (42 %). Вместе с тем в горных районах распределение Ac очень неоднородно, например над Мын-Жилки и Большим Алма-Атинским озером их повторяемость составляет всего 17 %.

Из табл. 5—6 (1.3.3) видно, что Ac часто наблюдаются летом над Дальним Востоком. Над Камчаткой, в области очень активной циклонической деятельности, N (Ac) достигает 52—56 %.

Зимой распределение Ac также обнаруживает важные закономерности. Вероятность N (Ac) убывает с понижением температуры (в холодном климате) от 31 % на юге СССР до 13 % в Восточной Сибири (до 9 % в Бодайбо). Однако и в Восточной Сибири в горных районах Ac наблюдаются несколько чаще — в частности, N (Ac) =34 % в Монды (Саянские горы).

Связь Ac с фронтальными облачными системами циклонов обнаруживается, например, в том, что N (Ac) увеличивается от 14 % в Астаре на западе Каспийского моря до 25 % в Гасан-Кули в его восточной части, которая совпадает, очевидно, с восточной частью известных каспийских циклонов. Вместе с тем на юге СССР заметно постепенное убывание повторяемости N (Ac) с запада на восток — от 42 % в Ереване и 37 % в Карабогазе до 19 % в Хороге и 15 % в Кала-и-Хумбе. Возможно, в этом проявляется их зависимость от затухающих по мере движения на восток циклонических возмущений, характерных для весны и начала лета.

Бросается в глаза существенное уменьшение повторяемости N (Ac) зимой в Преображенском (Командорские острова) — до 5 % в ноябре и 4 % в январе. Такая же тенденция отмечается над океаном, примерно в 500 км к востоку от гор Камчатки, в то время как непосредственно над Камчаткой, например на мысе Лопатка, N (Ac) зимой достигает 49 %. Возможно, упомянутое уменьшение N (Ac) есть отчасти эффект экранирования. В то же время над самой Камчаткой, а также в очень сходных условиях острова Моржовец в Белом море экранирование отсутствует и наблюдаются высокие значения N (Ac).

Отметим, что в районе Камчатки местные различия распределения всех форм облаков велики, как нигде в СССР.

3.2.6. Высоко-слоистые облака (As)

Высоко-слоистые облака представляют для физики облаков значительный интерес, поскольку в них, даже в тонких и прозрачных их слоях, происходит нередко интенсивный рост облачных частиц, образующих снегопад или дождь.

Мы уже отмечали выше важную роль фронтальных процессов, порождающих облачные системы Ns—Ac. Зимой (в январе) с их усилением повторяемость N (As) почти везде возрастает до 18—30 %. В Салехарде и Енисейске она достигает даже 40 %. Облака As часто наблюдаются в Восточной Сибири, где в среднем в это время N (As) =21 % и где повторяемость более низких дождевых облаков N (Ns) сравнительно невелика. Лишь над Дальним Востоком, в области холодного зимнего муссона N (As) несколько меньше (13 %). Иногда существуют самостоятельные слои As, располагающиеся под инверсиями и дающие осадки. Они были описаны А. М. Боровиковым уже в 1948 г. Их лишь условно можно назвать фронтальными [3].

Летом связь между повторяемостью As и Ns становится несколько теснее, так что N (Ns) $\approx 0{,}56N$ (As). В это время, например, на Камчатке и Чукотке местами значение N (As) велико и достигает, в частности, в Марково 50 %. В целом над СССР, однако, летом повторяемость N (As) существенно меньше, чем зимой (в 2—3 раза), а максимальна она над Средней Азией ($\approx$4 %).

3.2.7. Слоистые облака (St)

Слоистые облака представляют собой подынверсионные либо расположенные в вершине пограничного слоя облака, которые лишены волновой структуры.

Поскольку в нижних облачных слоях довольно редко отсутствует волновое строение, повторяемость облаков St сравнительно невелика. Среднее взвешенное ее значение составляет над СССР около 6 % и зимой, и летом.

Зимой (в январе) повторяемость St несколько возрастает над Европейской территорией СССР (до 19 %) и над Средней Азией (до 11 %). Она очень мала в Сибири и на Дальнем Востоке (около 1 %) и несколько увеличивается во влажном и неустойчивом климате Камчатки (до 9 %).

Летом (в июле) повторяемость St мала повсюду, в том числе и над западной частью СССР. Особенно мала она над Средней Азией (0,1 %), а в целом над всей территорией СССР за исключением Дальнего Востока она равна 2,8 %. Однако в муссонном влажном климате Дальнего Востока слоистые облака наблюдаются очень часто — повторяемость их тут достигает 21 %.

Поскольку в летний сезон повторяемость слоисто-кучевых облаков, которые также являются подынверсионными, в общем существенно больше, чем зимой, то ясно, что летом уменьшение повторяемости St связано именно с усилением конвекции или волновых процессов в атмосфере, приводящих к преобразованию St в Sc.

Это замечание не касается, очевидно, Средней Азии, где из-за сухости климата и St и Sc летом образуются редко.

3.2.8. Слоисто-кучевые облака (Sc)

Слоисто-кучевые облака, как и St, являются обычно подынверсионными и возникают чаще всего в верхней части пограничного слоя атмосферы — на высотах иногда до 1,5—2,0 км. Однако Sc имеют характерную волновую или ячейковую структуру. Слоисто-кучевые облака наблюдаются очень часто, являясь весьма распространенной формой облаков в широком диапазоне климатов СССР. Хотя их повторяемость и значительно выше повторяемости слоистых облаков St, но в целом изменении N (St) и N (Sc) от одной области СССР к другой сходны.

Отметим, что облака Sc часто связаны с промежуточными антициклонами, возникающими при волновой деятельности на атмосферных фронтах.

Зимой повторяемость слоисто-кучевых облаков N (Sc) существенно повышена на западе СССР (23 %), велика над Кавказом (32 %) и сравнительно велика над Средней Азией (17 %), где в это время, как уже было сказано, проходят многие циклонические серии. Значение N (Sc) мало́ в Сибири и невелико на Дальнем Востоке при зимнем сухом муссоне. В циклоническом климате Камчатки N (Sc) снова существенно возрастает.

Летом N (Sc) в отличие от повторяемости St в общем возрастает по сравнению с зимой. Это вполне объяснимо, поскольку неустойчивость пограничного слоя в это время года гораздо больше и развитие влажной конвекции вплоть до образования Sc cuf. в нем гораздо более вероятно.

Отметим, что летом над континентальной частью СССР местные различия N (Sc) аналогичны различиям N (Cu). Физическая связь двух форм конвекции в Sc и Cu ясна; эта связь теснее в сезон, когда пограничный слой хорошо сформирован и отличается заметной неустойчивостью.

От других областей СССР летом в этом отношении отличается лишь Средняя Азия, где Sc и Cu наблюдаются сравнительно редко главным образом из-за большой сухости пограничного слоя.

3.2.9. Кучевые (Cu) и кучево-дождевые (Cb) облака

Как уже было сказано, эти две важные в физическом отношении формы облаков связаны синоптическим и термодинамическим процессами особого типа — с конвекцией в неустойчивой атмосфере. Образованию их способствуют высокая температура и влажность воздуха, наличие конвергенции течений близ фронтов и окклюзий, а также большие неоднородности подстилающей поверхности и горные хребты.

В континентальном климате (см. табл. 1 (1.3.3) и 1 (3.2.9)) амплитуда годового хода повторяемости N (Cu) кучевых облаков Cu очень велика. Зимой наблюдается минимум N (Cu), который

особенно глубок для наиболее континентальных климатов Сибири (см. табл. 1 (1.3.3)) и Средней Азии, и не столь выражен на Кавказе и на Дальнем Востоке, климат которого имеет морские черты. В среднем по СССР зимой N (Cu) составляет 2,0 %.

Количество кучевых облаков начинает возрастать уже в марте и достигает максимума в июне или июле. Летом их повторяемость везде велика (в июле в Курске 33 %, в Чите 23 %), в том числе

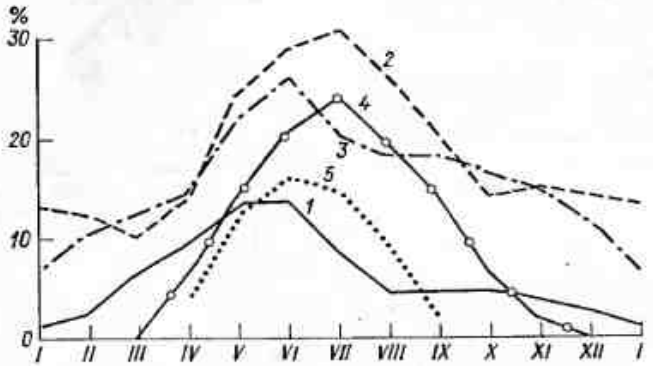


Рис. 1 (3.2.9). Годовой ход повторяемости облаков Cb над югом СССР.

1 — Ленинабад, *2* — Пенджикент, *3* — Душанбе, *4* — Атбасар, *5* — Джеты-Конур.

и на Кавказе (Гагра 37 %). Они редки в морском климате Камчатки (Усть-Лесная 2 %). В средней Азии их повторяемость мала (Ургенч 7 %, Кушка 2 %), конечно, из-за большой сухости воздуха. В предгорьях, однако, повторяемость Cu резко возрастает (достигая в Алма-Ате 33 %). Осенью N (Cu) повсюду довольно быстро уменьшается.

На рис. 1, 2 (3.2.9) и в табл. 1 (1.3.3) и 2 (3.2.9) представлен также годовой ход и географическое распределение N (Cb), в об-

Таблица 1 (3.2.9)

Годовой ход повторяемости (%) кучевых облаков

Пункт	Месяц												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Курск	0,7	0,3	5	16	25	31	33	24	17	7	3	1	14
Богородицкое	0,2	0,7	2	11	16	21	22	17	13	6	1	0,4	9
Атбасар	0,1	0,1	0,7	6	14	19	18	14	8	3	0,7	0,1	7
Джеты-Конур	0,2	0,7	5	11	16	23	23	17	10	6	3	0,6	10
Матуа	2	4	8	6	4	2	3	2	5	9	7	4	5
Ленинабад	2	3	7	11	18	25	16	10	7	5	2	2	9

щем сходные с аналогичными характеристиками кучевых облаков. Зимой N (Cb) мала (порядка 1 %) почти над всей обширной континентальной частью СССР), и количество Cb начинает заметно возрастать с апреля или мая. Максимум N (Cb) наблюдается



Рис. 2 (3.2.9). Среднее месячное число дней с облаками Cb за теплый период (апрель—октябрь) на европейской части СССР (по данным Ю. А. Довгалюк).

обычно в июле — в наиболее теплом месяце, так что годовой ход N (Cb) сходен с ходом температуры, абсолютной влажности и количества осадков. В Вильнюсе в июле N (Cb) увеличивается до 28 %, в Москве — до 7 %, в Енисейске — 18 %, таким образом, существенно варьируя от места к месту.

Уменьшение повторяемости N (Cb) осенью, в сентябре—октябре, происходит заметно медленнее, чем увеличение ее весной.

Следует заметить, что зимой N (Cb) в общем несколько больше, чем N (Cu) (в среднем по СССР 4,3 и 2,0 %) соответственно, вероятно за счет Cb фронтального происхождения. Наоборот, летом N (Cb) $\approx 0{,}5N$ (Cu) — конвекция над континентом далеко не всегда обеспечивает рост Cu до стадии Cb. В среднем по СССР летом N (Cu) ≈ 27 % и N (Cb) ≈ 13 %.

На фоне описанного основного распределения N (Cb) над континентом имеется, однако, характерное исключение, хотя и охватывающее небольшую область. На юге Сибири, в частности на станциях Кош-Агач, Ак-Кем и Кизыл, летние средние значения

Годовой ход повторяемости (%) кучево-дождевых облаков

Пункт	Месяц												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Богородицкое	2	1	2	6	12	13	12	10	6	4	2	1	6
Курск	3	3	4	12	18	20	21	20	11	9	3	2	1
Атбасар	0,3	0,1	0,5	6	14	21	24	19	14	6	2	0,2	9
Джеты-Кокур	0,2	0,5	1	4	12	16	14	9	3	3	1	0,3	5
Матуа	72	74	61	32	19	5	5	6	14	32	60	65	37
Вайда-Губа	36	33	36	32	39	25	24	24	35	40	37	39	33
Лиепая	28	16	14	14	14	14	23	25	29	28	32	26	22
Ростов-на-Дону	0,6	2	3	5	11	15	15	12	5	4	1	1	6
Ташкент	0,04	1	2	5	10	12	6	3	2	1	1	1	4
Томск	0,05	0,2	0,5	3	8	12	13	12	6	3	0,7	0,2	5
Владивосток	0,2	0,2	0,8	2	3	4	2	3	4	2	0,5	0,1	2

N (Cb) существенно повышены — до 26—35 %. В этом, несомненно, проявляется влияние локальной причины — летнего Тянь-Шанского (Алтайско-Саянского) климатического фронта, усиленного эффектом гор.

Можно было бы предполагать, что более значительное влияние должна оказывать очень интенсивная и протяженная фронтальная зона, простирающаяся от Кавказа до Памира и обусловливающая интенсивную циклоническую деятельность и довольно сильные осадки в весенние месяцы в Средней Азии, особенно в марте и апреле. Однако повышение N (Cb) здесь меньше, чем на Алтае: в Иркештаме N (Cb) достигает всего 24 %, в Ленинабаде — 13 %. Таким образом фронтальная зона оказывает влияние не столько на количество Cb, сколько на смещение времени максимума N (Cb) на май в Ташкенте, Зеагли и Андижане, и на апрель в Кушке и Байсуне.

Эти два примера характеризуют взаимодействие фронтального и орографического эффектов в развитии сильной конвекции.

Совершенно особо должна быть рассмотрена очень характерная морская область зимней конвекции, где наблюдается максимум повторяемости Cb. Она охватывает часть Камчатки, Курильские и Командорские острова и Сахалин, но не включает континентальную часть Дальнего Востока. В этой области в Матуа (Курильские острова) в феврале N (Cb) достигает 72 %, на мысе Васильева (остров Парамушир) в январе — 53 %, на мысе Лопатка в декабре — 37 %. Вероятно, здесь конвекции способствует взаимодействие почти свободной от льда поверхности океана с холодными вторжениями воздуха с материка, например в тылу

охотских и алеутских циклонов, весьма активных в этот сезон. В рассматриваемой области N (Cb) $\gg N$ (Cu) (количество кучевых облаков в Матуа весь год всего 2—9 %), т. е. конвекция почти всегда развивается до стадии оледенения вершин Cb. Летом в отсутствии адвекции холодного воздуха облака Cb здесь наблюдаются редко.

Природу этой исключительно интересной климатической области с сильной зимней конвекцией еще следует подробнее изучить. Заметим, что она отличается и интенсивными зимними снегопадами, при которых, например, на Камчатке, за одни сутки выпадает до 115 см снега. Ливневые зимние снегопады отмечаются и на севере Японии.

Другая область с максимумом повторяемости Cb зимой имеется на крайнем севере Мурманской области — от Вайда-губы до Орловского маяка, но ее размеры и значение максимума меньше, а грозовая активность слабее, чем на востоке. В Диксоне этот эффект уже отсутствует.

Более детальное представление о территориальном распределении повторяемости облаков Cb в теплый период года (апрель—октябрь) дает рис. 2 (3.2.9).

3.2.10. Грозы над СССР

Анализ условий конвекции можно уточнить при помощи данных о грозах. Гроза возникает при интенсивно протекающем процессе конденсации в мощном Cb с оледеневающей вершиной. Таким образом, в целом и географическое распределение, и сезонные изменения повторяемости гроз и Cb сходны.

В соответствии с рис. 1 (3.2.9) общей высокой повторяемостью гроз отличается Кавказ — как его горные районы, так и побережье. Так, в Ахалкалаки в июне $N_г = 15$, в среднем за год $N_г = 56$, а в отдельные годы $N_г$ достигала 77. На Ачишхо (возвышенность близ Сочи, $h = 1890$ м) среднее годовое значение $N_г$ равно 54 (с максимумом $N_г = 91$), на Северном Кавказе в Бермамыте $N_г = 77$ и т. д. В Средней Азии, наоборот, грозы редки, и в среднем за год в Ташкенте $N_г = 15$ и в Кушке $N_г = 10$.

На равнине европейской части СССР среднее годовое значение $N_г$ составляет в Вильнюсе 27, в Киеве 25, в Москве 23, т. е. различаются не столь существенно, как значения N (Cb). На севере $N_г$ убывает — до 5 в Мурманске и до 1 в Диксоне.

В Восточной Сибири, для которой характерен сложный благоприятный для местного развития конвекции рельеф, значение $N_г$ может быть летом повышено — в Тынде в июле $N_г = 9$, в Томске $N_г = 8$. Такие же значения отмечаются и на юге Сибири — в Ак-Кеме и Кизыле, хотя этот район (см. выше) и отличается большей повторяемостью Cb. Однако среднее годовое значение $N_г$ здесь везде невелико из-за краткости теплого сезона.

В упомянутой выше области усиленной зимней конвекции на юге Камчатки и над Курильскими островами (N (Cb) до 74 %) повторяемость гроз, наоборот, очень мала — с ноября по апрель их практически не бывает. Среднее за год число гроз $N_г$ в Петропавловске составляет 0,4, на мысе Лопатка 0,5, в Никольском

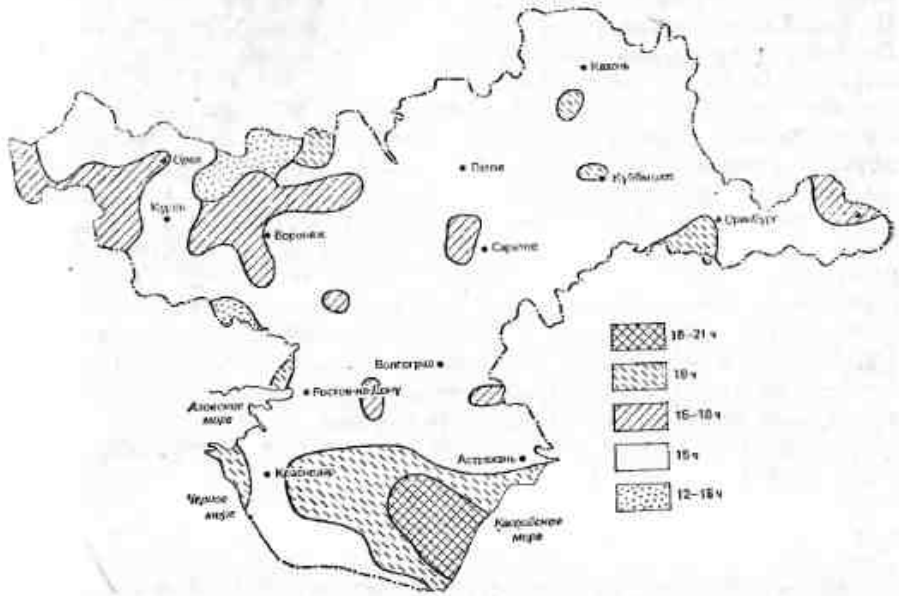


Рис. 1 (3.2.10). Время наибольшей повторяемости гроз (по данным Ю. А. Довгалюк).

(остров Беринга) — 1. Очевидно, зимние Cb тут никогда не развиваются достаточно высоко, чтобы перейти в стадию грозовых.

На Дальнем Востоке число гроз возрастает от берега в глубь континента. Так, в Николаевске среднее за год число гроз равно 7, в Хабаровске — 18, в Охотске — 2, в Арке (всего в 110 км от Охотска) — 8.

На рис. 1 (3.2.10) пояснен суточный ход гроз над СССР: видно, что для северных районов типичны ранние грозы (между 12 и 15 ч), для горных районов Кавказа, наоборот, поздние, вечерние грозы (18—21 ч).

3.2.11. Распределение гроз по земному шару

Распределение повторяемости гроз по земному шару чрезвычайно разнообразно: величина $N_г$ зависит от широты, влияния океана и материков и, главное, орографии [6].

Отметим вначале, что над равнинами Северной Америки — в условиях, сходных с условиями равнинной части СССР,— повторяемость гроз столь же велика, как над западной частью СССР.

Например, в Эдмонтоне в Канаде годовое $N_г = 29$, и уменьшается до 5 в Фербенксе, Аляска, и до 1 в Годтхобе, Гренландия.

Наиболее морские климаты Западной Европы отличаются пониженным годовым $N_г$ по сравнению с более континентальными. В Дублине и Копенгагене, например, $N_г = 9$, а в Мюнхене $N_г = 32$. В области Средиземного моря $N_г$ распределено крайне неравномерно — от 32 в Ницце до 2,5 на острове Кипр и 2 в Каире.

Области холодных морских течений на всем земном шаре отличаются очень малой повторяемостью гроз. Так, в районе Лабрадорского течения $N_г$ уменьшается в Сен-Пьере у берегов Канады до 5, в области Калифорнийского течения — до $N_г = 2$ в Сан-Франциско, в области Чилийского — до $N_г = 0{,}5$ в Сант-Яго и т. д.

В тропической зоне конкуренция морских и орографических влияний на грозы очень сильна. Над небольшими островами в океане, расположенными вдали от материков, грозы отмечаются редко. Так, в Тихом океане на острове Ниуэ $N_г = 1$, на острове Кантон $N_г = 9$ несмотря на близость зоны внутритропической конвергенции. С приближением к континенту, однако, $N_г$ гигантски возрастает, в частности в Сингапуре до 152.

Очень высокими значениями $N_г$ отличается западно-африканская область муссонов — от Конакри в Гвинее ($N_г = 120$) до низовьев Конго—Браззавиля ($N_г = 144$). Значения $N_г$ так же велики и в странах, более удаленных от берега; например, в Банги $N_г = 151$. Очень часты грозы и там, где их развитию способствует рельеф — в Бужумбуре $N_г = 140$, а в Кампале в Уганде на берегу озера Виктория, 0°20′ с. ш.) отмечено рекордное значение $N_г = 242$. Грозы особо часты тут в равноденствие, когда высота Солнца максимальна. Здесь, по-видимому, озерный бриз приводит к смещению зоны гроз днем дальше от берега, и в Кампале поэтому, несмотря на огромное число наблюдаемых (вдали) гроз, среднее годовое количество осадков относительно невелико и составляет 1190 мм.

3.3. Степень покрытия небосвода облаками

3.3.1. Роль масштабов осреднения в статистике покрытия небосвода облаками

Обычно облачность N измеряется в баллах по 10-балльной системе.* При этом 1 балл соответствует покрытию 10 % небосвода, видимого с поверхности Земли выше 15° над горизонтом. Простое, на первый взгляд, выражение «облачность 3 балла», которое означает, что выше 15° над горизонтом 30 % небосвода закрыто облаками, при ближайшем рассмотрении оказывается довольно неопределенным. В частности, здесь не говорится о степени покрытия той или иной части небосвода. Действительно, в ряде случаев (например, для оптического телескопа) важно знать, встретит луч на своем пути облако или нет. Для него небосвод либо закрыт облаком (10 баллов) либо открыт (0 баллов), другого варианта быть не может. Если речь идет о радиационном балансе, то важно знать, какая доля N небосвода закрыта облаками.

Степень (доля) покрытия облаками той или иной площади S небосвода (обозначим ее P_S) зависит от размеров этой площади. Если P измерять в долях единицы, то очевидно, что $P = 0{,}1N$, если в процентах, то $P = 10N$. Степень покрытия небосвода в зените P_0 для любой точки земного шара может быть, следовательно, равна либо 0, либо 1. Вероятность $F(P_0)$ может быть описана следующей формулой:

$$F(P_0) = \begin{cases} \alpha_1 & \text{при } P_0 = 0, \\ \alpha_2 & \text{при } P_0 = 1, \\ 0 & \text{при } P_0 \neq 0 \text{ и } P_0 \neq 1. \end{cases} \qquad (1)$$

Иными словами, $F(0) = \alpha_1$ и $F(1) = \alpha_2$. Во всех других случаях ($P_0 \neq 0$ и $P_0 \neq 1$) $F(P_0) = 0$. Коэффициенты α_1 и $\alpha_2 = 1 - \alpha_1$ характеризуют вероятность ясного неба над данной точкой и вероятность наличия там облачности соответственно. Таким образом, направленный вверх луч лазера с вероятностью α_1 не встретит на своем пути облако и с вероятностью $\alpha_2 = 1 - \alpha_1$ упрется в облако. В общем случае, однако, когда мы наблюдаем некоторый участок небосвода S, степень его закрытия P_S может быть равна любому числу от 0 до 1. При малых S кривая $f(P_S)$ имеет две вершины, т. е. U-образный вид. По мере увеличения площади осреднения S плотность $f(P_S)$ будет уменьшаться на краях интервала (0, 1) и расти в его середине.

Зависимость плотности распределения количества облаков $f(P_S)$ от размера рассматриваемого участка небосвода хорошо видна из табл. 1 и 2 (3.3.1). По ним можно проследить, как с ростом S постепенно бимодальная U-образная форма кривой путем сближения, а затем слияния двух мод в одну трансформируется в колоколообразную. Максимум функции f приходится тогда на некоторое значение $P_{S_{\text{mod}}}$, которое может меняться в зависимости не только от масштаба осреднения S, но и, несомненно, от района наблюдений и сезона. Для всего небосвода в целом $P_{\text{mod}} \approx 0{,}6$ и слабо меняется в течение года (см. табл. 1 (3.3.2)).

Облачные системы, скопления и отдельные облака могут быть весьма различных размеров. Они могут занимать бо́льшую или меньшую площадь, ту или иную долю поля зрения наблюдателя, находящегося на поверхности Земли. На уровне низких облаков ($z = 1{,}5$ км) диаметр осматриваемой наблюдателем с Земли области выше 15° над горизонтом d_1 составляет около 10 км, а на

* В США нередко публикуются работы, в которых облачность измеряется по 8-балльной системе.

Таблица 1 (3.3.1)

Повторяемость (%) количества облаков N в различные сезоны года над Европейской частью СССР (по [11])

S	Сезон	N баллы										
		0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	Л	74	0	0	0	0	0	0	0	0	0	26
	О	51	0	0	0	0	0	0	0	0	0	49
	З	33	0	0	0	0	0	0	0	0	0	67
	В	51	0	0	0	0	0	0	0	0	0	49
0,5×0,5°	Л	50	12	10	2	1	0	1	2	2	9	11
	О	35	7	7	2	2	1	3	3	2	14	24
	З	17	6	5	2	3	2	4	4	4	16	38
	В	34	7	7	2	3	2	2	3	4	12	24
1×1°	З	11	7	5	5	4	2	4	6	8	18	29
	В	26	10	8	5	5	2	3	5	5	13	18
	Л	39	18	9	6	2	1	2	2	3	9	9
	О	26	10	7	5	4	2	4	4	5	17	16
2×2°	З	7	6	5	7	6	3	5	9	10	22	20
	В	19	11	8	7	7	4	4	7	8	14	11
	Л	24	24	12	9	4	2	2	3	5	9	4
	О	16	12	9	9	5	3	4	6	8	18	9
4×4°	З	4	5	5	7	7	6	8	11	14	23	11
	В	11	10	10	10	8	6	6	9	12	14	4
	Л	12	27	15	14	6	3	3	4	7	8	1
	О	8	13	9	12	7	5	6	8	11	16	3
6×6°	З	2	3	5	8	8	6	10	14	17	20	6
	В	7	9	9	12	10	8	9	12	12	11	1
	Л	5	25	18	15	10	5	4	5	6	6	0
	О	4	10	10	13	11	7	9	10	13	11	1
8×8°	З	2	2	4	8	9	8	11	17	18	19	3
	В	5	6	9	14	12	9	11	14	10	10	0
	Л	2	20	20	18	12	6	5	5	8	3	0
	О	2	7	10	15	13	8	10	14	12	8	0
10×10°	З	1	2	3	9	10	8	12	19	18	17	2
	В	5	5	7	14	14	9	14	14	10	8	0
	Л	2	16	19	23	12	8	6	6	7	2	0
	О	2	4	8	16	15	10	12	15	11	5	0

уровне перистых облаков ($z=9$ км) $d_2=60$ км. При этом, поскольку размер больших облачных систем существенно превышает значения d_1 и d_2, наблюдатель при отсутствии кучевых облаков небольшого размера гораздо чаще отмечает $N=10$ (и соответственно $N=0$), чем, например, $N=3$, 4, 5. Соответственно и плотности распределения $f_m(P_S)$ при малых S (10^4-10^5 км^2)

Повторяемость (%) среднегодовых значений количества облаков N для земного шара в целом при разных площадях осреднения S [9]

S	N баллы										
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0°	52	0	0	0	0	0	0	0	0	0	48
1×1°	26	11	7	5	4	2	3	4	5	14	18
4×4°	9	14	10	11	7	6	6	8	11	15	5
10×10°	2	7	9	16	13	9	11	14	12	8	0

обычно имеют U-образный вид. При наблюдениях со спутника доля общей площади, занятой облаками (облачными «пятнами») также будет зависеть от размера просматриваемых квадратов земной поверхности. При просматривании больших участков вероятность того, что облачная система займет весь такой участок, естественно, убывает с ростом его размеров. Одновременно убывает вероятность того, что весь участок окажется безоблачным (см. табл. 1 (3.3.1)), и возрастает вероятность промежуточных значений $N=3\ldots 7$. Эти методические замечания следует всегда иметь в виду при анализе данных о количестве облаков, наблюденных тем либо другим способом, с Земли или со спутников.

Как видно из табл. 1 (3.3.1), по мере увеличения масштабов осреднения S кривая $f(P_S)$ становится одномодальной с максимумом примерно на участке P от 4 до 7 баллов. Судя по табл. 1 и 2 (3.3.1), это происходит при $S>10\times10^\circ$, т. е. бимодальность распределения $f(P)$ сохраняется при осреднении наблюдений на масштабах во всяком случае вплоть до $S=10\times10^\circ$. В отдельных регионах значения мод могут, конечно, существенно отличаться друг от друга, вплоть до приобретения кривой J-образного (или обратного ему i-образного) вида, а переход к одномодальному спектру происходит при других, нередко заметно меньших масштабах осреднения.

Наконец, следует отметить, что в распределении не мгновенных, а среднемесячных и т. д. значений степени покрытия небосвода облаками $\bar{N}$ наблюдается аналогичная тенденция — $f_S(N)$ при большом периоде осреднения трансформируется из U-образного или бимодального в куполообразный.

В последние годы, кроме традиционных способов описания повторяемости различных степеней покрытия небосвода облаками с помощью таблиц и карт с изолиниями $\bar{N}$, обращаются к различным эмпирическим соотношениям. Такое описание позволяет сжать информацию и вместо многочисленных таблиц и карт ограничиться сведениями об изменчивости параметров распределения.

Полагая, что плотность распределения $f_M(P)$ имеет U-образный вид (точнее, имеет максимумы, расположенные точно на концах интервала (0, 1) и минимум при промежуточном значении P) или колоколообразный вид (один максимум внутри интервала (0, 1)), некоторые авторы [14] предлагают параметризовать ее бета-распределением (см. п. 3.2.4), полагая

$$f_M(P) = \frac{\Gamma(\alpha+\beta)}{\Gamma(\alpha)\,\Gamma(\beta)} P^{\alpha-1}(1-P)^{\beta-1}. \qquad (2)$$

Параметры α и β, естественно, должны зависеть от масштаба осреднения S и региона (пункта M). При $\alpha > 1$ и $\beta > 1$ над пунктом не отмечается ясного неба ($f(0) = 0$) или сплошной облачности ($f(1) = 0$); в целом $f(P)$ имеет колоколообразный вид с нулевыми значениями на краях интервала (0, 1). При $\alpha > 1$ и $\beta < 1$ чаще всего пасмурно (кривая $f_M(P)$ имеет J-образный вид), при $\alpha < 1$ и $\beta > 1$, наоборот, чаще всего ясно ($f_M(P)$ имеет вид i, т. е. перевернутой J). При $\alpha < 1$ и $\beta < 1$ обычно либо ясно, либо сплошная облачность (U-образный вид кривой $f_M(P)$).

В [14] по спутниковым данным наблюдений в 10 224 точках земного шара за 45 мес были рассчитаны (по радиационным характеристикам) некоторые средние за день значения P при $S = 2{,}5 \times 2{,}5°$. Затем в этих точках были построены кривые распределения $f(P)$ для каждого из сезонов года. Кривые $f(P)$ аппроксимировались бета-распределением (3), параметры которого α и β определялись по моментам распределения $f(P)$. Диапазон значений α был разбит на участки (0; 1), (1; 1,5), (1,5; 2), (2; 3), а диапазон β на участки (0; 2), (2; 4) и (4; 6), и для каждого сезона строилась карта земного шара, на которой области, с тем или иным диапазоном значений (α, β) закрашивались своим цветом (или покрывались своими условными значками). Полученные таким образом карты позволяют получить представление о регионах земного шара со сходным характером кривых распределения степени покрытия небосвода облаками. Согласно приведенным в [14] рисункам, кривые плотности распределения $f(P_S)$ имеют во все сезоны в основном одномодальный вид. Эти данные относятся к $S = 2{,}5 \times 2{,}5°$ и, как видим, не согласуется с данными табл. 1 и 2 (3.3.1), построенным по результатам непосредственного анализа спутниковых фотографий облачного покрова. Напомним, что по данным, приведенным в указанных таблицах, одномодальный характер кривых $f(P_S)$ преобладает при площадях осреднения S не менее $10 \times 10°$. Отсюда следует, что многочисленные результаты обобщения данных о степени покрытия небосвода облаками, полученные по спутниковым материалам на основе анализа радиационных характеристик, могут отличаться от результатов прямого анализа спутниковых изображений.

Сведения о степени покрытия небосвода облаками, основанные на данных самолетного зондирования, соответствуют $S \approx 10^3$ км^2 и, возможно, завышают значения N на 1 балл, так как наблюдатель в момент обзора находится слишком близко к облачному покрову. Аналогичное завышение N имеет место при сравнении данных наземных и спутниковых наблюдений. По данным наземных наблюдений количество облачности может быть на 1—2 балла больше, чем по спутниковым данным.

Кроме бета-распределения, существуют и другие распределения, с помощью которых можно аппроксимировать функцию $f(P_S)$. Так, в [1] предложено для этой цели модифицированное нормальное распределение.

В общем виде для любого региона M земного шара, функцию распределения $f_M(P_S)$ можно представить как сумму трех функций (позволяющих аппроксимировать все главные формы распределения):

$$f_M(P_S) = \alpha_{1M}(S) f_1(P_S) + \alpha_{2M}(S) f_2(P_S) + \alpha_{3M}(S) f_3(P_S). \qquad (3)$$

В качестве функций f_i могут быть использованы те или иные классы распределений (например, бета-распределение, логарифмически нормальные или усеченные нормальные распределения). Пока не известны попытки представить $f_M(P_S)$ в таком виде и тем более нет данных о возможных параметрах распределений α_{1M}, α_{2M}, α_{3M}, для разных M и S и параметров f_i-распределений.

3.3.2. Распределение среднемесячных значений среднего покрытия небосвода облаками по земному шару

Среднее количество облаков ($\bar{N}$ баллы) — весьма важная характеристика климата, теплового баланса, общей циркуляции атмосферы; данные об $\bar{N}$ необходимы для изучения облачных явлений в целом. В свою очередь $\bar{N}$ зависит от динамических явлений в атмосфере и их изменений с сезоном, от характерных траекторий циклонов, существования линий сходимости.

Детальное представление о средней общей облачности над земным шаром в зависимости от широты и сезона дают табл. 1—7 (3.3.2), заимствованные из [1, 2, 10], а также рис. 1 (3.3.2) [8]. Отметим, что таблицы 1, 6, 7 составлены по данным наземных и судовых наблюдений, табл. 2 — по результатам спутниковых исследований (A полагалось равным 0,60) [1], табл. 3—5 — по спутниковым фотографиям [10].

Для практического использования данных об $\bar{N}$ мы приводим здесь табл. 1 (3.3.2), составленную Т. Г. Берлянд и др. [2] по наземным наблюдениям около 2500 метеорологических станций на материках и океанах.

Имеются также и таблицы О. А. Авасте и др. [1], характеризующие облачность в зоне 45° с. ш.—45° ю. ш. за 1974—1977 гг. по данным наблюдений со спутника НУОА, значения N в которых

Годовой ход средних зональных значений количества облаков N (баллы) (по [2])

Таблица 1 (3.3.2)

Зона	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Над сушей													
80—70° с. ш.	5,6	5,6	5,1	5,7	7,0	7,2	7,3	7,2	7,7	7,4	6,3	5,3	6,5
70—60	6,3	6,1	5,9	6,2	7,1	7,1	7,1	7,3	7,8	7,8	6,9	6,5	6,8
60—50	6,3	6,1	6,1	6,5	6,7	6,7	6,6	6,6	6,8	7,1	7,0	6,7	6,6
50—40	5,7	5,8	5,9	6,1	5,9	5,5	5,0	4,7	4,7	5,1	5,8	6,1	5,5
40—30	5,1	5,0	5,0	4,9	4,5	3,9	3,8	3,7	3,4	3,5	4,0	4,7	4,3
30—20	3,7	3,6	3,7	3,6	3,6	3,7	4,0	4,2	3,7	3,0	3,4	3,6	3,7
20—10	3,5	3,6	3,8	4,0	4,6	5,2	6,0	6,2	5,6	4,1	3,9	3,6	4,5
10—0	5,4	5,6	6,0	6,6	6,7	6,7	6,9	7,1	6,7	6,0	5,8	5,1	6,2
0—10° ю. ш.	7,2	7,3	7,3	6,8	6,4	5,6	5,0	5,4	6,0	6,2	6,8	7,0	6,4
10—20	6,4	6,3	6,0	5,4	4,0	3,3	3,1	3,0	4,2	5,2	5,7	5,3	4,8
20—30	4,5	4,5	4,3	3,8	3,5	3,3	3,0	2,7	3,2	3,9	4,1	4,2	3,8
30—40	3,9	3,4	3,7	3,8	4,7	4,8	4,7	3,9	3,9	4,2	3,8	3,8	4,1
40—50	4,9	5,3	4,9	5,4	6,6	6,1	5,8	5,8	5,9	5,3	5,9	5,8	5,6
50—60	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
60—70	7,1	6,7	6,7	6,5	5,8	5,7	5,9	6,4	6,4	6,4	6,2	6,3	6,3
70—80	6,2	6,3	6,4	5,7	5,0	4,9	5,0	5,7	5,8	6,2	5,8	6,2	5,7
80—90	5,4	5,7	5,9	4,5	4,2	4,1	3,9	5,0	5,0	5,0	5,4	5,7	5,0
Северное полушарие	5,2	5,5	5,2	5,4	5,6	5,5	5,6	5,6	5,5	5,3	5,3	5,2	5,4
Южное полушарие	5,9	5,9	5,8	5,3	4,8	4,4	4,2	4,4	4,9	5,3	5,4	5,6	5,2
Суша в целом	5,4	5,4	5,4	5,4	5,3	5,2	5,1	5,2	5,3	5,3	5,4	5,3	5,3
Над океаном													
90—80° с. ш.	5,3	5,2	5,3	5,7	7,7	8,5	8,7	9,0	8,8	8,0	6,2	5,4	7,0
80—70	6,0	5,9	5,7	6,3	7,7	8,0	8,1	8,4	8,5	8,1	6,8	6,0	7,1
70—60	7,0	6,8	6,8	7,0	7,6	7,7	7,7	7,8	8,0	7,8	7,4	7,1	7,4
60—50	7,6	7,5	7,5	7,7	8,1	8,2	8,3	8,1	7,8	7,6	7,7	7,7	7,8
50—40	7,5	7,4	7,3	7,5	7,7	7,9	7,7	7,4	7,1	7,0	7,2	7,4	7,4
40—30	6,5	6,6	6,5	6,5	6,6	6,6	6,1	5,7	5,6	6,1	6,2	6,4	6,3
30—20	5,5	5,5	5,3	5,3	5,3	5,6	5,7	5,3	5,2	5,4	5,3	5,5	5,4
20—10	5,2	5,0	5,0	5,3	5,4	6,1	6,3	6,1	6,0	5,8	5,4	5,4	5,6
10—0	5,8	5,6	5,7	5,9	6,0	6,3	6,2	6,1	6,0	6,0	5,8	5,9	5,9
0—10° ю. ш.	5,9	5,7	5,6	5,6	5,3	5,2	5,3	5,3	5,6	5,6	5,7	5,8	5,5
10—20	5,7	5,5	5,6	5,3	5,1	5,0	5,3	5,4	5,5	5,7	5,8	5,7	5,5
20—30	5,6	5,5	5,7	5,6	5,5	5,4	5,6	5,6	5,8	6,0	5,9	5,7	5,7
30—40	6,0	6,0	6,1	6,1	6,2	6,2	6,1	6,0	6,4	6,5	6,2	6,1	6,1
40—50	7,0	7,1	7,0	7,1	7,2	7,1	7,0	6,9	7,1	7,2	7,1	7,1	7,1
50—60	8,4	8,2	8,1	8,1	7,9	7,8	7,8	7,7	7,6	8,0	8,4	8,3	8,0
60—70	9,0	8,6	8,3	8,1	7,8	7,5	7,7	7,7	7,6	8,2	8,4	8,4	8,1
70—80	8,4	7,9	7,7	7,6	6,6	6,5	6,5	6,7	6,8	7,6	7,4	7,4	7,2
Северное полушарие	6,0	6,0	5,9	6,1	6,3	6,6	6,6	6,4	6,2	6,3	6,1	6,1	6,2
Южное полушарие	6,6	6,4	6,4	6,4	6,2	6,1	6,2	6,2	6,3	6,5	6,6	6,5	6,4
Океан в целом	6,4	6,3	6,2	6,3	6,3	6,4	6,4	6,3	6,3	6,5	6,4	6,4	6,3
Земля в целом													
90° с. ш.	4,9	4,8	5,5	5,5	7,7	8,9	9,2	9,2	9,0	7,9	6,0	5,3	7,0
90—80	5,3	5,2	5,3	5,7	7,7	8,5	8,7	9,0	8,8	8,0	6,2	5,4	7,0
80—70	5,9	5,8	5,5	6,1	7,5	7,8	7,9	8,0	8,3	7,9	6,7	5,8	6,9
70—60	6,5	6,3	6,2	6,4	7,2	7,3	7,3	7,4	7,9	7,8	7,0	6,7	7,0
60—50	6,9	6,7	6,7	7,0	7,3	7,3	7,3	7,2	7,2	7,3	7,3	7,1	7,1
50—40	6,6	6,6	6,6	6,8	6,8	6,6	6,3	6,0	5,8	6,0	6,5	6,7	6,4
40—30	5,9	5,9	5,9	5,8	5,7	5,4	5,1	4,8	4,7	5,0	5,3	5,7	5,4
30—20	4,8	4,8	4,7	4,7	4,7	4,9	5,1	4,9	4,6	4,5	4,6	4,8	4,8
20—10	4,8	4,6	4,7	5,0	5,2	5,7	6,2	6,1	5,9	5,4	5,0	4,9	5,3
10—0	5,7	5,6	5,8	6,1	6,2	6,4	6,4	6,3	6,2	6,0	5,8	5,7	6,0
0—10° ю. ш.	6,2	6,1	6,0	5,9	5,6	5,3	5,2	5,3	5,7	5,7	6,0	6,1	5,8
10—20	5,9	5,7	5,7	5,3	4,9	4,6	4,8	5,0	5,2	5,6	5,8	5,6	5,3
20—30	5,3	5,3	5,4	5,2	5,0	4,9	5,0	4,9	5,2	5,5	5,5	6,4	5,2
30—40	5,8	5,7	5,8	5,8	6,0	6,0	5,9	5,8	6,1	6,2	5,9	5,8	5,9
40—50	6,9	7,0	6,9	7,0	7,2	7,1	7,0	6,9	7,1	7,1	7,1	7,1	7,0
50—60	8,4	8,2	8,1	8,1	7,9	7,8	7,8	7,7	7,6	8,0	8,4	8,3	8,0
60—70	8,8	8,4	8,1	7,9	7,6	7,3	7,5	7,6	7,5	8,0	8,2	8,2	7,9
70—80	6,8	6,8	6,8	6,3	5,5	5,4	5,4	6,0	6,1	6,6	6,3	6,6	6,2
80—90	5,4	5,7	5,9	4,5	4,2	4,1	3,9	5,0	5,0	5,0	5,4	5,7	5,0
90° ю. ш.	5,0	4,6	4,5	3,1	2,6	3,0	3,1	3,5	4,5	5,2	4,0	4,9	4,0
Северное полушарие	5,6	5,6	5,6	5,8	6,0	6,2	6,2	6,1	6,0	5,9	5,8	5,8	5,9
Южное полушарие	6,5	6,4	6,3	6,2	6,0	5,9	5,9	5,9	6,1	6,3	6,4	6,4	6,2
Земля в целом	6,1	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,1	6,1	6,1	6,0

Таблица 2 (3.3.2)

Годовой ход средних зональных значений покрытия облаками небосвода (%) для различных широтных зон (по [1])

φ°	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Северное полушарие													
45—42,5	50	50	45	41	39	38	36	33	33	35	42	45	40,6
42,5—40,0	48	46	43	39	38	35	34	29	29	33	38	43	38
40,0—37,5	43	42	39	36	32	24	29	25	28	30	34	40	34
37,5—35,0	39	39	35	34	31	29	27	24	28	28	30	36	32
35,0—32,5	38	36	33	35	33	29	27	23	26	27	30	35	31
32,5—30,0	35	33	33	34	32	28	28	25	27	25	29	33	29
30,0—27,5	31	29	29	30	30	25	27	25	26	22	25	28	27
27,5—25,0	29	27	27	27	26	25	29	28	26	22	24	26	26
25,0—22,5	29	26	26	25	24	24	30	32	27	22	23	25	26
22,5—20,0	28	26	24	24	22	26	32	35	29	24	24	25	27
20,0—17,5	24	23	24	23	22	26	32	35	31	25	23	23	26
17,5—15,0	21	20	21	20	21	25	31	34	30	25	22	20	24
15,0—12,5	20	19	21	19	21	27	33	36	34	28	23	20	25
12,5—10,0	22	21	22	22	27	33	39	42	41	36	29	23	30
10,0—7,5	27	27	29	29	36	40	45	46	46	43	39	32	37
7,5—5,0	33	34	37	36	40	41	42	40	39	40	38	37	38
5,0—2,5	35	39	38	35	33	32	35	33	33	34	33	34	34
2,5—0,0	34	37	37	31	25	26	30	29	31	32	31	32	31
Южное полушарие													
0,0—2,5	38	39	39	31	23	23	28	27	30	32	32	33	31
2,5—5,0	40	39	39	31	23	23	27	27	31	35	35	35	32
5,0—7,5	41	39	36	27	21	22	27	27	31	35	36	35	31
7,5—10,0	40	38	32	25	21	22	25	26	29	34	36	36	30
10,0—12,5	40	38	31	25	21	22	25	26	29	34	37	37	31
12,5—15,0	38	38	30	24	22	23	24	27	29	32	36	36	30
15,0—17,5	36	36	30	24	24	23	24	27	30	32	35	35	30
17,5—20,0	34	34	27	24	24	24	25	27	31	33	34	34	29
20,0—22,5	31	30	25	23	24	25	26	27	31	31	31	31	28
22,5—25,0	30	29	26	24	28	25	27	27	32	32	32	30	28
25,0—27,5	30	30	27	26	29	27	30	30	35	34	32	31	30
27,5—30,0	31	32	28	28	32	31	35	33	36	36	33	32	32
30,0—32,5	35	36	32	33	36	35	39	38	41	41	38	35	37
32,5—35,0	39	41	38	37	41	39	41	41	43	43	43	40	41
35,0—37,5	44	46	46	43	44	44	46	44	47	47	48	46	45
37,5—40,0	49	50	52	47	48	48	50	47	50	51	52	51	50
40,0—42,5	54	54	55	51	50	51	54	52	52	54	56	55	53
42,5—45,0	59	60	57	54	52	55	56	54	54	57	58	58	56

Таблица 3 (3.3.2)

Средние за сезон зональные значения количества облаков N (баллы) по данным за 1971—1980 гг. [10]

φ°	Мировой океан				Материки				Полушария			
	XII—II	III—V	VI—VIII	IX—XI	XII—II	III—V	VI—VIII	IX—XI	XII—II	III—V	VI—VIII	IX—XI
Северное полушарие												
85	2,6	2,7	5,3	4,3	—	—	—	—	2,6	2,7	5,3	4,3
80	3,2	3,3	5,7	4,9	2,2	2,4	4,2	3,3	3,0	3,2	5,4	4,6
75	3,7	3,8	5,9	5,3	2,8	2,9	4,6	3,8	3,5	3,6	5,6	5,0
70	4,4	4,5	6,1	5,9	3,2	3,7	5,6	5,0	3,8	4,1	5,8	5,1
65	5,6	5,6	6,6	6,7	4,1	4,6	6,1	5,7	4,4	4,8	6,2	5,8
60	6,0	6,0	6,6	6,9	4,6	5,4	6,2	6,1	5,1	5,6	6,4	6,4
55	7,0	7,0	7,0	7,3	4,8	5,6	6,0	6,0	5,8	6,2	6,4	6,6
50	7,6	7,5	7,3	7,5	4,9	6,4	5,5	5,3	6,1	6,3	6,2	6,2
45	7,4	7,2	6,6	7,0	4,8	5,1	4,7	4,5	6,0	6,2	5,6	5,6
40	7,0	6,7	6,0	6,5	4,4	4,8	3,9	3,6	6,0	6,0	5,7	5,2
35	6,8	6,4	5,6	6,1	4,3	4,5	3,5	3,3	5,7	5,6	4,7	4,9
30	6,8	6,4	5,9	6,0	3,4	3,6	3,2	2,8	5,2	5,1	4,6	4,5
25	5,9	5,6	5,5	5,3	2,5	2,9	3,6	2,7	4,7	4,6	4,8	4,4
20	5,2	4,9	5,7	5,2	2,2	2,5	3,8	2,7	4,3	4,3	5,2	4,5
15	4,9	4,7	5,7	5,4	2,4	3,1	5,5	4,0	4,2	4,3	5,7	5,0
10	5,1	5,1	6,3	6,2	3,1	5,0	6,3	5,1	4,7	5,1	6,3	6,0
5	6,0	5,8	6,4	6,3	4,9	6,4	6,6	6,2	5,8	6,0	6,4	6,3
0	5,7	5,3	5,6	5,5	6,4	6,5	6,2	6,4	5,9	5,7	5,7	5,7

φ°	Мировой океан				Материки				Полушария			
	XII–II	III–V	VI–VIII	IX–XI	XII–II	III–V	VI–VIII	IX–XI	XII–II	III–V	VI–VIII	IX–XI
					Южное полушарие							
5	5,9	5,4	5,6	5,8	6,8	6,4	3,5	5,9	6,1	5,6	5,4	5,8
10	6,1	5,4	5,6	5,8	6,9	5,8	3,5	5,7	6,2	5,5	5,2	5,8
15	6,1	5,6	6,0	6,1	6,5	4,9	3,1	4,8	6,2	5,5	5,3	5,8
20	6,2	5,9	6,3	6,3	5,5	4,3	3,2	4,3	6,0	5,5	5,5	5,8
25	6,2	6,2	6,6	6,7	4,8	4,1	3,7	4,1	5,8	5,6	5,8	6,0
30	6,3	6,7	7,0	7,1	4,1	4,0	3,9	4,1	5,8	6,0	6,2	6,3
35	6,7	7,1	7,1	7,2	4,6	4,8	5,2	4,8	6,5	6,8	6,9	6,9
40	7,1	7,5	7,4	7,5	4,9	5,1	5,9	5,1	7,0	7,4	7,4	7,5
45	7,5	7,7	7,6	7,8	6,4	6,6	6,9	6,6	7,4	7,7	7,6	7,7
50	7,7	7,9	7,8	8,0	6,9	6,6	6,8	6,7	7,7	7,9	7,7	7,9
55	7,8	8,0	7,8	8,1	7,6	7,5	7,3	7,5	7,8	8,0	7,8	8,1
60	7,9	8,1	7,9	8,2	—	—	—	—	7,9	8,1	7,9	8,2
65	7,4	7,7	7,4	7,6	—	—	—	—	7,4	7,7	7,4	7,6
70	6,9	7,3	6,8	7,1	3,2	2,9	3,2	2,8	5,3	5,4	5,2	5,2
75	5,6	5,7	4,9	5,2	2,6	2,7	2,6	2,5	3,2	3,3	3,0	3,0
80	—	—	—	—	1,9	2,0	1,6	1,7	1,9	2,0	1,6	1,7
85	—	—	—	—	1,2	1,2	0,9	0,9	1,1	1,2	0,9	0,9

Таблица 4 (3.3.2)

Осредненные по Мировому океану, суше, полушариям и земному шару в целом средние месячные значения количества облаков N (баллы) по данным за 1971—1980 гг.

Месяц	Северное полушарие			Южное полушарие			Земля		
	Океан	Суша	В целом	Океан	Суша	В целом	Океан	Суша	В целом
I	5,8	4,0	5,1	6,7	4,7	6,2	6,3	4,2	5,7
II	5,6	4,0	5,0	6,5	4,9	6,1	6,1	4,3	5,6
III	5,4	4,2	4,9	6,7	4,5	6,2	6,1	4,3	5,6
IV	5,6	4,7	5,2	6,7	4,4	6,2	6,2	4,6	5,7
V	5,9	4,9	5,4	6,7	4,1	6,1	6,4	4,6	5,8
VI	6,1	4,9	5,6	6,7	3,7	6,0	6,4	4,5	5,8
VII	6,0	4,9	5,5	6,7	3,5	6,0	6,5	4,4	5,8
VIII	5,9	5,0	5,5	6,9	3,7	6,2	6,5	4,6	5,9
IX	5,9	4,9	5,5	7,0	4,0	6,3	6,5	4,6	5,9
X	6,0	4,5	5,4	6,9	4,3	6,3	6,5	4,4	5,8
XI	5,9	4,2	5,2	6,9	4,3	6,3	6,5	4,2	5,8
XII	6,0	4,1	5,2	6,9	4,6	6,4	6,5	4,3	5,8
Год	5,8	4,5	5,3	6,8	4,2	6,2	6,4	4,4	5,8

Таблица 5 (3.3.2)

Среднее месячное количество облаков N (баллы) над океанами и материками по данным за 1971—1980 гг. [10]

Материки и океаны	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Северное полушарие													
Европа	6,2	6,2	5,8	6,1	5,7	5,5	5,4	5,4	5,6	5,9	6,5	6,6	5,9
Азия	3,9	3,9	4,1	4,8	5,0	4,9	5,0	4,9	4,7	4,3	3,8	3,9	4,4
Африка	2,9	2,8	3,3	3,7	3,8	3,9	3,9	4,1	4,1	3,6	3,2	3,1	3,5
Сев. Америка	3,9	3,8	3,5	3,5	4,8	5,5	5,7	6,4	6,4	5,6	4,1	3,9	5,3
Ледовитый океан	3,9	3,8	3,5	3,5	4,8	5,5	5,7	6,4	6,4	5,6	4,1	3,9	4,8
Атлантический океан	5,9	5,8	5,6	5,6	5,6	5,6	5,3	5,2	5,4	5,7	5,7	6,0	5,6
Индийский океан	3,6	3,2	2,6	3,5	4,5	5,8	5,8	5,6	5,1	4,5	4,1	4,3	4,4
Тихий океан	6,2	6,0	5,8	6,2	6,3	6,4	6,3	6,2	6,2	6,4	6,4	6,5	6,2
Южное полушарие													
Австралия	4,5	4,4	3,8	3,5	3,8	3,4	3,0	3,3	3,2	3,4	3,6	4,0	3,7
Африка	6,1	6,0	5,7	5,5	4,2	3,2	3,8	4,0	4,8	5,1	5,4	6,1	5,0
Южная Америка	6,2	6,1	5,8	5,6	5,4	4,9	4,6	4,8	5,4	5,6	5,6	5,9	5,0
Антарктида	2,1	2,7	2,2	2,3	2,3	2,3	2,1	2,1	2,1	2,2	2,0	2,1	2,2
Атлантический океан	6,6	6,4	6,7	6,8	6,8	6,8	6,8	6,9	7,2	7,2	7,0	6,9	6,8
Индийский океан	6,7	6,5	6,5	6,4	6,5	6,5	6,5	6,6	6,8	6,6	6,6	6,7	6,6
Тихий океан	6,6	6,5	6,6	6,7	6,6	6,0	6,6	6,8	6,9	6,9	6,8	6,9	6,7

вычислены в предположении, что альбедо облаков $a=0{,}60$. Сравнивая эти данные с данными, приведенными в работе [2], можно увидеть, что значения $\overline{N}$ в работе [1] значительно меньше:

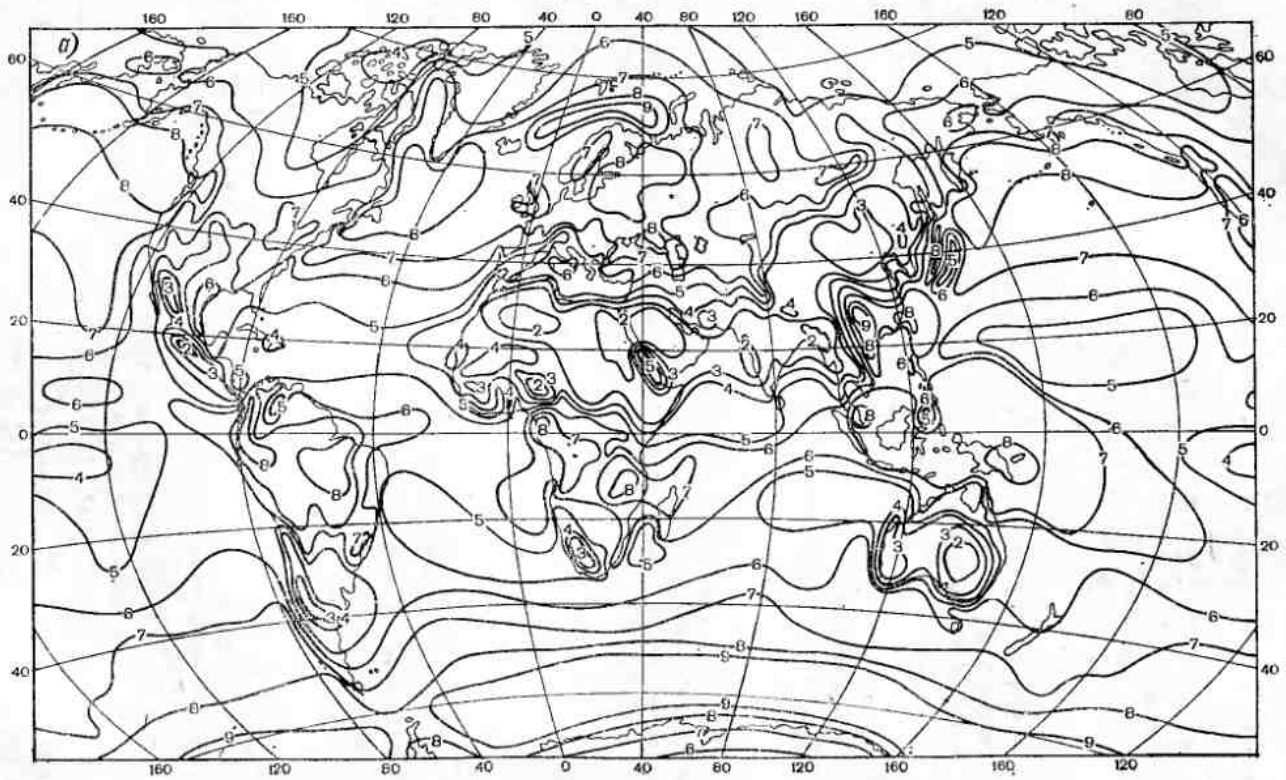
$\varphi°$ с. ш.	30—40	30—40	0—10	0—10
Месяц	I	VII	I	VII
$\overline{N}$ по [2]	5,9	5,1	5,7	6,4
$\overline{N}$ по [1]	3,9	2,8	3,2	3,8

Имеются также таблицы Л. Т. Матвеева [10]. Они описывают среднюю облачность в зоне 85° с. ш.—85° ю. ш. над материками и океанами по спутниковым фотографиям за 1971—1988 гг. Эти данные (см. табл. 3 (3.3.2)) близко согласуются с результатами наземных наблюдений [2]. Их мы дополнили табл. 5 и 6 (3.3.2) [11], в которой представлены данные о средней облачности над различными материками и океанами (табл. 5) и над различными характерными пунктами земного шара (табл. 6).

Таблицы 1—3 (3.3.2) обнаруживают отчетливо влияние циклонических зон, которые обусловливают максимум $\overline{N}$ в поясе 50—60° с. ш. над океанами и несколько севернее над материками. В северном полушарии с ними связан максимум облачности в осенние месяцы — в сентябре и нередко позднее, уже после наступления максимального сезонного прогревания поверхности океана. Средняя зональная годовая облачность $\overline{N}$ тут повышается до 6,8 баллов над сушей и до 7,8 баллов над океаном, а в Архангельске, например, она достигает 7,7 баллов (см. табл. 6 (3.3.2)).

В северном полушарии над сушей хорошо прослеживается влияние пояса антициклонов — пояса пустынь, проявляющихся в уменьшении $\overline{N}$ в основном между 20 и 40° с. ш. в среднем до 3,7 баллов. Летом в таких больших пустынях, как, например, Гардайя в Сахаре, $\overline{N}<1$. Однако и зимой $\overline{N}$ там не превышает 1,8. Над океанами (как на севере, так и на юге) влияние пояса антициклонов на облачность отчетливо не проявляется. Известно, что на Азорских островах, давших имя атлантическому субтропическому антициклону, выпадает тем не менее значительное количество осадков.

Между 10° с. ш. и 10° ю. ш. располагается зона повышенного количества облачности, связанная с внутритропической зоной конвергенции воздушных течений. Она более четко выражена над сушей; максимум $\overline{N}$ отмечается в северной части этого пояса. По более детальным данным [1], наибольшее значение N наблюдается между 10 и 7,5° с. ш. Поскольку северная ветвь внутритропической зоны конвергенции (ВЗК) выражена сильнее, чем южная,



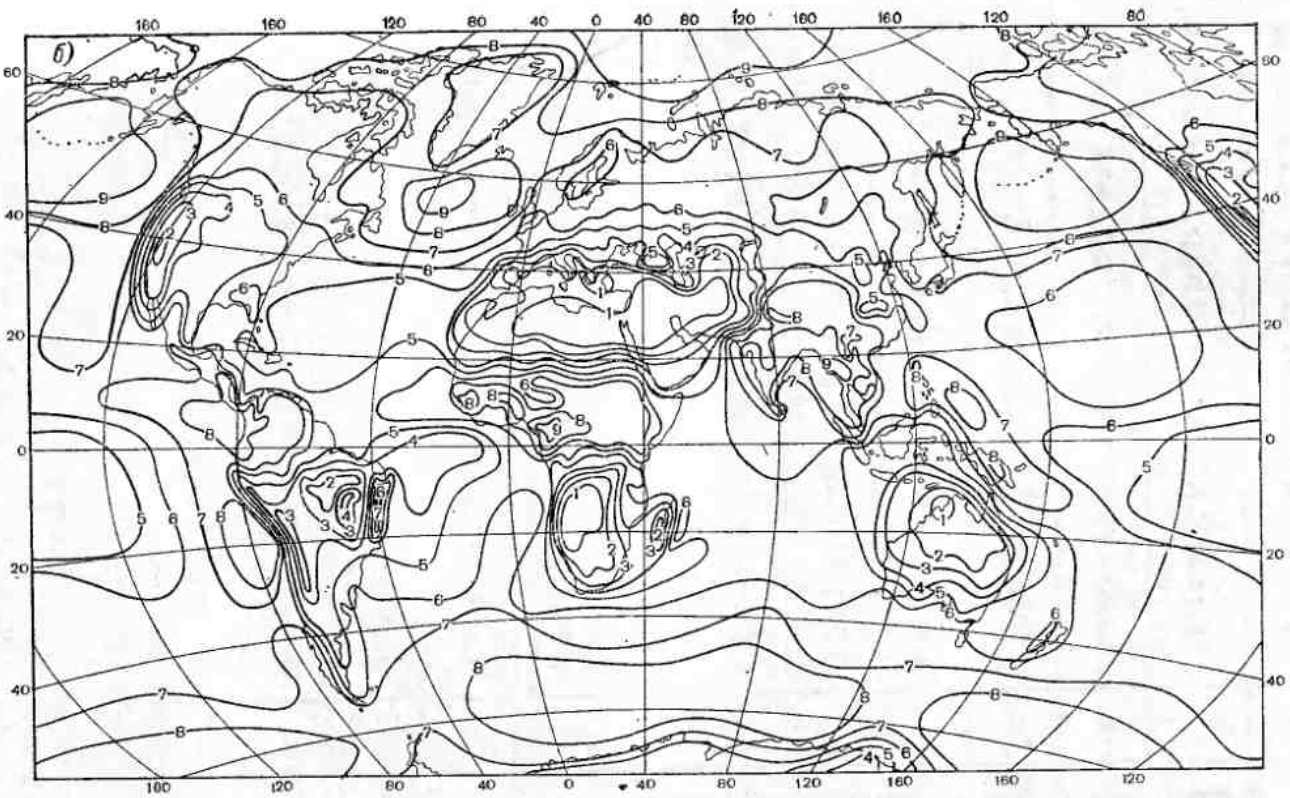


Рис. 1 (3.3.2). Среднее количество облаков (баллы) в январе (*а*) и июле (*б*) (по Т. Г. Берлянд из [8]).

Таблица 6 (3.3.2)

Повторяемость (%) средней облачности в некоторых характерных климатических областях земного шара [6]

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Глазго	83	82	75	74	77	73	77	80	73	79	82	83	78
Марсель	47	47	48	50	48	40	28	30	39	48	51	48	44
Зонблик	54	56	62	72	77	81	73	70	63	65	59	57	67
Наксос	65	62	56	47	38	19	6	5	21	41	62	68	41
Архангельск	82	80	72	72	73	69	69	75	79	84	87	85	77
Ялта	71	72	66	57	50	40	28	24	33	51	64	73	52
Термез	48	49	45	39	30	10	5	3	5	17	32	43	27
Перчинский завод	19	22	29	43	51	50	53	53	44	39	33	26	39
Владивосток	28	31	42	59	67	77	77	69	54	45	40	33	52
Акита	91	88	84	72	74	77	79	66	74	71	81	90	79
Карачи	18	19	21	18	22	42	68	68	36	5	9	15	29
Бомбей	6	9	13	17	30	71	85	82	67	28	13	13	36
Сингапур	68	58	58	59	59	58	58	58	61	64	67	65	61
Хартум	6	9	10	9	21	24	38	35	29	14	5	5	17
Либревилль	60	59	69	70	72	65	75	79	79	82	71	64	70
Кабул	46	54	44	37	23	7	7	9	5	11	25	48	26
Рангун	26	28	32	44	72	86	92	91	82	56	46	32	57
Порт Дарвин	71	69	60	38	23	14	14	12	20	34	47	66	39
Алис-Спрингс	36	33	27	26	27	27	14	16	14	27	36	37	26
Богота	64	58	78	86	84	88	87	79	82	84	83	84	80
Овалье	18	15	17	25	32	36	32	30	28	29	18	16	25
Еванхаликстас	88	90	89	89	87	85	85	85	85	86	90	89	88
Манаус	64	67	66	66	64	63	60	60	60	63	63	66	63
Фербенкс	67	64	63	62	70	73	72	77	79	81	70	71	71
о. Кантон	87	83	87	89	87	87	88	86	89	89	91	87	87
о. Понапе (Сенявина)	89	87	90	92	89	89	86	85	87	86	89	88	88,1
ст. Восток	42	38	50	38	57	40	35	35	50	44	42	33	42

значения $\bar{N}$ на севере несколько больше, чем на юге (4,6 и 4,0 балла соответственно).

И над сушей, и над океаном в ВЗК максимум облачности наблюдается летом, в северном полушарии в июле—августе, а в южном — в январе—марте. Однако еще в Сингапуре (1° с. ш.) изменения облачности соответствуют ее ходу в южном полушарии.

Следует отметить особую область муссонов Южной Азии (и более слабых муссонов Восточной Азии) с очень малооблачной зимой ($N < 1$ балла) и с увеличением $\bar{N}$ летом — над Бомбеем до 8,5 баллов и над Пекином до 6,7 баллов в июле (см. табл. 6 (3.3.2)). В этой области отмечается наибольшая годовая амплитуда $\bar{N}$ на всем земном шаре.

Пояс пустынь (и, следовательно, преобладание малооблачной погоды) существует и на материках южного полушария, но из-за сравнительно малого размера этих материков их влияние на зональные средние невелико.

Циклонический пояс отчетливо выражен в южном полушарии над океаном между 50 и 70° ю. ш., причем в среднем за год там $\bar{N} \approx 8$ баллов, а летом $\bar{N} \approx 9{,}0$ баллов. Эта область, как известно, характеризуется наиболее низким на всем земном шаре средним годовым давлением воздуха p_0 на уровне моря — местами $p_0 < 980$ гПа. Здесь, в частности, в Еванхелистасе у южной оконечности Южной Америки, среднее годовое значение $\bar{N}$ составляет 8,8 баллов.

Над Антарктидой (см. табл. 6 (3.3.2), ст. Восток) количество облачности существенно меньше, и в среднем за год $\bar{N} = 4{,}2$, а летом (в декабре) $\bar{N} = 3{,}3$. Область минимума облачности, вероятно, расположена над наиболее высокой частью ледового антарктического щита. В атмосфере над Антарктидой очень велика повторяемость глубоких инверсий; кроме того, там обнаружены сильные общие нисходящие движения. Все это, очевидно, способствует уменьшению количества облаков. В северной полярной области нет подобного характерного минимума облачности (см. табл. 1 (3.3.2)).

На фоне описанного общего распределения средних зональных значений $\bar{N}$, выделяются меньшие области с характерными для них особенностями облачности. Мы отметим лишь несколько наиболее интересных таких областей.

1. Область средиземноморского климата с сухим солнечным летом (как в близких к ней пустынях) и облачной влажной весной (примерно до мая). Примеры таких условий представлены в табл. 6 (3.3.2) (см. пункт Наксос).

2. Область с весьма облачной и снежной, но короткой зимой над Японским морем и западным побережьем Японии (табл. 6 (3.3.2)), что обусловлено развитием холодного сибирского муссона над теплой поверхностью моря.

3. Сухая и безоблачная узкая область в виде полосы вдоль западного побережья Южной Америки (см. табл. 6 (3.3.2)).

4. Обширные области туманов и низких облаков над холодными морскими течениями — Бенгельским у юго-западных берегов Африки и Перуанским у берегов Южной Америки (см. рис. 1 (3.3.2)) свидетельствуют о распространении процесса конденсации над более холодным участком океана, в особенности зимой южного полушария.

5. Области горных стран и плоскогорий, где особенности облачности могут быть крайне разнообразны, локальны (и не всегда могут быть отмечены на таких картах, как приведенные на рис. 1 (3.3.2)). Они не всегда легко объяснимы с помощью данных об общей крупномасштабной циркуляции. Так, например, в Андах над Боготой (4° с. ш.) количество облачности весь год очень велико, в особенности летом северного полушария. В то же время на расстоянии 700 км — в Кито (0° широты) — количество облаков гораздо меньше, несмотря на сходство рельефа. Над Алтаем и Саянскими горами летом на стационарном фронте образуются циклоны с большим количеством облаков, но эта облачность не проявляется на средних картах (см. рис. 1 (3.3.2)) и т. д.

6. Область сибирского зимнего антициклона. Сравнительно малое количестве облаков не сказывается на ходе зональных средних N, хотя сам антициклон хорошо виден на карте (см. рис. 1 (3.3.2)). Облачность не характеризует эволюцию этого антициклона, отрог которого в начале зимы распространяется, в частности и на запад, уменьшая со временем облачность сперва в Омске, позднее в Свердловске и Москве.

Данные, приведенные в табл. 1, 2, 3 (3.3.2), позволяют сделать следующие общие выводы.

1. Средняя облачность в каждом полушарии меняется в течение года с амплитудой $\Delta\overline{N}=0{,}5\ldots 0{,}6$ балла, достигая максимума летом соответствующего полушария. В южном полушарии $\overline{N}$ больше, чем в северном; над океанами $\overline{N}$ в общем больше, чем над сушей (рис. 2, 3 (3.3.2)).

2. Средняя облачность над земным шаром в целом довольно постоянна весь год и близка к 6,0 баллам. Поскольку среднее альбедо земного шара равно 30 %, значение $\overline{N}=6{,}0$ свидетельствует о том, что среднее альбедо облаков a составляет менее 50 % (оно было бы равно как раз 50 %, если бы поверхности суши и моря были черными). Это значение заметно меньше

Таблица 7 (3.3.2)

Годовой ход широты (φ) экстремумов и экстремальные значения N [2]

	Месяц												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Максимумы умеренных широт													
φ° с. ш. . .	45	45	47,5	50	55	55	55	62,5	62,5	55	55	50	52,5
N баллы . .	5,9	6,0	6,0	6,5	6,5	6,4	6,5	6,5	6,7	6,7	6,5	6,2	6,2
φ° ю. ш. . .	60	57,5	57,5	60	60	60	60	60	60	60	60	57,5	60
N баллы . .	7,8	7,8	8,1	8,1	8,0	7,9	7,8	7,9	8,2	8,1	8,2	8,0	8,0
Субтропические минимумы													
φ° с. ш. . .	15	15	15	20	20	27,5	30	30	30	25	20	17,5	22,5
N баллы . .	4,2	4,1	3,9	4,2	4,5	4,8	4,5	4,4	4,3	4,2	4,3	4,6	4,6
φ° ю. ш. . .	27,5	25	25	17,5	10	10	12,5	12,5	15	15	30	30	20
N баллы . .	5,8	5,6	5,5	5,4	5,2	5,1	5,2	5,4	5,6	5,8	5,8	6,0	5,7
Экваториальный максимум (ВЗК)													
φ°	10 Ю	15 Ю	7,5 Ю	5 С	5 С	5 С	7,5 С	7,5 С	10 С	5 С	5 С	2,5 С	5 С
N баллы . .	6,4	6,0	5,8	6,0	6,4	6,6	6,4	6,2	6,3	6,5	6,1	6,2	6,1

альбедо $a=60\ \%$, принятого в [1], что объясняет несколько заниженные значения $\overline{N}$, полученные в этой работе.

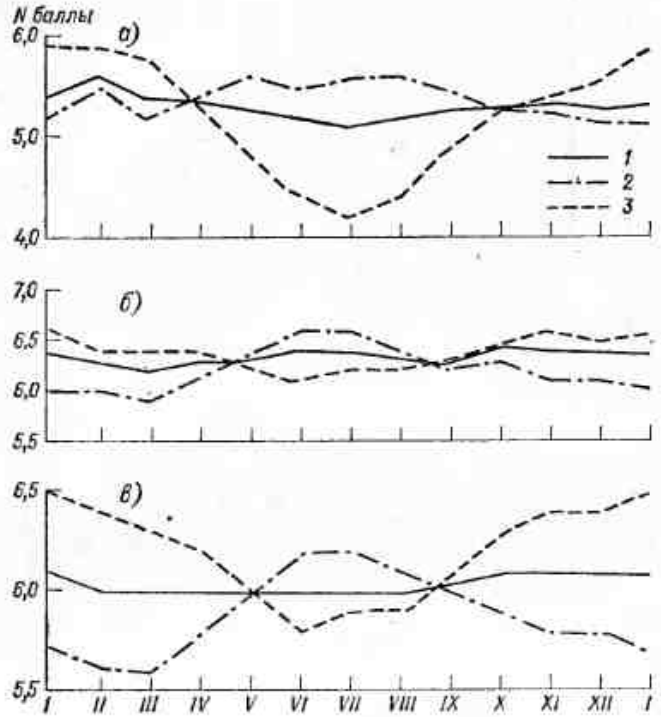


Рис. 2 (3.3.2). Средняя облачность N над сушей ($а$), океаном ($б$) и земным шаром в целом ($в$).

1 — Земля в целом, *2* — северное полушарие, *3* — южное полушарие.

3. Максимумы N располагаются (см. табл. 7 (3.3.2)) в зонах 45—62° с. ш. и 57—60° ю. ш., а минимумы N, соответствующие поясу субтропических антициклонов,— в зонах 15—30° с. ш. и 10—30° ю. ш. Последние разделены внутритропической зоной конвергенции (ВЗК) с обширной облачностью в зоне 2—15° с. ш.

4. На рис. 3 (3.3.2) сопоставлены средние зональные значения общего количества облаков N по данным наземных (кривые *1*, *4*) [2] и спутниковых (кривые *2*, *3*, *5*, *6*) [1, 9] наблюдений. Напомним, что в [9] значения N рассчитаны для трехмесячных интервалов. Хорошо видно, что первая и третья группы данных согласуются весьма удовлетворительно (учитывая, конечно, разные периоды наблюдений и т. д.), в то время как значения N по данным [1] существенно и систематически ниже. Причиной этого, вероятно, является принятое слишком большое общее значение альбедо облаков ($a\approx 0{,}60$).

Заметим наконец, что более подробные данные о средней облачности приведены в [11]. В этой работе даны средние значения $\overline{N}$ (как в табл. 3, 4 (3.3.2)), но не по сезонам, а по отдельным месяцам, и среднее $\overline{N}$ для отдельных месяцев для сетки точек через 5° широты и 5° долготы. Эти данные, в частности, существенно уточняют влияние материков и океанов на распределение облачности, что важно для более детального прогноза погоды и построения теории климата.

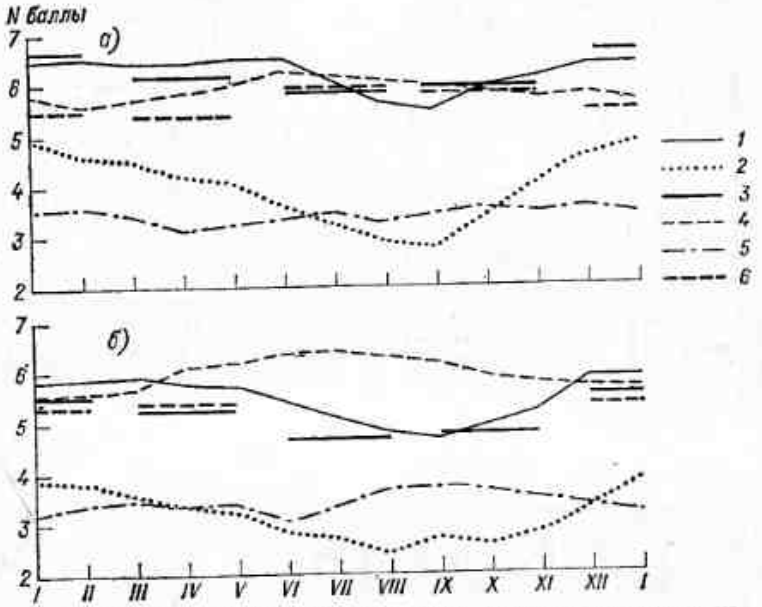


Рис. 3 (3.3.2). Сравнение годового хода среднего зонального количества облаков N для широтных зон 30—40° с. ш. (*1—3*) и 0—10° с. ш. (*4—6*) для океанов ($а$) и океанов и континентов в целом ($б$) по данным разных авторов.

1, *4* — данные Т. Г. Берлянд; *2*, *5* — данные О. А. Авасте; *3*, *6* — данные Л. Т. Матвеева.

3.3.3. Изменчивость среднего покрытия небосвода облаками

3.3.3.1. Изменчивость ото дня ко дню

Для практических целей интерес представляет изменчивость величины N ото дня ко дню, которая характеризует, в частности, общую изменчивость погоды и, кроме того, полезна при составлении прогнозов.

Таблица 1 (3.3.3.1)

Среднее квадратическое отклонение $\sigma(N)$ (баллы) среднесуточного количества облаков и их среднемесячного значения, по [2]

φ	Период												
	XII–II	III–V	VI–VIII	IX–XI	XII–II	III–V	VI–VIII	IX–XI	XII–II	III–V	VI–VII	IX–XI
	Над океаном				Над материком				Над полушарием			
85° с. ш.	3,6	3,7	3,5	3,7	—	—	—	—	3,6	3,7	3,5	3,7
75	3,7	3,5	3,5	3,4	3,6	3,7	3,5	3,6	3,6	3,6	3,5	3,5
60	3,1	3,2	2,0	2,7	3,8	3,5	3,1	3,3	3,5	3,4	3,0	3,1
45	2,4	2,7	2,7	2,6	3,5	3,5	3,1	3,5	3,0	3,1	2,9	3,1
30	2,8	2,8	2,6	2,8	3,2	3,0	2,4	2,8	2,9	2,9	2,5	2,8
15	2,4	2,4	2,4	2,6	2,5	2,6	2,7	2,7	2,4	2,4	2,4	2,6
0	2,4	2,5	2,4	2,4	2,4	2,3	2,3	2,3	2,4	2,4	2,4	2,3
15° ю. ш.	2,2	2,2	2,0	2,2	2,1	2,5	2,4	2,5	2,1	2,2	2,1	2,3
30	2,2	2,1	1,9	2,1	2,6	2,6	2,8	2,5	2,3	2,2	2,1	2,2
45	1,9	1,8	1,7	2,6	2,1	2,0	2,0	2,2	1,9	1,8	1,7	2,5
60	1,9	1,6	2,0	1,9	—	—	—	—	1,9	1,6	2,0	1,9
75	2,8	3,0	3,2	3,3	3,1	2,3	2,6	2,5	2,8	2,5	2,7	2,7
85	—	—	—	—	2,4	2,0	2,1	2,0	2,4	2,0	2,1	2,0

В табл. 1 (3.3.3.1) приведены (в сокращенном виде в соответствии с [2]) средние зональные стандартные (средние квадратические) отклонения $\sigma(N)$ среднесуточного количества облаков N от среднего месячного значения. Таблица эта показывает, что изменчивость облачного покрова минимальна (до 1,6 балла) над Южным океаном в широтном поясе $\varphi > 60°$ ю. ш., несколько больше в тропическом поясе и существенно увеличивается в северных полярных широтах.

Относительная изменчивость, которую характеризует коэффициент вариации $c_v = \sigma(N)/N$ (табл. 2 (3.3.3.1)), очень мала в поясе 45—60° ю. ш. и составляет там в среднем 25—28 %, увеличиваясь постепенно на север до 50—60 % между 15° ю. ш. и 15° с. ш. Значения c_v очень велики в северных полярных областях, где в общем $\sigma > N$, что возможно, конечно, лишь при очень асимметричном распределении значений N.

Таблица 2 (3.3.3.1)

Коэффициенты вариации $c_v = \sigma(N)/N$ (%) в зависимости от широты и сезона

φ°	Зима	Весна	Лето	Осень	Год	φ°	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
	Северное полушарие						Южное полушарие				
5	93	68	61	65	79	15	36	41	42	42	40
60	53	60	47	46	51	30	43	39	36	37	39
45	47	52	51	54	51	45	28	25	24	34	28
30	59	64	55	64	60	60	26	21	29	25	25
15	58	60	45	55	55	75	93	83	96	100	94
0	44	43	51	41	43	85	> 100				

Относительная изменчивость N над океаном существенно меньше, чем над сушей на соответствующей широте,— в среднем на 9 %, в отдельные сезоны на 15 %. Следовательно, пасмурная погода отличается там особой устойчивостью.

3.3.3.2. Суточная изменчивость количества облаков

Как для ряда прикладных задач и прогноза, так и для правильной интерпретации средних данных об облачности, следует иметь в виду сравнительно регулярные общие изменения количества облаков N в течение суток.

Для изучения суточной изменчивости N использовался обширный материал наблюдений 1, 7, 13 и 19 ч местного времени для территории СССР (табл. 1 (3.3.3.2)).

Как правило, значение N днем (13 ч) больше, чем ночью (1 ч) из-за усиления конвекции, увеличения скорости ветра и роста трения в пограничном слое. Все это способствует возникновению облаков.

Таблица 1 (3.3.3.2)

Суточная амплитуда (средняя разность N (баллы) в 13 и в 1 ч) количества общей облачности над СССР по [2]

Пункт	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Архангельск	0,7	0,7	0,8	1,3	0,5	0,6	0,6	1,3	1,7	1,1	0,4	0,5	0,8
Елабуга	0,6	0,7	0,8	1,4	2,2	1,6	2,0	2,5	1,9	1,1	0,5	0,6	1,3
Оренбург	0,6	0,8	0,9	1,1	2,6	2,5	2,9	2,5	2,3	1,7	1,0	0,9	1,7
Ялта	1,5	1,1	1,3	2,2	2,3	2,7	2,5	2,5	2,1	2,1	1,4	1,4	1,9
Гурьев	1,0	1,3	1,5	2,3	2,5	2,8	2,2	2,3	2,0	2,0	1,5	1,2	1,9
Бет-Пак-Дала	0,8	1,1	1,1	1,9	2,8	2,7	2,6	2,2	1,6	1,8	1,1	0,8	1,7
Омск	1,3	1,4	0,8	2,1	2,4	1,8	2,4	3,0	2,2	1,8	1,0	0,8	1,8
Зеагли	1,4	1,6	1,5	1,4	1,9	1,2	0,8	0,5	0,3	0,9	1,1	1,4	1,3
Самарканд	0,7	0,9	1,3	1,8	1,9	1,3	0,6	0,5	0,6	0,9	1,0	0,9	1,0
Алма-Ата	1,4	1,3	1,6	1,9	1,8	1,6	1,3	1,2	0,9	1,7	1,4	1,6	
Каракуль	1,4	1,8	2,0	1,9	1,8	1,4	0,8	0,5	0,5	0,9	1,5	1,0	1,3
Чита	1,9	2,3	2,2	3,1	3,2	2,6	2,5	2,3	2,2	2,6	1,9	2,2	2,1
Верхоянск	1,4	1,0	1,3	1,2	0,9	0,7	0,2	0,6	1,0	0,8	1,1	1,2	0,9
Хабаровск	1,0	0,9	1,3	1,8	1,6	1,5	1,7	1,6	1,9	1,1	1,9	1,0	0,5
Владивосток	1,3	1,5	1,7	1,8	0,9	0,0	—0,3	0,3	1,3	0,7	1,1	1,0	1,0
Невельск	0,3	0,9	1,0	1,3	1,1	0,6	1,1	0,8	1,0	1,5	1,2	0,5	1,0
Никольское	0,9	0,6	0,4	0,1	—0,1	0,0	0,3	1,0	1,2	1,0	0,9	0,6	
Тбилиси	1,0	1,1	1,0	1,0	0,4	—0,3	—0,4	—0,7	—0,6	—0,5	0,8	1,0	0,4
Гагра	1,0	1,0	1,2	0,6	0,7	0,5	0,7	0,7	1,0	1,4	1,3	1,1	0,9

Над континентальной частью СССР, в высоких и средних широтах величина $\Delta N = N_{13} - N_1$ (индексы указывают время наблюдения в часах) в среднем всегда положительна. Она невелика зимой, существенно возрастает весной, довольно велика летом и снова сильно убывает после октября. Местами в ходе величины N есть даже два отдельных максимума — весенний и летний.

В засушливых областях на юге СССР ΔN, наоборот, велико зимой; летом же ΔN мало, поскольку в это время невелики значения N_{13} и N_1. Однако и здесь $\Delta N > 0$; это свидетельствует о том, что дневной прогрев сказывается на облачности и даже при очень небольшой в общем влажности воздуха. Летом, в июне и июле, в период, когда ΔN обычно велико, ΔN, однако, остаются малыми на севере СССР: в Архангельске $\Delta N = 0{,}6$ балла, в Верхоянске $\Delta N = 0{,}2 \ldots 0{,}7$ балла. Разность ΔN резко увеличивается в средней полосе СССР — до 2,2—2,8 баллов в Гурьеве, 3,3—3,4 баллов в Ворошиловграде и 2,5—2,6 баллов в Чите. На юге, где влажность существенно меньше, ΔN снова убывает; так в Средней Азии в июле—августе $\Delta N = 0{,}5 \ldots 0{,}8$.

В наиболее континентальных областях Закавказья $\Delta N < 0$, т. е. $N_{13} < N_1$ — это единственное исключение для юга нашей страны.

Интересен пример муссонного климата Дальнего Востока, где в приморских областях величина ΔN близка к 0. Возможно, там летняя муссонная циркуляция подавляет развитие облаков днем в прибрежных зонах. Однако на более теплом побережье Черного моря величина ΔN велика, несмотря на развитие бризов, относящих облака частично в глубь материка.

3.3.4. Повторяемость ясной, облачной и пасмурной погоды

Очень часто климатологи предпочитают описывать облачность не средними ее значениями $\overline{N}$, как это было сделано выше, а повторяемостью (или вероятностью) различных значений N_i. При наблюдении с Земли во многих областях земного шара наибольшая повторяемость приходится на $N = 10$ и $N = 0$. Так, в частности, в Москве (табл. 1 (3.3.4)) в 66 % случаев небо полностью покрыто облаками ($N = 10$) и в 8,0 % случаев ясно ($N = 0$). Летом повторяемость ясных дней увеличивается до 11,4 %, а зимой — убывает до 4,8 %. Вероятность всех промежуточных значений $N = 1 \ldots 9$ — несплошной или разорванной облачности — почти одинакова и в среднем составляет 2,9 % на 1 балл.

В течение многих лет в климатологических справочниках СССР используется деление погоды с точки зрения облачности на три класса (мы будем называть такое деление «схемой А») — ясную ($N = 0 \ldots 2$), полуясную ($N = 3 \ldots 7$) и пасмурную ($N = 8 \ldots 10$). Разработанный для СССР по схеме А климатологический материал весьма обширен, и примеры его использования будут даны ниже.

Таблица 1 (3.3.4)

Повторяемость (число случаев) значений N_i общей облачности по результатам ежедневных наблюдений за 8 сроков (Москва, 1983 г.)

N_i баллы	Месяц												Число случаев	Год %
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
0	5	13	19	12	18	16	21	47	37	21	7	17	233	8,0
1	0	4	3	0	3	6	7	9	4	2	4	3	45	1,7
2	4	2	3	2	12	11	8	17	6	5	4	5	79	2,7
3	4	5	8	6	18	7	9	12	8	6	3	2	88	3,0
4	2	5	2	4	8	4	8	16	7	9	3	4	72	2,5
5	3	4	8	6	18	8	11	13	6	5	4	2	88	3,0
6	5	2	4	5	8	10	20	6	9	7	4	5	85	2,9
7	2	6	6	11	10	16	15	8	10	4	3	3	94	3,2
8	8	6	15	13	16	17	12	16	12	15	5	6	141	4,8
9	1	0	5	6	13	10	6	8	12	4	1	3	69	2,6
10	214	177	175	175	123	135	131	96	129	170	202	198	1925	65,9
0—2	9	19	25	14	33	33	36	73	47	28	15	25	357	
3—7	16	282	28	32	62	45	63	55	40	31	17	16	427	
8—10	223	183	195	194	152	162	149	120	153	189	208	207	2135	
Средняя общая	9,3	8,5	8,3	8,6	7,3	7,7	7,4	5,7	7,2	8,1	9,0	8,7	8,0	
нижняя	8,5	7,7	4,9	6,3	4,2	6,5	5,6	4,1	4,4	6,8	7,9	7,8	6,4	

Хотя, на первый взгляд, такой способ климатологического анализа повторяемости N менее нагляден, чем, например, простой просмотр таблиц средних N, он имеет свои преимущества. Так, например, на рис. 1 (3.3.4) сравнивается годовой ход N_1 — вероятности ясной погоды в нескольких местах СССР. Видно, что для большей части нашей территории, расположенной в умеренных

Рис. 1 (3.3.4). Годовой ход вероятности (%) ясных дней (облачность не более 1—2 баллов).

1 — Владивосток, *2* — Верхоянск, *3* — Архангельск, *4* — Вологда, *5* — Бухара, *6* — Ялта, *7* — Никольское.

широтах, типична ясная погода весной (особенно в Сибири), затем гораздо менее солнечное лето и далее довольно пасмурная поздняя осень (октябрь, ноябрь). Эти черты можно обнаружить, правда, и в ходе средних N, но они мало заметны; колебания N составляют десятые доли балла.

В мировой климатологии используются и несколько иные методы анализа повторяемости N. Так, в [9] дана таблица повторяемостей N по градациям 0, 1—3, 7—8 и 9—10 баллов (мы будем называть такое деление «схема В»). Однако в [9] по схеме В анализируются спутниковые данные об облачности для обширных участков земной поверхности (табл. 2 (3.3.4)) в прямоугольниках $5\times10°$. Из-за большой площади осреднения в табл. 2 (3.3.4) невелика повторяемость крайних значений $N=0$ и $N=9...10$ и преобладают средние значения $N=4...8$. Во многих справочниках, и частности в обзоре [9], указывается просто вероятность ясной и пасмурной погоды; при этом иногда не уточняется их специфи-

Таблица 2 (3.3.4)

Повторяемость (%) различных градаций количества облачности N за 1966—1975 гг. [9]

φ°	N баллы									
	0	1—3	4—6	7—8	9—10	0	1—3	4—6	7—8	2—10
Северное полушарие										
	Зима					*Весна*				
80	43,7	12,2	17,0	11,3	15,8	39,0	12,7	18,6	14,0	15,7
70	35,5	11,3	15,7	16,2	21,3	30,4	11,0	18,8	21,3	18,5
60	22,1	7,6	16,3	25,8	28,2	17,8	8,2	19,8	30,4	23,8
50	14,0	5,8	16,7	33,0	30,5	13,3	7,3	21,4	31,8	26,2
40	14,3	6,1	21,6	31,9	26,1	15,5	9,2	26,0	27,8	21,5
30	23,8	7,1	26,3	26,4	16,4	23,0	10,2	29,4	22,8	14,6
20	27,6	8,4	35,9	20,1	8,0	26,3	10,5	37,8	18,2	7,2
10	19,1	9,0	34,8	20,1	7,0	12,0	11,0	44,9	22,2	9,0
0	7,6	4,9	46,6	29,9	11,0	6,7	7,6	45,8	28,3	11,6
	Лето					*Осень*				
80	17,6	7,0	25,5	24,1	25,8	23,4	9,6	19,1	25,6	22,3
70	16,5	6,4	22,5	29,6	25,0	17,2	6,6	18,1	30,7	27,4
60	10,6	5,7	23,2	34,5	26,0	10,5	4,8	17,3	36,5	30,9
50	10,8	6,4	23,7	32,1	27,0	12,8	5,6	20,6	34,8	26,2
40	19,4	9,4	29,7	24,1	17,4	20,1	8,0	26,6	27,8	17,5
30	24,5	7,7	33,3	23,0	11,5	26,4	7,0	32,2	22,9	11,5
20	17,4	8,6	38,1	24,9	11,0	23,7	7,9	39,9	21,2	8,0
10	6,0	4,4	39,7	35,5	14,4	10,0	5,5	40,1	21,2	13,2
0	6,3	4,0	45,9	32,2	11,0	7,4	3,3	45,0	32,8	11,5
Южное полушарие										
	Лето					*Осень*				
10	2,3	12,5	40,7	38,3	6,2	5,5	15,5	44,1	32,3	2,6
20	2,7	14,0	40,3	36,9	6,1	6,8	14,8	43,3	31,1	4,0
30	5,4	16,4	41,2	32,1	4,8	4,5	11,8	41,8	37,5	4,4
40	1,9	7,5	32,4	50,4	7,6	1,4	4,0	28,8	56,7	9,1
50	0,8	3,0	24,8	57,9	12,9	0,6	2,6	21,6	60,5	14,8
60	0,7	2,6	21,2	57,9	17,7	0,5	1,4	17,4	62,2	18,5
70	17,5	16,4	25,7	31,7	8,7	22,1	11,8	20,1	36,5	9,4
80	61,9	14,2	10,4	9,7	3,8	64,4	7,8	10,4	16,7	0,7
	Зима					*Весна*				
10	8,8	15,5	45,0	27,6	3,1	5,2	12,9	42,4	34,0	5,5
20	10,0	15,5	40,4	33,1	3,6	7,1	13,0	36,3	37,3	6,3
30	5,7	9,6	35,8	43,5	5,3	4,9	11,1	32,0	44,9	7,1
40	1,3	3,8	29,9	54,8	10,2	1,7	5,0	24,5	56,8	11,9
50	1,0	3,1	26,4	57,0	12,5	0,6	3,1	19,2	59,5	17,6
60	1,4	4,0	25,4	55,3	13,9	1,1	2,5	16,3	56,8	23,3
70	23,5	13,2	24,0	33,5	5,8	25,9	13,3	19,1	31,5	10,2
80	65,7	11,2	8,5	13,8	0,8	69,9	7,3	7,5	14,3	1,0

кация. Такие данные назовем «без уточнения» (БУ). В результате, данные, например, о ясной погоде, приведенные по схемам А и В (при $N=0$) и по детальной схеме (как в табл. 1 (3.3.4)), не вполне сравнимы между собой.

Таблица 2 (3.3.4) дает общее представление о глобальном макроскопическом распределении повторяемости облачности по сезонам. В ней обнаруживается сравнительно малая (хотя и бо́льшая чем, например, в табл. 1 (3.3.4)) повторяемость значений $N=0$, и несколько повышенная (слабее, чем по данным других схем) вероятность пасмурного неба $N=9\ldots10$.

Наиболее характерно заметное в табл. 2 (3.3.4) местное явление — малая вероятность средних отметок $N=4\ldots6$ (разорванная облачность) в высоких широтах, особенно зимой и в южном полушарии. Она возрастает до 45—47 % в низких широтах во все сезоны. Во всем тропическом поясе, таким образом, разорванная или несплошная облачность очень типична, и эту ее черту схема В выявляет отлично.

Повторяемость значения $N=0$, согласно табл. 2 (3.3.4), велика в высоких широтах (в южном полушарии весь год, в северном — преимущественно зимой и весной) и убывает в обоих полушариях к зоне 45—60° широты с более развитой циклонической деятельностью. Далее повторяемость $N=0$ возрастает, отчетливо обнаруживая влияние зоны пустынь северного полушария (20—30° с. ш.), особенно летом, когда она составляет 25—27 %. В южном полушарии влияние меньших по площади пустынь обусловливает лишь незначительное повышение вероятности (до 5—10 %) ясной погоды. В отдельных пунктах, однако, преобладает ясная погода.

Не следует забывать, что в табл. 2 (3.3.4) приведены средние зональные значения вероятности N_i как над материками, так и над океанами. В отдельных пунктах вероятность N_i может сильно отличаться от средней зональной.

Как уже говорилось, для СССР имеется обширный материал об облачности, разработанный по схеме А. Примеры его приведены в табл. 3 (3.3.4) для всех месяцев года. Они демонстрируют возможности более детального анализа зависимости повторяемости N_i от широты и сезона. В случае необходимости дополнительных данных следует обратиться к Климатическому справочнику СССР (вып. 1—34), содержащему очень подробные данные об облачности для большого числа станций СССР.

Очень небольшая выборка, приведенная в табл. 4 (3.3.4), ясно показывает, насколько мала повторяемость ясной погоды на западе СССР зимой. Она возрастает по мере продвижения на восток (известна «облачная тень» — уменьшение количества облаков и осадков за Уралом, например, в Омске). Следует отметить, что в области зимнего муссона на Дальнем Востоке повторяемость ясной погоды очень велика. Разнообразны условия в это время на Крайнем Севере — от исключительно большой повторяемости пасмурной погоды в циклонической зоне над Белым морем (Сос-

Таблица 3 (3.3.4)

Повторяемость (%) трех градаций N_i (ясно, облачно и пасмурно)

Пункт наблюдений	N_i баллы	Месяц											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Запад СССР													
Москва	0—2	15	17	25	29	29	28	29	27	23	19	10	10
	3—7	7	11	11	18	28	29	30	27	20	14	8	8
	8—10	78	72	64	53	43	43	41	46	55	67	82	82
Казань	0—2	18	26	32	31	31	32	32	33	26	21	12	17
	3—7	5	7	8	13	20	23	23	20	13	9	4	4
	8—10	77	67	60	56	49	45	45	47	61	70	84	79
Ростов-на-Дону	0—2	19	20	23	31	41	35	49	60	55	40	20	14
	3—7	6	7	10	16	23	27	23	19	15	14	9	5
	8—10	75	73	67	53	36	38	28	21	30	46	71	81
Харьков	0—2	14	21	21	29	35	30	37	47	41	34	14	13
	3—7	6	6	9	13	20	25	22	21	15	9	6	5
	8—10	80	70	70	58	45	45	41	32	44	57	80	82
Киров	0—2	15	20	29	29	27	27	26	20	17	14	9	16
	3—7	9	12	13	10	25	30	34	27	21	13	8	8
	8—10	70	68	58	52	48	43	40	53	62	73	83	76
Сосновец	0—2	4	7	9	9	7	4	7	5	5	5	3	4
	3—7	7	21	21	21	20	24	26	17	19	19	15	12
	8—10	79	72	70	70	73	69	67	78	76	76	82	84

Пункт наблюдений	N_i баллы	Месяц											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Западная Сибирь, Урал, Восточная Сибирь и Дальний Восток													
Свердловск	0—2	26	34	37	37	27	26	23	24	24	18	15	21
	3—7	9	10	12	15	22	24	27	21	18	10	8	9
	8—10	65	56	51	48	51	50	50	55	58	72	77	70
Омск	0—2	34	39	45	40	26	22	24	23	31	22	22	25
	3—7	15	19	19	25	24	37	40	37	27	20	17	13
	8—10	51	42	36	35	40	41	36	40	42	58	61	62
Диксон	0—2	27	28	27	23	10	10	14	9	3	8	16	30
	3—7	13	17	18	16	10	10	14	12	10	12	13	18
	8—10	60	55	55	61	80	80	72	79	87	80	71	52
Агзу	0—2	58	53	37	26	19	16	14	14	20	42	53	56
	3—7	10	10	15	15	15	15	14	14	16	17	15	12
	8—10	38	37	48	59	66	69	72	72	64	41	32	32
Владивосток	0—2	66	63	45	32	22	14	10	16	34	49	54	62
	3—7	9	9	11	12	13	10	8	11	16	12	10	9
	8—10	25	28	44	56	65	76	82	73	50	39	36	29
Иркутск	0—2	31	37	36	27	23	22	23	25	30	31	24	21
	3—7	5	6	8	9	11	13	13	12	10	9	8	5
	8—10	64	57	56	64	66	65	64	63	60	60	68	74
Ербогачен	0—2	32	37	36	30	17	20	22	25	21	15	27	20
	3—7	8	8	11	12	16	13	21	17	12	8	9	8
	8—10	60	55	53	58	67	62	57	58	67	77	64	72
Мама	0—2	26	31	31	28	22	24	25	21	20	12	20	22
	3—7	12	13	17	17	22	24	26	20	13	11	11	13
	8—10	62	56	52	55	56	52	49	59	67	77	69	66
Красноярск	0—2	30	30	27	28	22	24	23	24	22	16	19	26
	3—7	10	10	13	16	21	24	29	21	16	14	11	10
	8—10	60	60	60	59	57	52	48	55	62	70	70	64
Кызыл	0—2	32	35	36	30	26	21	22	26	32	31	24	26
	3—7	10	10	12	15	20	21	25	24	18	17	12	10
	8—10	58	55	52	55	54	58	53	50	50	52	64	64

Пункт наблюдений	N_1 баллы	Месяц											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Юг СССР													
Сочи	0—2	23	24	28	27	29	40	52	57	52	43	29	27
	3—7	16	16	18	19	23	26	23	23	21	30	21	16
	8—10	61	60	54	54	48	34	25	20	27	37	50	57
Ялта	0—2	15	18	21	32	37	42	57	63	52	36	22	17
	3—7	17	16	17	18	23	26	24	20	23	22	18	13
	8—10	68	60	62	50	40	32	19	17	25	42	60	70
Гурьев	0—2	25	36	43	43	40	45	48	57	53	47	29	25
	3—7	7	11	11	16	21	23	20	18	17	16	12	7
	8—10	68	53	46	81	39	32	32	25	30	37	59	68
Тбилиси	0—2	26	22	20	22	22	33	36	41	38	34	24	26
	3—7	15	18	18	18	22	24	25	24	21	18	16	16
	8—10	59	60	62	60	56	43	39	35	41	48	60	58
Гагра	0—2	18	16	15	19	19	32	37	42	40	34	26	20
	3—7	14	16	16	15	20	26	27	28	26	24	20	18
	8—10	68	68	69	66	61	42	36	30	34	42	54	62
Батуми	0—2	24	21	19	20	24	31	25	28	31	35	29	26
	3—7	13	11	13	14	17	21	21	22	18	16	16	17
	8—10	63	68	68	66	59	48	54	50	51	48	55	57
Ташкент	0—2	27	25	25	30	44	65	78	85	79	56	38	29
	3—7	9	8	8	12	15	14	10	7	9	10	10	9
	8—10	64	67	67	58	41	21	12	8	12	34	52	62
Нукус	0—2	32	37	35	37	48	63	71	78	78	59	47	40
	3—7	10	9	15	17	21	18	15	12	11	14	14	9
	8—10	58	54	50	46	31	19	14	10	11	27	39	51
Андижан	0—2	30	27	25	29	36	50	63	70	72	55	40	28
	3—7	10	10	12	14	20	21	18	15	12	14	12	8
	8—10	60	63	63	57	44	29	19	15	16	31	48	64

Таблица 4 (3.3.4)

Повторяемость (%) ясного, полуясного и пасмурного неба в январе и июле

Пункт	$N=0\ldots 2$		$N=3\ldots 7$		$N=8\ldots 10$	
	I	VII	I	VII	I	VII
ЕТС						
Москва	15	29	7	30	78	41
Казань	18	32	5	23	77	45
Ростов-на-Дону	19	49	6	23	75	28
Харьков	14	37	6	22	80	41
Киров	15	26	9	34	76	40
Сосновец	4	7	7	26	79	67
Юг СССР						
Ялта	15	57	17	24	68	19
Сочи	23	52	16	23	61	25
Батуми	24	25	13	21	63	54
Тбилиси	26	36	15	25	59	39
Гурьев	25	48	7	20	68	32
Нукус	32	71	10	15	58	14
Ташкент	27	78	9	10	64	12
Андижан	30	63	10	18	60	19
Западная Сибирь, Урал						
Свердловск	26	23	9	27	65	50
Омск	34	24	15	40	51	36
Диксон	27	14	13	14	60	72
Восточная Сибирь						
Челюскин	44	11	10	8	46	81
Игарка	26	23	5	24	69	53
Красноярск	30	23	10	29	60	48
Кызыл	32	22	10	25	58	53
Иркутск	31	23	5	13	64	64
Тырбогачен	32	22	8	21	60	57
Мама	26	25	12	26	62	49
Дальний Восток						
Аргу	58	14	10	14	38	72
Владивосток	66	10	9	8	25	82

повец) до значительной повторяемости ясных дней на м. Челюскин.

Летом распределение повторяемости ясных дней по нашей территории крайне неоднородно, хотя она отчетливо увеличивается к югу — от 26 % в Кирове до 48 % в Гурьеве и 78 % в Ташкенте. В Сибири повторяемость распределена довольно однородно, значения ее невелики (23—25 %) и резко уменьшаются во время летнего муссона на Дальнем Востоке.

Вероятность неполной облачности ($N=3\ldots 7$ баллов) зимой невелика (8—10 %) повсюду, кроме юга СССР, а летом значительно увеличивается, особенно в континентальных областях.

Таблица 5 (3.3.4)

Повторяемость (число дней) пасмурной и ясной погоды в некоторых характерных областях

№ п/п	Пункт	φ° с. ш.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
А. Пасмурная погода															
1	Кито (Эквадор)	0	20	22	25	23	20	16	12	14	14	21	22	18	227
2	Минкой (Мальдивские о-ва)	8	10	9	9	13	20	26	26	25	18	19	18	12	206
3	Рангун (Бирма)	17	22	18	17	26	29	29	30	31	29	22	17	13	283
4	Брюссель (Бельгия)	51	18	16	14	13	13	10	13	13	10	13	19	20	172
5	Рейкьявик (Исландия)	64	14	13	14	16	16	16	16	16	16	15	14	14	180
6	Фербенкс (Аляска)	65	9	12	14	15	17	14	18	20	15	20	15	13	182
Б. Ясная погода															
1	Хартум (Судан)	16	25	22	25	23	19	17	11	12	13	19	27	27	240
2	Шарджа (Арабские Эмираты)	25	14	16	18	23	26	28	26	28	30	28	23	18	278
3	Рим (Италия)	42	10	8	8	6	11	15	22	21	12	14	8	10	145
4	Улан-Батор (Монголия)	48	14	13	8	6	4	2	1	4	6	9	9	11	87
В. Ясная (числитель) и пасмурная (знаменатель) погода															
1	о. Гуам	14	$\frac{1}{7}$	$\frac{2}{6}$	$\frac{2}{6}$	$\frac{3}{3}$	$\frac{3}{5}$	$\frac{3}{5}$	$\frac{1}{10}$	$\frac{1}{12}$	$\frac{1}{12}$	$\frac{1}{11}$	$\frac{1}{7}$	$\frac{2}{7}$	$\frac{21}{91}$
2	Пуэнт-а-Питр (Гаити)	16	$\frac{0}{4}$	$\frac{0}{4}$	$\frac{0}{7}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{8}$	$\frac{0,1}{5}$	$\frac{0}{5}$	$\frac{0}{2}$	$\frac{0}{4}$	$\frac{0}{5}$	$\frac{0}{5}$	$\frac{0}{3}$	$\frac{0}{53}$

Примечание. В части В приведены данные для области, где велика повторяемость полуясной погоды.

В табл. 5 (3.3.4) [6] приведены данные об облачности N в районах с максимальной повторяемостью пасмурных дней (в тропических и умеренных широтах) и ясных дней (в области степей и пустынь). Из таблицы видно, что в тропиках существует область, где повторяемость как пасмурной, так и ясной погоды сравнительно мала.

3.3.5. Соотношение количества общей и нижней облачности при наблюдении с поверхности Земли

На метеорологических станциях отмечается одновременно как общее количество облаков N, так и количество облаков нижнего яруса $N_н$. Значение $N_н$ указывается и в синоптических телеграммах, поскольку оно имеет первостепенное значение для работы авиации — для диагноза и прогноза условий взлета и посадки. К сожалению, за рубежом в климатологических очерках довольно редко указывается значение $N_н$, хотя наблюдения за $N_н$ ведутся повсеместно.

Поскольку данные об общей облачности N детально анализировались выше, здесь мы рассмотрим отношение среднего количества облаков нижнего яруса и общего количества облаков: $S = \overline{N_н}/\overline{N}$. В табл. 1 (3.3.5) указаны значения S для ряда характерных районов СССР.

В западной части СССР, для которой характерны черты морского климата, значения S в общем велики (более 0,70), что указывает на большую повторяемость облачности нижнего яруса. Величина S достигает максимума (среднее месячное значение S в Даугавпилсе достигает 0,95) в конце осени или в начале зимы. Минимум S наблюдается в июне, либо на континенте на востоке ЕТС в июле месяце. Однако сезонные различия S здесь невелики (0,17—0,34).

В континентальном климате Сибири S достигает максимума летом (в августе) и уменьшается резко (в конце зимы), особенно на юге Сибири, где в Кызыле S уменьшается в марте до 0,12 (наименьшее значение в табл. 1 (3.3.5)). Годовая амплитуда S здесь очень велика; величина S достигает летом 0,56. В области муссонного климата на Дальнем Востоке количество нижней облачности велико летом (S до 0,83) и мало зимой (S до 0,21); годовая амплитуда S поэтому тоже невелика.

Распределение S на юге СССР очень неоднородно. Северный Кавказ в этом смысле похож на более северные районы ЕТС. В Закавказье S довольно велико в конце лета и в начале осени и несколько уменьшается зимой. Наоборот, в Средней Азии S вообще невелико — нижняя облачность наблюдается сравнительно редко и даже зимой и весной при прохождении циклонов S возрастает незначительно. Минимум S (до 0,24) здесь отмечается и летние месяцы.

Таблица 1 (3.3.5)

Отношение S (%) среднего количества нижней и общей облачности над СССР

Пункт	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Рига	87	85	68	66	59	59	62	64	70	80	89	88	74
Даугавпилс	93	92	87	82	81	78	80	82	85	91	95	94	87
Смоленск	89	85	77	71	68	63	66	71	75	87	92	92	79
Москва	84	78	74	70	68	68	67	68	75	85	88	91	76
Данилов	76	78	69	61	62	60	59	59	69	83	86	85	72
Владимир	78	77	69	65	65	61	61	62	74	95	86	88	65
Днепропетровск	78	84	78	67	56	61	62	64	60	75	87	89	74
Минеральные Воды	75	77	71	60	53	55	59	62	70	75	80	82	69
Одесса	81	78	71	53	48	45	49	47	54	70	82	83	67
Тбилиси	63	62	64	65	61	63	66	67	73	68	68	66	65
Гагра	60	61	61	66	63	65	70	73	68	58	57	51	63
Нукус	66	59	48	33	26	32	27	25	30	35	50	64	41
Ташкент	46	45	46	36	31	36	28	25	24	31	41	52	37
Андижан	42	40	43	41	44	53	50	48	29	34	42	49	43
Челюскин	50	44	32	48	73	84	78	84	83	74	63	52	65
Игарка	43	43	35	48	61	58	42	58	73	82	60	59	56
Кызыл	17	15	12	29	44	50	55	56	47	28	22	16	33
Иркутск	28	18	17	35	42	49	53	58	57	44	36	36	40
Картун	21	23	36	48	48	56	58	63	67	56	49	32	48
Владивосток	33	33	49	58	62	80	83	79	66	65	59	44	64
Агзу	24	29	45	53	60	71	72	73	78	62	48	31	58

3.3.6. Повторяемость различных форм облаков и их сочетаний над океанами и континентами

В настоящее время имеются многочисленные данные о форме и количестве облаков, полученные в результате судовых, наземных и самолетных наблюдений. Данные морских и наземных наблюдений о повторяемости облаков различных форм и их сочетаний обобщены группой американских ученых из Морского океанографического центра и Национального центра атмосферных исследований (США) в виде специальных атласов [17, 18]. Одно из главных достоинств этих атласов состоит в том, что многолетний ряд наблюдений обработан для всего земного шара по единой методике. В атласы включены материалы судовых наблюдений за 1965—1976 гг. (12 лет) и результаты наземных наблюдений за 1971—1980 гг. (10 лет). В их основе лежат данные синоптических телеграмм за четыре срока ежесуточно, которые охватывают примерно 10^7 судовых наблюдений и $\approx 10^8$ наблюдений, проведенных на 7000 наземных станций.

Указанные данные были обобщены для отдельных прямоугольных областей земного шара между 70° ю. ш. и 80° с. ш. Размеры прямоугольников для океанов составляли 15° широты на 30° долготы, а для суши анализировались более мелкие квадраты — 5×5°. По полученным данным были построены карты повторяемости групп форм облаков (Ci+Cs+Cc), (As+Ac), (Ns), (Cu), (St+Sc) и (Cb) для каждого сезона. В дальнейшем, в частности в табл. 2 (3.3.6), эти группы облаков будут обозначаться сокращенно (Ci), (As), (Ns), (Cu), (St) и (Cb), а 3-месячные периоды (сезоны) ДЯФ, МАМ, ИИА и СОН.

Средняя доля суши для каждой 5-градусной широтной зоны земного шара приведена в табл. 1 (3.3.6).

Таблица 1 (3.3.6)

Средняя доля (%) суши для 5-градусных широтных зон

Полушарие	φ°									
	0—5	5—10	10—15	15—20	20—25	25—30	30—35	35—40	40—45	45—50
Северное	22	26	25	30	36	41	43	45	50	57
Южное	26	24	21	24	25	22	16	7	4	3

Полушарие	φ°							
	50—55	55—60	60—65	65—70	70—75	75—80	80—85	85—90
Северное	61	57	72	76	41	29	17	0
Южное	2	0	0	22	60	88	100	100

Не останавливаясь на деталях использованных в [17, 18] методов исключения ошибок наблюдений и расчетов, способов учета облаков нижнего яруса при вычислении повторяемости форм облаков среднего и верхнего ярусов, мы приведем здесь лишь некоторые результаты работ [17, 18], представляющие самостоятельный интерес.

На рис. 1 (3.3.6) представлен широтный ход частоты появления различных форм облаков для океанов и континентов.

На рис. 1 *а* (3.3.6) наиболее ярко проявляется антикорреляция повторяемости (St) и (Cu). Хорошо заметно также повышение повторяемости кучево-дождевых и особенно кучевых облаков над океанами и континентами в тропической зоне и слоисто-дождевых облаков и облаков среднего яруса в высоких широтах. Облака среднего яруса наблюдаются несколько чаще и в тропических широтах, где они, вероятно, связаны с грозовыми (Cb).

Те же характерные особенности проявляются и в табл. 3 (3.3.6), в которой приведена повторяемость форм облаков. Эта таблица позволяет сравнить повторяемость облаков различных форм над океаном и над сушей в среднем по всему земному шару. В целом для всех сезонов повторяемость перистых облаков над сушей примерно в 1,5 раза выше, чем над океаном, в то время как повторяемость (As) и (St) примерно на 20—30 % ниже. Повторяемость ясных дней над сушей примерно в 4 раза выше, чем над океанами, за счет, очевидно, больших пустынь — антициклонов субтропических широт. В субтропиках над океаном число ясных дней невелико.

Другая ценная и единственная в своем роде группа данных, имеющихся в [17, 18], описывает вероятность сочетания различных форм облаков. В табл. 2 (3.3.6) приведены значения повторяемости облаков указанных выше шести групп в различных широтных зонах океанов и континентов для всех сезонов при наличии той или иной группы облаков. Для суши авторы сочли возможным выделить узкие (15°) широтные пояса.

В табл. 2 (3.3.6) полужирными цифрами выделена повторяемость тех форм облаков, вероятность появления которых возрастает при наличии характерных форм облаков, указанных в первом столбце. Так, например, в зоне 30—60° с. ш. вероятность (As) при наличии (Ci) возрастает по сравнению с общей вероятностью f появления (As).

Курсивом выделены данные о тех облаках, вероятность появления которых понижается при наличии характерных форм облаков, указанных в первом столбце. Так, в частности, вероятность появления (Ns) во всех широтных зонах при наличии (Cu) или (Cb) уменьшается. В то же время облака (Cb) являются «фабрикой» облаков среднего и верхнего ярусов — до 60—70 % случаев в тропиках над континентом. Несколько реже эти вторичные облака возникают из (Cb) в тропиках над океаном. В высоких широтах вторичных облаков из (Cb) меньше, чем в низких, причем повторяемость (As) уменьшается более резко над континентом, а повторяемость (Ci) — над океаном.

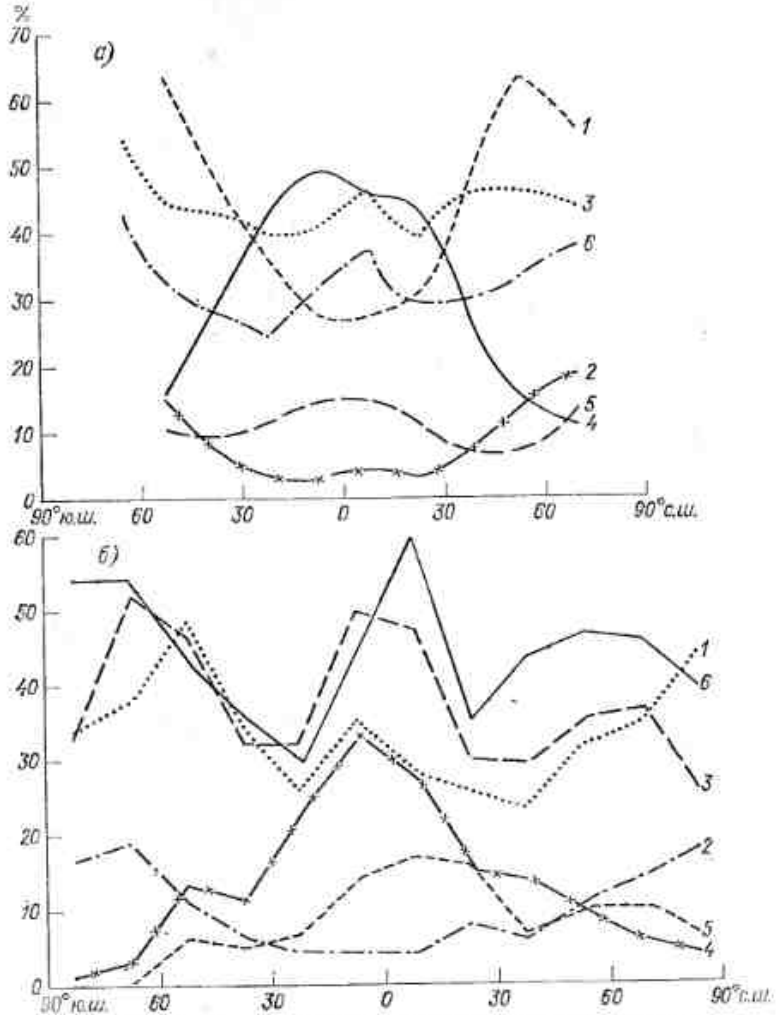


Рис. 1 (3.3.6). Средний за четыре сезона широтный ход повторяемости (%) различных форм облачности над океанами (*а*) и континентами (*б*) [17].

1 — (St+Sc), *2* — Ns, *3* — (As+Ac), *4* — Cu, *5* — Cb, *6* — (Ci+Cs+Cc).

Условия же для появления облаков группы (St) везде благоприятны. Уменьшение повторяемости облаков среднего (As) и верхнего (Ci) ярусов при наличии Ns, возможно, связано просто с экранирующим влиянием этих последних.

Таблица 2 (3.3.6)

Повторяемость f_0 (%) облаков данной формы и условная частота P (%) повторяемости других форм облаков при наличии заданной повторяемости для разных сезонов в среднем [18]

Форма облаков	Сезон	f %	P %						
			Ci	As	Ns	St	Cu	Cb	Нет
Над океаном, 30—60° с. ш.									
Ci	ДЯФ	27	—	67	16	49	20	9	10
	МАМ	33	—	62	12	45	19	6	17
	ИИА	37	—	63	9	45	21	7	16
	СОН	31	—	66	11	44	26	9	11
As	ДЯФ	42	43	—	1	62	19	10	8
	МАМ	45	46	—	1	61	18	8	10
	ИИА	47	49	—	1	61	19	8	10
	СОН	44	46	—	1	56	23	10	8
Ns	ДЯФ	13	34	7	—	59	*2*	*2*	23
	МАМ	10	40	6	—	59	*1*	*3*	14
	ИИА	8	43	6	—	58	*2*	*2*	12
	СОН	9	40	7	—	60	*2*	*3*	17
St	ДЯФ	57	25	50	15	—	—	—	37
	МАМ	55	29	53	13	—	—	—	33
	ИИА	54	33	57	10	—	—	—	31
	СОН	51	28	52	12	—	—	—	35
Cu	ДЯФ	22	25	36	*1*	—	—	—	53
	МАМ	21	30	38	*1*	—	—	—	48
	ИИА	22	36	42	*1*	—	—	—	43
	СОН	27	29	38	*1*	—	—	—	50
Cb	ДЯФ	8	28	49	*3*	—	—	—	41
	МАМ	6	32	54	*3*	—	—	—	35
	ИИА	6	42	61	*3*	—	—	—	26
	СОН	8	35	55	*3*	—	—	—	34
Над океаном, 0—30° с. ш.									
Ci	ДЯФ	27	—	66	4	31	42	13	9
	МАМ	32	—	63	4	27	44	15	10
	ИИА	39	—	68	5	27	42	20	6
	СОН	38	—	68	4	26	44	20	5
As	ДЯФ	39	45	—	0	39	37	15	7
	МАМ	40	50	—	0	36	39	16	7
	ИИА	49	54	—	1	35	37	20	5
	СОН	45	53	—	1	34	39	20	4
Ns	ДЯФ	4	37	13	—	64	3	5	20
	МАМ	3	44	13	—	62	3	6	16
	ИИА	4	45	15	—	59	4	7	14
	СОН	4	42	14	—	60	4	7	15
St	ДЯФ	30	29	54	8	—	—	—	37
	МАМ	28	32	54	7	—	—	—	36
	ИИА	30	36	58	10	—	—	—	30
	СОН	28	35	60	10	—	—	—	32

Форма облаков	Сезон	f %	P %						
			Ci	As	Ns	St	Cu	Cb	Нет
Cu	ДЯФ	45	26	33	0	—	—	—	56
	МАМ	47	30	34	0	—	—	—	52
	ИИА	44	38	41	0	—	—	—	43
	СОН	47	34	38	0	—	—	—	47
Cb	ДЯФ	10	35	55	1	—	—	—	35
	МАМ	12	42	56	1	—	—	—	32
	ИИА	16	49	61	2	—	—	—	26
	СОН	15	46	60	2	—	—	—	28
Над океаном, 0—30° ю. ш.									
Ci	ДЯФ	33	—	65	5	28	45	18	4
	МАМ	31	—	63	4	26	47	19	5
	ИИА	22	—	65	5	33	41	16	7
	СОН	25	—	66	4	34	42	14	6
As	ДЯФ	43	48	—	*0*	36	*39*	19	5
	МАМ	40	47	—	*0*	34	*40*	20	5
	ИИА	38	37	—	*0*	42	*35*	17	6
	СОН	41	40	—	*0*	42	*31*	16	6
Ns	ДЯФ	4	45	*14*	—	65	*3*	*6*	11
	МАМ	4	37	*14*	—	62	*4*	*7*	15
	ИИА	3	38	*15*	—	68	*2*	*5*	18
	СОН	3	42	*14*	—	68	*3*	*6*	14
St	ДЯФ	30	31	55	10	—	—	—	34
	МАМ	28	30	53	10	—	—	—	37
	ИИА	35	22	50	8	—	—	—	42
	СОН	36	25	52	8	—	—	—	39
Cu	ДЯФ	48	31	*36*	*0*	—	—	—	50
	МАМ	49	29	*33*	*0*	—	—	—	53
	ИИА	45	21	*31*	*0*	—	—	—	60
	СОН	45	24	*33*	*0*	—	—	—	55
Cb	ДЯФ	14	41	58	*2*	—	—	—	30
	МАМ	15	39	55	*1*	—	—	—	32
	ИИА	12	29	54	*1*	—	—	—	37
	СОН	11	32	56	*1*	—	—	—	34
Над океаном, 30—60° ю. ш.									
Ci	ДЯФ	31	—	62	12	*41*	24	7	12
	МАМ	31	—	64	11	*43*	23	9	12
	ИИА	26	—	65	9	*44*	21	13	12
	СОН	31	—	68	8	*44*	21	9	15
As	ДЯФ	47	43	—	*0*	56	23	8	11
	МАМ	45	45	—	*1*	55	21	10	11
	ИИА	40	42	—	*1*	56	18	14	10
	СОН	46	42	—	*1*	59	19	11	10
Ns	ДЯФ	11	—	*6*	—	51	*1*	*2*	11
	МАМ	11	—	*9*	—	61	*1*	*2*	11
	ИИА	8	—	*13*	—	64	*1*	*3*	10
	СОН	9	—	*11*	—	69	*1*	*2*	10

Форма облаков	Сезон	f %	P %						
			Ci	As	Ns	St	Cu	Cb	Нет
St	ДЯФ	54	27	51	13	—	—	—	35
	МАМ	54	29	49	15	—	—	—	38
	ИИА	54	26	46	14	—	—	—	42
	СОН	56	26	51	13	—	—	—	46
Cu	ДЯФ	26	28	40	*1*	—	—	—	
	МАМ	26	26	37	*1*	—	—	—	
	ИИА	25	22	32	*0*	—	—	—	
	СОН	24	26	38	*0*	—	—	—	
Cb	ДЯФ	7	33	55	*2*	—	—	—	34
	МАМ	10	31	52	*2*	—	—	—	37
	ИИА	13	26	46	2	—	—	—	43
	СОН	9	31	55	2	—	—	—	35
Над сушей, 0—15° с. ш.									
Ci	ДЯФ	55	—	33	2	21	23	8	42
	МАМ	63	—	44	2	22	26	18	26
	ИИА	60	—	57	3	28	26	23	12
	СОН	61	—	47	3	23	25	23	21
As	ДЯФ	33	58	—	*0*	30	23	11	16
	МАМ	45	62	—	*0*	29	23	21	12
	ИИА	60	59	—	*0*	35	23	23	10
	СОН	48	60	—	*0*	31	23	25	10
Ns	ДЯФ	4	—	—	—	—	—	—	—
	МАМ	4	—	3	—	62	7	22	1
	ИИА	5	—	2	—	65	6	18	2
	СОН	4	—	3	—	67	6	17	2
St	ДЯФ	27	50	50	5	—	—	—	27
	МАМ	26	61	59	5	—	—	—	17
	ИИА	32	56	67	8	—	—	—	13
	СОН	26	59	62	7	—	—	—	15
Cu	ДЯФ	29	50	33	0	—	—	—	36
	МАМ	28	60	39	0	—	—	—	25
	ИИА	27	58	51	1	—	—	—	22
	СОН	27	58	43	1	—	—	—	25
Cb	ДЯФ	9	69	61	3	—	—	—	14
	МАМ	17	72	60	2	—	—	—	11
	ИИА	21	70	67	3	—	—	—	9
	СОН	20	70	62	3	—	—	—	11
Над сушей, 15—30° с. ш.									
Ci	ДЯФ	33	—	29	2	17	11	3	55
	МАМ	36	—	32	1	16	13	8	50
	ИИА	41	—	41	4	22	16	16	33
	СОН	34	—	36	3	19	14	11	49
As	ДЯФ	25	40	—	*0*	29	12	4	34
	МАМ	27	46	—	*0*	24	14	10	31
	ИИА	39	45	—	*0*	28	16	15	29
	СОН	31	41	—	*0*	27	15	11	32

Форма облаков	Сезон	f %	P %						
			Ci	As	Ns	St	Cu	Cb	Нет
Ns	ДЯФ	8	—	—	—	—	—	—	—
	МАМ	8	—	—	—	—	—	—	—
	ИИА	9	—	5	—	68	3	15	3
	СОН	6	—	4	—	70	3	12	2
St	ДЯФ	25	26	41	7	—	—	—	38
	МАМ	22	33	44	6	—	—	—	36
	ИИА	34	43	53	10	—	—	—	25
	СОН	24	32	47	8	—	—	—	34
Cu	ДЯФ	14	29	29	0	—	—	—	52
	МАМ	15	36	32	0	—	—	—	46
	ИИА	18	48	42	1	—	—	—	32
	СОН	16	36	35	1	—	—	—	45
Cb	ДЯФ	3	41	50	4	—	—	—	28
	МАМ	9	53	52	3	—	—	—	23
	ИИА	18	61	59	4	—	—	—	14
	СОН	12	57	56	4	—	—	—	18
Над сушей, 30—45° с. ш.									
Ci	ДЯФ	46	—	33	7	21	7	3	53
	МАМ	51	—	33	4	19	13	7	48
	ИИА	39	—	41	3	17	20	14	33
	СОН	38	—	36	4	19	12	6	46
As	ДЯФ	29	56	—	*0*	36	3	4	25
	МАМ	29	60	—	*0*	31	13	9	20
	ИИА	30	60	—	*0*	23	19	14	26
	СОН	28	51	—	*0*	30	13	8	26
Ns	ДЯФ	9	—	2	—	55	2	2	4
	МАМ	6	—	2	—	61	2	5	2
	ИИА	5	—	2	—	64	4	6	2
	СОН	6	—	2	—	69	2	4	2
St	ДЯФ	30	38	38	17	—	—	—	27
	МАМ	25	43	39	15	—	—	—	27
	ИИА	18	38	40	10	—	—	—	35
	СОН	23	34	40	14	—	—	—	32
Cu	ДЯФ	8	44	30	1	—	—	—	41
	МАМ	14	48	25	1	—	—	—	41
	ИИА	20	39	28	0	—	—	—	48
	СОН	12	38	30	1	—	—	—	46
Cb	ДЯФ	5	39	42	5	—	—	—	31
	МАМ	7	55	44	3	—	—	—	25
	ИИА	10	54	48	2	—	—	—	25
	СОН	5	48	48	3	—	—	—	27
Над сушей, 45—60° с. ш.									
Ci	ДЯФ	48	—	31	17	20	2	3	56
	МАМ	50	—	34	9	19	10	7	48
	ИИА	46	—	40	5	21	20	13	30
	СОН	44	—	37	14	24	7	6	43

Форма облаков	Сезон	f %	P %						
			Ci	As	Ns	St	Cu	Cb	Нет
As	ДЯФ	31	52	—	*1*	32	2	4	35
	МАМ	33	53	—	*0*	31	3	10	28
	ИИА	39	49	—	*0*	29	15	17	24
	СОН	37	48	—	*0*	38	6	9	30
Ns	ДЯФ	16	59	2	—	43	*0*	*2*	9
	МАМ	10	65	2	—	54	*1*	*5*	4
	ИИА	7	—	2	—	64	*2*	*11*	2
	СОН	12	64	2	—	58	*1*	*4*	4
St	ДЯФ	31	38	35	27	—	—	—	23
	МАМ	29	37	38	20	—	—	—	27
	ИИА	29	36	42	14	—	—	—	30
	СОН	38	31	38	20	—	—	—	29
Cu	ДЯФ	2	53	32	*3*	—	—	—	34
	МАМ	10	48	25	*1*	—	—	—	40
	ИИА	19	48	31	*1*	—	—	—	38
	СОН	6	44	31	*1*	—	—	—	40
Cb	ДЯФ	5	43	37	*6*	—	—	—	34
	МАМ	9	46	40	*4*	—	—	—	32
	ИИА	14	47	50	*3*	—	—	—	27
	СОН	10	37	43	*4*	—	—	—	35
			Над сушей, 60—75° с. ш.						
Ci	ДЯФ	45	—	31	18	15	4	*2*	59
	МАМ	49	—	32	10	19	5	*4*	53
	ИИА	47	—	42	6	29	14	*8*	30
	СОН	43	—	37	21	29	3	*4*	40
As	ДЯФ	31	48	—	*1*	23	1	3	41
	МАМ	34	51	—	*1*	30	4	6	32
	ИИА	44	47	—	*0*	40	11	12	23
	СОН	39	45	—	*1*	41	3	7	32
Ns	ДЯФ	16	51	*2*	—	34	*0*	*1*	16
	МАМ	12	—	*3*	—	45	*0*	*3*	9
	ИИА	9	—	*3*	—	65	*1*	*5*	3
	СОН	19	54	*3*	—	51	*0*	*2*	7
St	ДЯФ	24	*35*	35	32	—	—	—	23
	МАМ	28	*36*	38	22	—	—	—	27
	ИИА	43	*35*	42	16	—	—	—	29
	СОН	44	*30*	37	25	—	—	—	28
Cu	ДЯФ	2	—	—	—	—	—	—	—
	МАМ	6	50	29	*1*	—	—	—	36
	ИИА	14	51	38	*1*	—	—	—	31
	СОН	3	48	37	*2*	—	—	—	33
Cb	ДЯФ	6	*39*	39	*10*	—	—	—	34
	МАМ	8	*40*	37	*5*	—	—	—	36
	ИИА	14	*41*	46	*3*	—	—	—	32
	СОН	11	*29*	38	*5*	—	—	—	42

Форма облаков	Сезон	f %	P %						
			Ci	As	Ns	St	Cu	Cb	Нет
			Над сушей, 75—90° с. ш.						
Ci	ДЯФ	31	—	23	—	*16*	*1*	*1*	64
	МАМ	46	—	31	16	22	*1*	*1*	53
	ИИА	45	—	44	—	*42*	*3*	*1*	32
	СОН	38	—	36	—	*36*	*1*	*1*	42
As	ДЯФ	26	28	—	*1*	20	*1*	2	59
	МАМ	33	44	—	*2*	33	*2*	*2*	39
	ИИА	48	45	—	*1*	61	*3*	*1*	25
	СОН	39	35	—	*1*	46	*1*	2	43
Ns	ДЯФ	16	—	*2*	—	44	—	*1*	—
	МАМ	16	—	*5*	—	52	*0*	*0*	15
	ИИА	17	—	*4*	—	67	*0*	*0*	6
	СОН	22	—	*3*	—	66	*0*	*0*	10
St	ДЯФ	24	22	26	39	—	—	—	31
	МАМ	35	37	37	30	—	—	—	23
	ИИА	67	36	49	19	—	—	—	23
	СОН	50	28	39	31	—	—	—	25
Cu	ДЯФ	5	—	—	—	—	—	—	—
	МАМ	5	—	—	—	—	—	—	—
	ИИА	3	—	—	—	—	—	—	—
	СОН	2	—	—	—	—	—	—	—
Cb	ДЯФ	12	—	—	—	—	—	—	—
	МАМ	4	—	—	—	—	—	—	—
	ИИА	5	—	—	—	—	—	—	—
	СОН	5	—	—	—	—	—	—	—
			Над сушей, 0—15° ю. ш.						
Ci	ДЯФ	54	—	57	4	36	32	15	10
	МАМ	49	—	52	4	33	34	15	12
	ИИА	32	—	38	3	27	32	6	30
	СОН	43	—	47	3	29	34	13	18
As	ДЯФ	61	52	—	*0*	44	28	15	9
	МАМ	54	49	—	*0*	42	29	15	11
	ИИА	37	35	—	*0*	39	29	7	22
	СОН	46	45	—	*0*	39	29	14	14
Ns	ДЯФ	6	—	4	—	73	7	*9*	—
	МАМ	4	—	4	—	73	*7*	*10*	—
	ИИА	4	—	—	—	—	—	—	—
	СОН	4	—	—	—	—	—	—	—
St	ДЯФ	40	50	68	10	—	—	—	14
	МАМ	36	46	64	9	—	—	—	17
	ИИА	31	31	50	4	—	—	—	36
	СОН	32	42	58	6	—	—	—	24
Cu	ДЯФ	32	54	53	*1*	—	—	—	22
	МАМ	34	48	46	*1*	—	—	—	28
	ИИА	32	30	31	*0*	—	—	—	51
	СОН	34	42	39	*0*	—	—	—	37

Форма облаков	Сезон	f %	P %						
			Ci	As	Ns	St	Cu	Cb	Нет
Cb	ДЯФ	18	62	66	*3*	—	—	—	14
	МАМ	15	58	62	*3*	—	—	—	17
	ИИА	8	46	58	*2*	—	—	—	26
	СОН	13	54	61	*2*	—	—	—	20
Над сушей, 15—30° ю. ш.									
Ci	ДЯФ	43	—	46	4	25	26	14	23
	МАМ	31	—	40	4	21	22	9	35
	ИИА	19	—	28	2	16	11	2	58
	СОН	28	—	38	3	19	20	8	39
As	ДЯФ	42	46	—	*0*	33	20	15	24
	МАМ	33	38	—	*0*	32	18	9	32
	ИИА	23	23	—	*0*	31	12	3	49
	СОН	30	35	—	*0*	30	17	9	36
Ns	ДЯФ	5	—	*4*	—	**73**	*4*	8	—
	МАМ	4	—	*4*	—	**75**	*4*	5	—
	ИИА	3	—	—	—	—	—	—	—
	СОН	4	—	*4*	—	**72**	*3*	5	—
St	ДЯФ	31	38	49	12	—	—	—	28
	МАМ	26	28	43	9	—	—	—	37
	ИИА	22	16	36	7	—	—	—	49
	СОН	24	25	42	7	—	—	—	40
Cu	ДЯФ	25	43	33	*1*	—	—	—	41
	МАМ	22	31	28	*0*	—	—	—	52
	ИИА	22	17	23	*0*	—	—	—	65
	СОН	24	29	27	*0*	—	—	—	**54**
Cb	ДЯФ	13	55	58	3	—	—	—	21
	МАМ	7	49	**58**	3	—	—	—	23
	ИИА	3	—	—	—	—	—	—	—
	СОН	6	49	60	3	—	—	—	22
Над сушей, 30—45° ю. ш.									
Ci	ДЯФ	34	—	38	5	25	16	7	37
	МАМ	36	—	40	5	26	20	3	40
	ИИА	36	—	40	6	27	9	3	43
	СОН	36	—	39	4	25	14	4	40
As	ДЯФ	30	**45**	—	*0*	33	15	9	29
	МАМ	32	**47**	—	*0*	37	11	6	30
	ИИА	33	**45**	—	*0*	38	9	4	34
	СОН	32	**48**	—	*0*	36	13	7	29
Ns	ДЯФ	4	—	*3*	—	**68**	*3*	6	3
	МАМ	5	—	*3*	—	**68**	*2*	3	3
	ИИА	7	—	*2*	—	**67**	*2*	2	3
	СОН	5	—	*3*	—	**68**	*3*	4	3
St	ДЯФ	31	29	34	9	—	—	—	**44**
	МАМ	34	29	36	**10**	—	—	—	42
	ИИА	38	27	35	13	—	—	—	41
	СОН	33	29	35	**11**	—	—	—	42

Форма облаков	Сезон	f %	P %						
			Ci	As	Ns	St	Cu	Cb	Нет
Cu	ДЯФ	17	33	26	*1*	—	—	—	52
	МАМ	13	33	27	*1*	—	—	—	53
	ИИА	10	29	27	*1*	—	—	—	55
	СОН	15	34	26	*1*	—	—	—	53
Cb	ДЯФ	7	42	51	3	—	—	—	31
	МАМ	4	40	**54**	4	—	—	—	31
	ИИА	4	36	**51**	5	—	—	—	31
	СОН	4	42	**52**	4	—	—	—	31
Над сушей, 45—60° ю. ш.									
Ci	ДЯФ	48	—	52	—	*41*	17	4	18
	МАМ	43	—	52	—	*40*	9	3	23
	ИИА	38	—	56	—	*37*	7	3	22
	СОН	44	—	56	—	*40*	14	4	18
As	ДЯФ	46	58	—	*0*	50	15	5	14
	МАМ	45	53	—	*0*	51	8	4	21
	ИИА	47	49	—	*0*	49	7	3	24
	СОН	47	56	—	*0*	50	12	4	17
Ns	ДЯФ	9	—	*4*	—	66	*2*	*4*	2
	МАМ	12	—	*4*	—	64	*1*	2	3
	ИИА	13	—	*2*	—	57	*1*	2	3
	СОН	10	—	*3*	—	60	*1*	*4*	4
St	ДЯФ	50	43	47	14	—	—	—	27
	МАМ	49	38	48	18	—	—	—	26
	ИИА	48	31	48	20	—	—	—	27
	СОН	48	39	49	15	—	—	—	27
Cu	ДЯФ	18	47	36	*1*	—	—	—	38
	МАМ	10	38	32	*1*	—	—	—	46
	ИИА	8	32	34	*1*	—	—	—	49
	СОН	15	41	34	*1*	—	—	—	44
Cb	ДЯФ	6	32	33	*5*	—	—	—	47
	МАМ	6	23	26	*4*	—	—	—	59
	ИИА	7	21	25	*3*	—	—	—	62
	СОН	6	30	31	*6*	—	—	—	51
Над сушей, 60—75° ю. ш.									
Ci	ДЯФ	56	—	51	—	36	3	0	35
	МАМ	50	—	52	—	31	1	1	38
	ИИА	51	—	47	—	22	1	1	45
	СОН	59	—	48	—	24	1	0	44
As	ДЯФ	56	52	—	0	42	3	1	33
	МАМ	54	50	—	0	40	1	1	39
	ИИА	48	51	—	0	27	1	1	40
	СОН	50	57	—	0	31	1	1	32
Ns	ДЯФ	17	—	—	—	—	—	—	—
	МАМ	20	—	—	—	—	—	—	—
	ИИА	20	—	—	—	—	—	—	—
	СОН	16	—	—	—	—	—	—	—

Форма облаков	Сезон	f %	P %						
			Cl	As	Ns	St	Cu	Cb	Нет
St	ДЯФ	47	49	57	15	—	—	—	20
	МАМ	35	—	52	14	—	—	—	25
	ИИА	33	—	—	16	—	—	—	—
	СОН	39	—	53	15	—	—	—	23
Cu	ДЯФ	5	—	—	—	—	—	—	—
	МАМ	3	—	—	—	—	—	—	—
	ИИА	2	—	—	—	—	—	—	—
	СОН	3	—	—	—	—	—	—	—
Cb	ДЯФ	1	—	—	—	—	—	—	—
	МАМ	0	—	—	—	—	—	—	—
	ИИА	0	—	—	—	—	—	—	—
	СОН	0	—	—	—	—	—	—	—
Над сушей, 75—90° ю. ш.									
Cl	ДЯФ	57	—	26	—	*14*	1	1	58
	МАМ	52	—	17	—	*11*	1	0	76
	ИИА	39	—	11	—	—	1	—	84
	СОН	68	—	21	—	*10*	1	0	73
As	ДЯФ	35	43	—	1	21	2	1	46
	МАМ	41	—	—	—	—	—	—	—
	ИИА	33	—	—	—	—	—	—	—
	СОН	23	59	—	0	17	1	0	34
Ns	ДЯФ	16	—	2	—	17	0	1	—
	МАМ	18	—	—	—	—	—	—	—
	ИИА	15	—	—	—	—	—	—	—
	СОН	14	—	—	—	—	—	—	—
St	ДЯФ	48	—	—	20	—	—	—	21
	МАМ	30	—	—	—	—	—	—	—
	ИИА	22	—	—	—	—	—	—	—
	СОН	37	—	—	17	—	—	—	—
Cu	ДЯФ	5	—	—	—	—	—	—	—
	МАМ	0	—	—	—	—	—	—	—
	ИИА	0	—	—	—	—	—	—	—
	СОН	0	—	—	—	—	—	—	—
Cb	ДЯФ	0	—	—	—	—	—	—	—
	МАМ	0	—	—	—	—	—	—	—
	ИИА	0	—	—	—	—	—	—	—
	СОН	0	—	—	—	—	—	—	—

Приведенные в таблицах данные о сочетаниях облачных форм имеют большое значение для прогноза погоды, для подробного диагноза синоптических процессов в различных широтах и особенно для интерпретации и уточнения форм облаков при спутниковых наблюдениях.

Средняя по земному шару повторяемость f (%) и условная повторяемость P (%) облаков различных форм (числитель — над сушей, знаменатель — над океаном)

Форма облаков	Сезон	P %							
		f (%)	Cl	As	Ns	St	Cu	Cb	Нет
Ci	ДЯФ	46/30	—	36/64	7/8	22/36	12/34	6/13	45/9
	МАМ	47/32	—	37/63	5/6	21/34	16/35	9/14	41/10
	ИИА	41/31	—	41/65	4/6	23/35	19/33	12/15	33/9
	СОН	42/31	—	39/65	6/6	23/36	15/34	9/14	38/9
As	ДЯФ	35/43	50/45	—	0/1	32/48	12/29	7/13	28/8
	МАМ	35/42	52/47	—	0/1	31/45	14/30	11/14	25/8
	ИИА	32/44	45/45	—	0/1	32/47	17/29	13/15	26/7
	СОН	36/44	47/45	—	0/1	34/47	14/30	11/15	27/7
Ns	ДЯФ	11/8	57/38	2/10	—	53/61	2/2	4/4	8/4
	МАМ	8/7	60/41	3/11	—	59/61	2/3	6/5	4/3
	ИИА	7/6	55/42	3/13	—	65/63	3/2	9/5	2/4
	СОН	10/6	60/41	3/12	—	62/64	2/2	6/5	4/4
St	ДЯФ	30/43	38/29	43/52	17/12	—	—	—	26/30
	МАМ	28/40	40/30	45/52	13/12	—	—	—	27/31
	ИИА	30/42	37/29	46/53	11/11	—	—	—	31/31
	СОН	31/43	35/29	45/53	13/11	—	—	—	30/31
Cu	ДЯФ	16/36	45/28	34/37	1/1	—	—	—	38/50
	МАМ	17/37	46/29	31/35	1/0	—	—	—	39/51
	ИИА	20/36	42/30	34/37	1/0	—	—	—	41/50
	СОН	16/37	42/29	34/37	1/0	—	—	—	41/51
Cb	ДЯФ	8/11	49/35	50/54	5/2	—	—	—	26/34
	МАМ	10/12	53/37	49/54	3/2	—	—	—	24/33
	ИИА	14/12	52/37	53/56	3/2	—	—	—	23/32
	СОН	10/12	43/37	52/57	3/2	—	—	—	26/32
Небосвод закрыт туманом	ДЯФ	1/1	—	—	—	—	—	—	—
	МАМ	0/1	—	—	—	—	—	—	—
	ИИА	1/2	—	—	—	—	—	—	—
	СОН	1/1	—	—	—	—	—	—	—
Ясное небо	ДЯФ	23/5	—	—	—	—	—	—	—
	МАМ	21/6	—	—	—	—	—	—	—
	ИИА	22/5	—	—	—	—	—	—	—
	СОН	22/5	—	—	—	—	—	—	—

3.3.7. Повторяемость облаков над территорией СССР по данным самолетного зондирования

Самолетное зондирование — по существу единственный метод, который позволяет определять наличие облаков одновременно на разных уровнях и хотя бы грубо определять их количество. В связи с этим повторяемость облаков среднего и верхнего ярусов при регулярном самолетном зондировании оценивается более точно, чем по наземным и судовым данным. В табл. 1 (3.3.7)

Таблица 1 (3.3.7)

Повторяемость (%) облаков основных форм над территорией СССР (по [5])

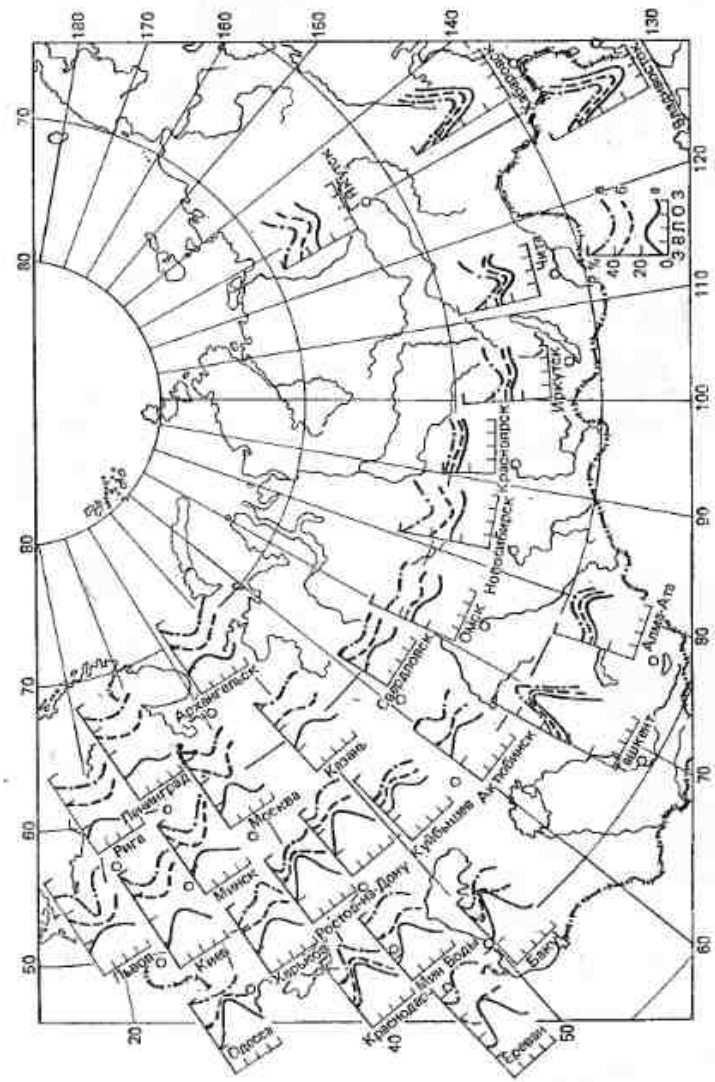
Сезон	Sc	St	Ns, Ns—As	Cu, Cb	As	Ac	Число зондирований
Зима	47	18	23	2	23	31	9531
Весна	39	4	16	13	21	44	7919
Лето	27	3	7	32	11	68	6483
Осень	49	11	15	6	16	44	9686
Год	42	10	16	11	18	45	33619

представлена повторяемость основных форм облаков над территорией СССР в различные сезоны [5].

О повторяемости облаков верхнего яруса над разными районами СССР можно судить по рис. 1 (3.3.7). На этом рисунке, в частности, приведена повторяемость ясного неба при наблюдении с высоты 6 км (кривые *в*). Дополнение этих кривых до 100 % определяет повторяемость облаков верхнего яруса. Так, например, в районе Ташкента повторяемость облаков верхнего яруса P меняется примерно от 60 % зимой до 15 % летом, а во Владивостоке, наоборот, примерно от 30 % зимой до более чем 60 % летом. В Москве P колеблется в течение всего года между 35 и 45 %.

Как следует из рис. 1 (3.3.7), частота появления облаков того или иного яруса для разных географических районов СССР различается (сравним также табл. 1 (3.3.7) с табл. 1 и 2 (3.2.1)). Климатологические данные о повторяемости облаков различных форм по наземным наблюдениям содержатся в многотомном Климатическом справочнике СССР [18].

Как следует из табл. 2 (3.3.6) и 1 (3.3.7), а также рис. 1 (3.3.7), для всего земного шара характерна сравнительно высокая повторяемость облаков нижнего яруса St+Sc, которая составляет около 30 % в низких широтах (30° ю. ш. — 30° с. ш.) и превы-


Архангельск
Ленинград
Рига
Москва
Минск
Львов
Киев
Одесса
Казань
Куйбышев
Ростов-на-Дону
Ульяновск
Краснодар
Баку
Ташкент
Новосибирск
Омск
Иркутск
Чита
Якутск
Алма-Ата
Свердловск
Магадан
Хабаровск
Южно-Сахалинск
Петропавловск-Камчатский
Анадырь
Тикси
Диксон
Мурманск
Салехард
Норильск
Тура
Верхоянск
Оленек
Жиганск
Якутск
Среднеколымск
Зырянка
Усть-Нера
Охотск
Магадан
Анадырь
Петропавловск-Камчатский
Южно-Сахалинск
Хабаровск
Свердловск
Омск
Новосибирск
Иркутск
Чита
Якутск
Алма-Ата
Ташкент
Баку
Краснодар
Ростов-на-Дону
Ульяновск
Куйбышев
Казань
Минск
Рига
Ленинград
Архангельск
Львов
Киев
Одесса
Москва
Мурманск
Салехард
Норильск
Тура
Верхоянск
Оленек
Жиганск
Якутск
Среднеколымск
Зырянка
Усть-Нера
Охотск
Тикси
Диксон

шает 50 % в более высоких широтах. Почти такие же значения повторяемости отмечаются и для облаков среднего яруса As+Ac. Повторяемость облаков Ns и Cb значительно (в 3—5 раз) ниже. Облака St+Sc и Cu отличаются резким сезонным ходом. Географическая зависимость вплоть до изменения сезонного хода четче выражена в случаях облаков верхнего яруса и конвективных облаков.

Глава 4

Пространственная структура облаков

4.1. Введение

Наземные и судовые наблюдения позволили накопить довольно подробные и систематические данные об облачных слоях и облаках, видимых снизу; спутниковые наблюдения характеризуют облака, видимые сверху. Наблюдения такого рода позволяют судить о степени покрытия небосвода облаками и о климатологии облачности над различными регионами и над земным шаром в целом (см. главу 3). По сути дела лишь самолетное и в какой-то степени радиолокационное зондирование дают возможность исследовать вертикальную структуру облаков, их расслоенность, высоту облачных границ и т. д. Данные о строении облаков, основанные на радиолокационных наблюдениях, содержатся в главе 11. Здесь же излагаются результаты, основанные главным образом на материалах самолетного зондирования атмосферы, краткая характеристика которых дается ниже.

На территории Советского Союза в период с 1957 по 1963 г. в 31 пункте (рис. 1 (4.1)) было организовано регулярное самолетное зондирование атмосферы по разработанной в ЦАО под руководством А. М. Боровикова методике [35]. Распределено это зондирование по сезонам и особенно по регионам неравномерно. Пункты зондирования, входящие в тот или иной из восьми выделенных регионов, приведены в табл. 1 (4.1), а сами регионы очерчены на рис. 1 (4.1). Малое число (всего восемь) выделенных регионов связано с необходимостью обеспечения в каждом из них достаточно большой статистики наблюдений.

Полеты проводились преимущественно в облачную погоду на самолетах-зондировщиках типа Ли-2 два раза в сутки — утром (3—6 ч по местному времени) и днем (15—18 ч). В некоторых пунктах зондирование проводилось часто только один раз в сутки — в утренние либо в дневные часы. Потолок подъема составлял в среднем около 6 км. Иногда по разным причинам зондирование не проводилось: например, когда высота нижней границы облаков была менее 50 м или видимость — менее 0,5 км. Однако наибольшее число пропусков приходилось на ясную погоду. В целом на безоблачную погоду пришлось примерно 10 % общего числа подъемов. Таким образом, накопленная статистика

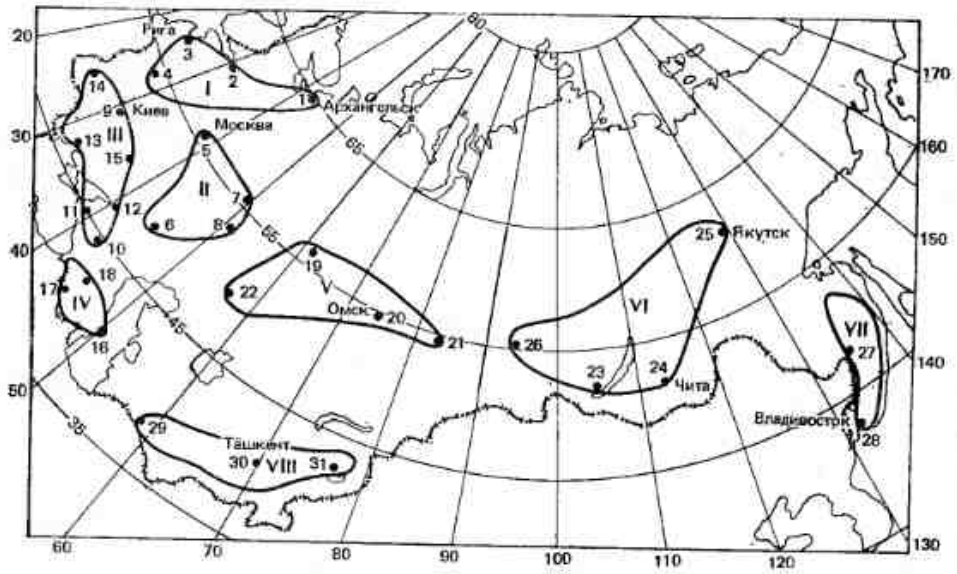


Рис. 1 (4.1). Пункты самолетного зондирования атмосферы (арабские цифры) и номера выделенных регионов (римские цифры).

Таблица 1 (4.1)

Распределение пунктов самолетного зондирования по регионам

I	II	III	IV
1. Архангельск *2.* Ленинград *3.* Рига *4.* Минск	*5.* Москва *6.* Волгоград *7.* Казань *8.* Куйбышев	*9.* Киев *10.* Мин. Воды *11.* Краснодар *12.* Ростов-на-Дону *13.* Одесса *14.* Львов *15.* Харьков	*16.* Баку *17.* Ереван *18.* Тбилиси
V	**VI**	**VII**	**VIII**
19. Свердловск *20.* Омск *21.* Новосибирск *22.* Актюбинск	*23.* Иркутск *24.* Чита *25.* Якутск *26.* Красноярск	*27.* Хабаровск *28.* Владивосток	*29.* Ашхабад *30.* Ташкент *31.* Алма-Ата

Примечание. Номера каждого пункта в таблице соответствуют номерам пунктов на рис. 1 (4.1).

Таблица 2 (4.1)

Распределение общего числа прозондированных облачных слоев по регионам, сезонам и срокам

Сезон	Срок	Регион*								Сумма
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	
Весна	Утро	1 571	1 698	3 456	937	1 278	1 419	163	706	11 002
	День	1 173	1 746	3 257	465	845	508	63	715	8 639
	Сумма	2 744	3 444	6 713	1 402	2 123	1 927	216	1 421	19 641
Лето	Утро	1 953	1 537	1 448	400	1 675	1 652	431	218	9 313
	День	1 427	1 741	1 948	200	1 192	884	62	193	7 677
	Сумма	3 380	3 278	3 396	600	2 867	2 566	493	410	16 990
Осень	Утро	2 327	2 016	2 717	859	1 984	1 628	201	388	12 020
	День	1 845	2 121	2 537	580	1 458	734	51	419	9 745
	Сумма	4 172	4 137	5 143	1 439	3 442	2 362	252	807	21 765
Зима	Утро	2 120	2 341	3 229	1 041	1 552	1 026	102	724	12 135
	День	1 549	2 243	2 913	829	1 092	255	24	755	9 659
	Сумма	3 669	4 564	6 142	1 869	2 664	1 281	126	1 479	21 794
В целом за все годы	Утро	7 971	7 592	10 750	3 237	6 489	5 725	897	2 035	44 470
	День	5 994	7 851	10 655	2 073	4 587	2 381	190	2 082	35 720
	Сумма	13 965	15 443	21 405	5 310	11 076	8 106	1 087	4 117	80 190

* См. табл. 1 (4.1).

должна несколько завышать вероятность наличия облачности. Данные о последней можно найти в Климатическом справочнике СССР [21].

По материалам самолетного зондирования во ВНИИГМИ—МЦД под руководством Л. С. Дубровиной был создан архив данных, который в дальнейшем совместно с архивом метеонаблюдений был перенесен с перфокарт на магнитные носители и послужил основой для разработок ЦАО и ВНИИГМИ—МЦД и приводимых ниже результатов.

О числе зондирований облачных слоев, результаты которых имеются на магнитных лентах, и их распределении по регионам, сезонам и срокам наблюдений, можно судить по табл. 2 (4.1). Общее число использованных зондирований (самолетных подъемов) составило при этом около 34 тысяч.

Как видно из табл. 1 (4.1), число пунктов зондирования в регионах колебалось от двух (VII регион) до семи (III регион). Именно с этим прежде всего связано уменьшение числа наблюдений в VII и IV регионах. Особенно мала статистика подъемов в регионе VII. Еще одна особенность статистики заключается в том, что в I, IV, V и особенно в VI и VII регионах число зондирований в утренние сроки заметно больше, чем в вечерние. Ниже мы будем неоднократно обращаться к табл. 2 (4.1) при анализе экспериментальных данных.

При рассмотрении ряда характеристик будут также использованы данные самолетных зондирований над Украиной, накопленные в УкрНИГМИ. Зондирования эти проводились в Киеве, Львове и Харькове в 1950—1964 гг.

Об объеме использованного в УкрНИГМИ материала и его распределении по формам облаков и сезонам можно судить по табл. 3 (4.1). В ней, в частности, указано число случаев зондирования, когда количество облаков превышало 5 баллов. Только эти случаи и учитывались при обработке.

Таблица 3 (4.1).

Распределение числа случаев зондирования облаков различных форм над районом Украины по Т. Н. Заболоцкой [15]

Форма облаков	Относительная повторяемость, %				Число случаев
	Зима	Весна	Лето	Осень	
St	51	15	5	29	1303
Sc	32	25	8	35	2807
Ns	41	28	7	24	809
Ns—As	37	29	9	25	176
Ac	20	28	27	25	1494
As	31	25	16	28	2076

4.2. Распределение облачности по высоте

При самолетном зондировании бортаэролог отмечал наличие облачных слоев и форму облаков часто находясь ниже или выше облачного покрова примерно на 100—200 м или более. Иными словами, наблюдения проводились в непосредственной близости от облачных слоев.

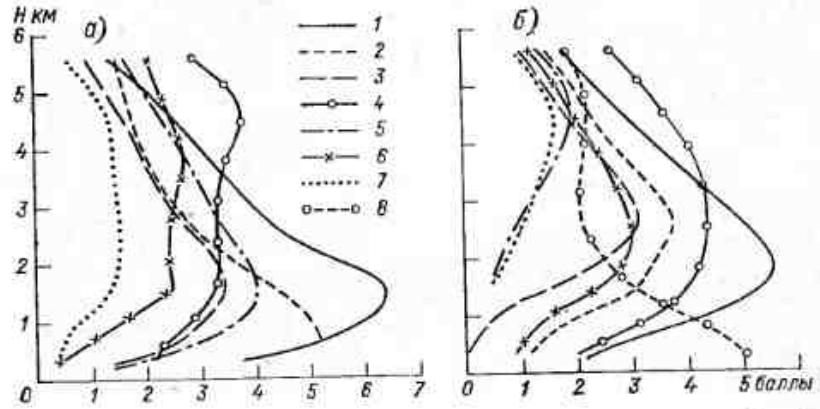


Рис. 1 (4.2). Вертикальное распределение среднего количества облаков над разными физико-географическими районами СССР для зимы (*а*) и для лета (*б*) (по [14]).

а) *1* — север ЕТС, *2* — остальные районы ЕТС, *3* — Кавказ, *4* — Средняя Азия, *5* — Западная Сибирь, *6* — Восточная Сибирь, *7* — Хабаровский край, Приморье; *б*) *1* — север ЕТС, *2* — остальные районы ЕТС, *3* — Кавказ, *4* — Армянское нагорье, *5* — Средняя Азия, *6* — Западная Сибирь, *7* — Восточная Сибирь, *8* — Приморье.

Представление о среднем количестве облаков N на тех или иных высотах дает рис. 1 (4.2). Среднее количество облаков рассчитывалось по отношению к общему числу подъемов. Поскольку отсутствие зондирований относилось в основном к ясным дням, максимальные значения N здесь, вероятно, завышены примерно на 1 балл.

Из рис. 1 (4.2) видно, что облачность над СССР чаще всего образуется в нижней тропосфере, на высоте 1—2 км над поверхностью Земли, и в среднем покрывает бо́льшую часть небосвода. Летом высота, на которой среднее количество облаков достигает максимума, несколько возрастает. В Средней Азии летом, а в Приморье зимой среднее количество облаков составляет не более 2 баллов. Выше уровня 1—2 км общей характерной чертой для всех регионов (см. рис. 1(4.2)) является уменьшение повторяемости облаков с высотой, более быстрое зимой и более медленное летом. Большое количество облаков и слабо выраженный их максимум отличают север европейской части СССР (весь год), а малое количество и резкий максимум характерны для Армянского нагорья и Средней Азии, хотя в последней, как и в Восточной Сибири, заметен второй небольшой максимум облаков.

Рисунок 2(4.2) характеризует сезонные различия среднего высотного распределения количества облаков в различных пунктах СССР. Эти различия очень малы на севере европейской части СССР (например, в Архангельске). К югу они возрастают лишь в нижней тропосфере. Сезонные различия очень велики над Средней Азией, для которой характерно почти безоблачное лето, и над Восточной Сибирью (Якутск), где зимний мощный антициклон неблагоприятен для образования облаков всех ярусов.

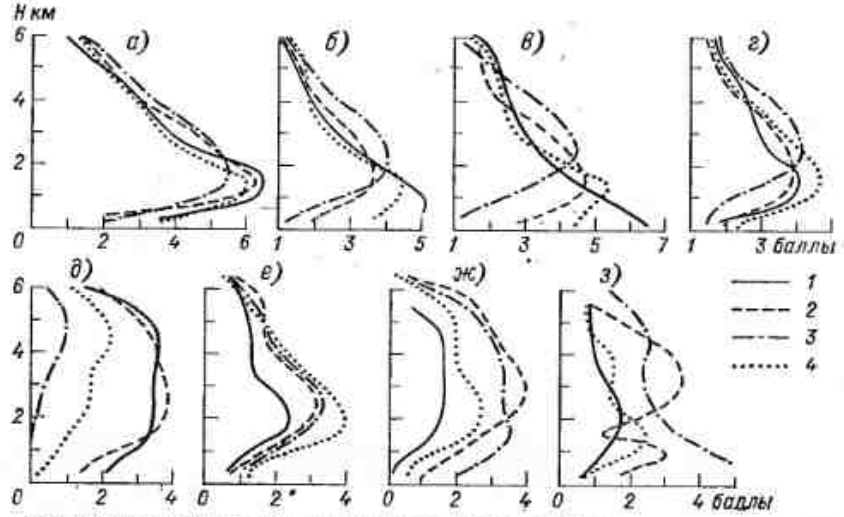


Рис. 2 (4.2). Сезонный ход вертикального распределения среднего количества облаков зимой (*1*), весной (*2*), летом (*3*) и осенью (*4*) (по [14]).

а — Архангельск, *б* — Москва, *в* — Харьков, *г* — Новосибирск, *д* — Ташкент, *е* — Хабаровск, *ж* — Якутск, *з* — Владивосток.

Большое значение для физики облаков и для практики имеют данные о высоте расположения облаков разных форм, перечисленных и охарактеризованных ранее в п. 3.2. В пределах одной и той же формы облаков высота нижней границы может также заметно меняться в зависимости от сезона, географического положения и ото дня ко дню. Подробные данные о высоте облачных границ и толщине облаков различных форм см. в п. 4.4.

4.3. Суммарная толщина облаков ниже фиксированной высоты

В табл. 1 (4.3) приведены средние значения суммарной толщины облаков $\Delta\overline{H}_z$ ниже фиксированного уровня H для ряда характерных пунктов СССР.

Вероятность P (%) наблюдения суммарного слоя облаков толщиной, не превосходящей заданное значение ΔH_z, при известной средней суммарной толщине слоя $\Delta\overline{H}_z$ легко находится по номограмме (рис. 1 (4.3)) [14]. Номограмма построена для $\Delta H_z \geqslant 0{,}5$ км, т. е., согласно табл. 1 (4.3), для $z \geqslant 2$ км.

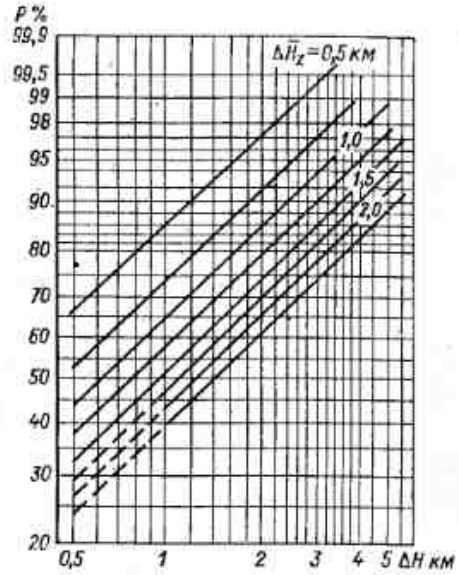


Рис. 1 (4.3). Номограмма для определения вероятности того, что суммарный слой облаков не превосходит заданное значение ΔH (км) при известной средней толщине слоя ΔH_z (км).

От заданного значения ΔH следует подняться по вертикали до известного значения ΔH_z и с оси ординат снять искомую вероятность.

Таблица 1 (4.3)

Средняя суммарная толщина облаков $\Delta\overline{H}_z$ (км) ниже фиксированной высоты z (по данным Л. С. Дубровиной [14])

Пункт зондирования	z км					
	1	2	3	4	5	6
Зима						
Рига, Минск, Москва, Казань	0,4	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
Свердловск, Красноярск	0,2	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8
Новосибирск, Иркутск	0,3	0,5	0,7	0,9	1,0	1,0
Архангельск	0,2	0,6	0,8	1,0	1,1	1,2
Харьков, Ростов-на-Дону	0,4	0,5	0,7	0,8	0,9	1,0
Минеральные Воды	0,3	0,5	0,6	0,6	0,8	0,9
Ташкент, Алма-Ата	0,4	0,7	0,9	1,1	1,3	1,4

Пункт зондирования	z км					
	1	2	3	4	5	6
	Лето					
Рига, Минск, Москва, Казань	0,3	0,5	0,8	0,9	1,1	1,2
Свердловск, Красноярск	0,3	0,6	0,9	1,2	1,4	1,5
Новосибирск, Иркутск	0,3	0,6	0,9	1,1	1,3	1,4
Архангельск	0,3	0,6	0,8	1,1	1,2	1,4
Харьков, Ростов-на-Дону	0,2	0,5	0,8	1,1	1,3	1,4
Минеральные Воды	0,2	0,3	0,6	0,8	0,9	1,0
Ташкент, Алма-Ата	—	0,3	0,6	0,8	1,1	1,2

4.4. Вертикальная структура облачности

В этом параграфе рассматриваются данные о высоте облачных границ, о толщине облаков и о возможном количестве облачных слоев. Первичные данные непосредственных наблюдений, проведенных на сети пунктов самолетного зондирования, хранятся на магнитных носителях во ВНИИГМИ—МЦД и ЦАО. Частично эти материалы были обработаны еще в [11, 12, 14]. При подготовке Справочника они были вновь детально проанализированы. Более подробные сведения об объеме накопленного материала приведены в [14]. Представление об этом дает также табл. 2 (4.1).

Отдельно стоит сказать несколько слов об облаках конвективного развития. В отличие от слоистообразных облаков разновидности Cu являются не самостоятельными облачными формами, а лишь той или иной стадией развития облачной конвекции. Так, при наблюдениях с Земли облака Cu hum. и Cu med. выглядят приблизительно одинаково и их разделение в большей степени отражает индивидуальный подход наблюдателя, чем фактическое их различие. Поэтому Cu удобнее всего подразделять на разновидности исходя не из их внешнего вида, а из размеров, в первую очередь вертикальных [28, 44, 45]. К сожалению, вплоть до настоящего времени нет общепринятой методики такого разделения. Так, в [10, 42] к Cu cong. отнесены облака толщиной $\Delta H \geqslant 1{,}5$ км, в [37] — с $\Delta H > 0{,}8$ км. В работах [25, 27], материалы которых будут широко использоваться ниже, облака с $\Delta H < 1$ км отнесены к Cu hum., с $\Delta H = 1 \ldots 2$ км — к Cu med. и с $\Delta H > 2$ км — к Cu cong. При подготовке Справочника мы исходили из того, что и формально, и генетически наиболее обосновано подразделение Cu на облака мелкой (в [6] — «низкой») и глубокой (в [6] — «высокой») конвекции. К первой группе относятся Cu hum. и Cu med., ко второй — Cu cong. и Cb. Одной из наиболеее характерных черт облаков глубокой конвекции является то, что они очень часто

являются следствием так называемой проникающей конвекции, т. е. развиваются при наличии в атмосфере нескольких конвективно-неустойчивых слоев, между которыми стратификация устойчива (см. [25, 27, 45]).

Обобщение литературных данных о характеристиках Cu сильно затрудняется не только условностью их подразделения на разновидности, но также и большой суточной и годовой изменчивостью их толщины, высоты расположения, продолжительности жизни и т. д.

В настоящем Справочнике приводятся сведения об основных характеристиках Cu для наиболее типичных случаев, когда эти облака не затоплены внутри слоистообразной облачности. Это означает, что бо́льшая часть использованных данных о них получена в условиях внутримассовой облачности.

4.4.1. Расслоенность облаков

Облачные слои могут присутствовать одновременно на разных уровнях. Такая расслоенность облаков является важной характеристикой их пространственной структуры. Согласно [14], расслоенность облаков над СССР отличается сравнительным постоянством в течение года. Обычно появление двух и более облачных слоев связано с атмосферными фронтами или с распадом мощных кучевых и кучево-дождевых облаков. По горизонтали слои St, Sc, Ac и As простираются на десятки и сотни километров, слои перистых облаков могут иметь протяженность до тысячи километров.

Сравнительно хорошее представление о расслоенности облаков над различными районами СССР дает табл. 1 (4.4.1). Она содержит повторяемость разного числа слоев (при наличии облачности). Поскольку эта таблица построена по данным самолетного зондирования, потолок которого составлял около 6 км, она дает представление лишь о расслоенности облаков нижнего и среднего ярусов (без учета перистых облаков).

Над территорией СССР, таким образом, без учета верхнего яруса в 30—50 % случаев облачность однослойная, примерно в 30 % случаев двухслойная и примерно в 20 % случаев зимой и в 30 % случаев летом — трех- или четырехслойная.

Таблица 1 (4.4.1) свидетельствует о том, что в среднем число слоев зимой несколько меньше, чем летом. В среднем облачность состоит из одного слоя зимой примерно в 35—50 % случаев (а в Алма-Ате и Хабаровске — в 60—80 % случаев), а летом — в 20—40 % случаев (в Алма-Ате и Хабаровске — в 50—70 % случаев). Особенно многослойна облачность в Красноярске — летом в 12 % случаев, а зимой в 30 % она состоит из четырех и более слоев. В среднем по СССР число облачных слоев при наличии облачности в 80—90 % случаев не превосходит трех.

Таблица 1 (4.4.1)

Повторяемость (%) различного числа облачных слоев над разными районами СССР [14] и над СССР в целом [38]

Пункт зондирования	Число слоев								Число подъемов*
	1	2	3	4	5	6	7	8	
Зима									
Архангельск	52	36	10	2	(·)**	0	0	0	367
Москва	40	36	17	5	1	(·)	(·)	0	729
Ростов-на-Дону	42	32	16	7	2	1	(·)	0	412
Львов	38	41	16	4	1	0	0	0	289
Свердловск	34	36	19	7	3	1	(·)	0	347
Алма-Ата	62	29	8	2	0	0	0	0	230
Красноярск	35	31	22	11	1	(·)	0	0	297
Хабаровск	77	18	5	0	0	0	0	0	44
В среднем по СССР	51	32	13	4	1	(·)	(·)	0	8126
Лето									
Архангельск	30	38	22	7	2	(·)	(·)	0	329
Москва	41	30	17	7	4	1	(·)	0	653
Ростов-на-Дону	32	29	14	10	6	2	(·)	0	153
Львов	30	30	26	10	3	1	0	0	203
Свердловск	33	32	16	10	4	4	1	0	361
Алма-Ата	72	21	6	0	1	0	0	0	98
Красноярск	20	24	26	18	9	2	(·)	1	313
Хабаровск	47	24	20	7	2	0	0	0	107
В среднем по СССР	44	30	16	7	3	(·)	(·)	(·)	

* Случаи, когда облачность отсутствовала, в статистику не вошли.
** Повторяемость менее 1 %.

4.4.2. Высота нижней границы облаков

Высота облаков, вообще говоря, характеризуется некоторой географической, сезонной и суточной изменчивостью. Так, по мере приближения к экватору высота облаков в среднем возрастает, и в соответствии с Атласом облаков [47] в экваториальной зоне уровень, отделяющий облака одного яруса от другого, располагается на 1—2 км выше, чем в умеренных широтах (см. главу 3).

Приводимые ниже статистические характеристики высоты границ облаков основаны на обработке материалов самолетного зондирования на сети станций СССР за 1957—1963 гг. (см. п. 4.1) и на данных, накопленных в УкрНИГМИ, по результатам зондирования над Украиной в 1950—1964 гг. Прежде чем переходить к описанию статистических характеристик распределения высоты облачных границ, сделаем некоторые методические замечания.

1. Характеристики облаков данной формы (высота границ, температура на границах и др.) несколько различаются в зависимости от того, имеются ли под ними другие облачные слои, или они представляют собой 1-й (считая от поверхности Земли) облачный слой. Поэтому обработка материалов наблюдений велась отдельно для 1-го, 2-го и т. д. облачных слоев.

2. Обработка велась раздельно не только для каждого облачного слоя, но и для каждого региона (см. табл. 1 (4.1)), сезона и срока наблюдений. Однако не для каждой группы облаков удалось набрать достаточную статистику. Так, сравнительно мало данных наблюдений для Приморского края (регион VII, табл. 1 (4.4.2.1)), где в основном они приходятся на утренний срок.

Колебания высоты нижней границы облаков $H_{нг}$ были, как правило, не очень велики, однако в отдельных случаях $H_{нг}$ довольно сильно отклонялась от средних значений для данной группы облаков. Поэтому, построив для каждой группы наблюдений кривые распределения (повторяемости) $H_{нг}$, мы отсекли крылья распределений и ограничились анализом 10, 50 и 90 %-ных квантилей. И даже при таком подходе в ряде групп число наблюдений оказалось недостаточным, чтобы надежно судить о значениях указанных квантилей. В связи с этим в настоящем Справочнике мы в основном ограничиваемся приведением медианных (50 %-ный квантиль) значений высоты облачных границ и толщины облаков, являющихся наиболее надежным показателем, и указываем, по какому числу наблюдений определены эти значения. О характере колебаний можно судить по приводимым значениям оценок стандартного отклонения S.

4.4.2.1. Облака нижнего яруса (St, Sc, Ns)

По определению к облакам нижнего яруса умеренных широт относятся облака, нижняя граница которых расположена на высоте не более 2 км над земной поверхностью. В экваториальной зоне к ним относят облака с $H_{нг} < 3$ км.

Учитывая ограниченность количества данных, а также то, что при самолетном зондировании наблюдатель не всегда четко разделяет облака типа St и Sc, в дальнейшем облака типа St и Sc рассматриваются совместно.

В табл. 1 (4.4.2.1) приведены значения H_m — 50 %-ных квантилей высоты нижней границы облаков St, Sc и Ns. Здесь же даны оценки среднеквадратического отклонения S_H и указано число наблюдений N. Напомним, что повторяемость облаков той или иной формы обсуждается в п. 3.4.6.

Как следует из табл. 1 (4.4.2.1), относительно малое число наблюдений приходится на VII регион (Хабаровск, Владивосток) для всех форм облаков, а для слоисто-дождевых облаков — на летний сезон и другие регионы. Заметно, что в среднем высота облаков возрастает на юге СССР (IV и VIII регионы). Отчетливо

Таблица 1 (4.4.2.1)

Медианные значения высоты нижней границы (H_m) облаков St, Sc и Ns, оценка стандартного отклонения S_H и число наблюдений N по сезонам и слоям

Номер региона (см. табл. 1 (4.1))	H_m км				S_H км				N			
	З	В	Л	О	З	В	Л	О	З	В	Л	О
					St, Sc, 1-й слой							
I	0,50	0,73 / 1,10	0,72 / 1,20	0,67	0,4	0,6	0,6	0,5	757 / 569	398 / 303	357 / 185	715 / 580
II	0,55	0,93	1,45	0,85	0,4	0,55	0,65	0,5	785 / 740	378 / 347	268 / 139	562 / 573
III	0,55	0,69 / 0,90	1,15 / 1,40	0,79	0,45	0,5	0,75	0,6	1049 / 865	609 / 534	231 / 143	765 / 755
IV	1,05	1,67 / 1,47	2	1,58	0,7	0,7	0,5 / 1,1	0,6	362 / 272	253 / 116	92 / 31	245 / 164
V	0,80	0,95	1,35 / 1,43	0,94	0,45	0,60	0,65	0,5	431 / 275	286 / 160	247 / 98	498 / 376
VI	1,24	1,15 / 1,60	1,40	1,25	0,55	0,55	0,65	0,6	231 / 42	273 / 74	282 / 110	380 / 152
VII	1,0	0,7	0,45	1,0	0,5	0,5	0,55	0,5	30 / 1	39 / 7	109 / 9	59 / 5
VIII	1,05	1,75	—	1,7	0,7	0,8	0,7	0,8	158 / 151	119 / 97	19 / 16	60 / 66
					St, Sc, 2-й слой							
I	1,3	1,33 / 1,56	1,27 / 1,66	1,4	0,4 / 0,67	0,44 / 0,43	0,53 / 0,34	0,48 / 0,40	202 / 130	119 / 60	115 / 66	238 / 152
II	1,3	1,42	1,55	1,4	0,44 / 0,51	0,55 / 0,78	0,55 / 0,86	0,56	281 / 253	135 / 103	96 / 81	220 / 244
III	1,27	1,4	1,65	1,35	0,46 / 0,42	0,52 / 0,43	0,52 / 0,45	0,45	294 / 305	223 / 154	84 / 68	239 / 243
IV	1,33	1,7	—	1,63	0,49 / 0,43	0,71 / 0,52	0,32 / 0,2	0,6 / 0,48	60 / 57	44 / 9	4 / 2	45 / 30
V	1,49	1,62	1,53 / 1,93	1,51	0,42 / 0,42	0,45 / 0,45	0,47 / 0,41	0,45 / 0,41	131 / 77	78 / 45	92 / 39	161 / 132
VI	1,61	1,53	1,78	1,65	0,32 / 0,22	0,44 / 0,37	0,71 / 1,39	0,62 / 1,03	41 / 6	92 / 5	71 / 40	128 / 43
VII	—	—	1,2	1,68	0,0 / 0,55	0,63 / 0	0,92 / 0,38	0,36 / 0,94	1 / 18	6 / 1	34 / 4	9 / 58
VIII	1,55	1,87	—	—	0,61 / 0,64	1,16 / 0,49	0,49 / 0,38	0,51 / 1,02	24 / 36	29 / 27	2 / 4	10 / 14
					Ns, 1-й слой							
I	0,60	0,56	0,4 / 0,9	0,47	0,45	0,5	0,6	0,45	235 / 213	129 / 88	42 / 29	132 / 101
II	0,5	0,58	0,35	0,44	0,5	0,55	0,4	0,5	152 / 128	77 / 66	19 / 11	79 / 60
III	0,7	0,8	1,3	0,8	0,55	0,55	0,65	0,7	170 / 136	99 / 82	15 / 8	63 / 57
IV	1,1	1,28 / 1,10	—	1,3 / 1,05	1,2	0,75	1,1 / 1,6	0,8 / 0,5	124 / 67	91 / 39	5 / 2	75 / 34
V	1,08	0,93	0,60	0,85	0,55	0,60	0,7 / 1,2	0,55	112 / 84	75 / 50	18 / 11	84 / 66
VI	1,35 / 1,70	1,33	1,40	0,95 / 1,55	0,50	0,6 / 1,20	0,70	0,90	29 / 16	28 / 18	31 / 15	44 / 29

Номер региона (см. табл. 1 (4.1))	H_m, км				S_H, км				N			
	З	В	Л	О	З	В	Л	О	З	В	Л	О
VII	—	—	0,33	0,64	0,45	0,45	0,5	0,6	5	7	16	15
									3	3	2	3
VIII	1,45	1,14	—	1,45	0,65	0,6	0,9	0,65	73	45	1	28
									66	33	2	16
					Ns, 2-й слой							
I	1,39	1,05	0,82	1,13	0,44	0,39	0,87	0,44	79	47	37	87
	1,37		1,46		0,41	0,37	0,89	0,46	49	27	29	80
II	1,12	1,12	1,0	0,95	0,60	0,52	0,56	0,49	69	38	18	66
					0,60	0,53	0,78	0,62	75	26	18	55
III	1,22	1,28	1,3	1,4	0,47	0,52	0,54	0,63	107	93	32	85
					0,54	0,67	0,44	0,62	100	70	14	58
IV	1,1	1,05	1,26	1,25	0,51	1,00	0,43	0,51	34	18	3	31
						0,64	0,44	0,48	25	6	14	26
V	1,42	1,8	1,24	1,25	0,50	0,74	0,80	0,48	39	29	18	55
					0,58	0,29	0,52	0,46	28	11	18	39
VI	—	1,44	1,5	1,54	1,21	0,57	0,46	0,83	6	21	27	35
					0,15	1,33	1,38	1,73	2	14	14	12
VII	—	1,45	1,4	1,26	0	0,44	0,84	0,39	1	5	10	7
						1,23	1,36	1,38	1	17	15	21
VIII	1,6	1,59	1,64	1,32	0,59	1,03	0	0,52	19	25	1	6
	1,42				0,75	0,56	1,36	0,49	22	20	15	14

Примечание. Значения в числителе относятся к утреннему сроку наблюдений (3—6 ч), в знаменателе — к дневному (15—18 ч). При отсутствии заметных различий указано одно значение, относящееся к обоим срокам.

виден сезонный ход высоты (см. рис. 1 (4.4.2.1)): высота облаков St, Sc обычно заметно увеличивается летом и уменьшается зимой, и лишь в Приморском районе изменения имеют обратный знак. В Ns сезонный ход H_m не столь отчетлив. В то же время над Украиной (III регион) H_m заметно возрастает к лету.

Значительно большее число наблюдений на Украине (1950—1964 гг.) позволило Заболоцкой рассмотреть отдельно облака St,

Рис. 1 (4.4.2.1). Сезонный ход 50 %-ной квантили высоты нижней и верхней границ облаков St, Sc в I—VIII регионах СССР.

1 — первый облачный слой, *2* — второй облачный слой; в регионах I, V и VI днем облака в среднем несколько поднимаются, при этом *3* — границы первого слоя, *4* — границы второго слоя.

Sc и Ns. Она показала, что для облаков St среднемесячные значения $\bar{H}_{нг} \approx 0{,}4$ км и что колеблются они от месяца к месяцу незначительно. Незначительны также и внутримесячные колебания — стандартное отклонение σ_H колеблется в пределах 0,1—0,2 км. Облака Sc в среднем располагаются несколько выше. Так, $\bar{H}_{нг}$ колебалось от 0,97 км в феврале до 1,25 км в июне и 1,31 км в сентябре. Стандартные отклонения от средних месячных значений возрастают для Sc до 0,4—0,5 км. $\bar{H}_{нг}$ Ns примерно равна $H_{нг}$ Sc, однако разброс $H_{нг}$ вдвое больше и σ_H колеблется от месяца к месяцу от 0,8 до 1,1 км.

В тех случаях, когда слой облаков St, Sc или Ns является не первым, а вторым, т. е. когда между ним и земной поверхностью находится еще одна облачная прослойка, высота нижней границы

облаков несколько возрастает. Как видно из рис. 1 (4.4.2.1), даже в летние месяцы медиана распределения H_m для 2-го слоя увеличивается по сравнению с H_m для 1-го слоя на 0,1—0,5 км, а в другие сезоны — на 0,5—0,8 км. Сезонный ход H_m 2-го слоя выражен значительно слабее. Соответствующие характеристики распределений (H_m и S_H) для 2-го слоя, так же как и число наблюдений N (в утренние и дневные сроки), приведены в табл. 1 (4.4.2.1).

4.4.2.2. Облака среднего яруса (Ac, As)

По определению $H_{нг}$ облаков среднего яруса колеблется в умеренных широтах от 2 до 6 км, в тропических широтах от 3 до 7 км. Облака Ac, As могут одновременно присутствовать на разных уровнях, формируя многослойную (иногда до 4—6 слоев) систему. Толщина безоблачных прослоек между ними может составлять от десятков метров до километров. Обычно такая многослойная облачность образуется на атмосферных фронтах. По мере удаления от фронта, ближе к краям облачной системы, число прослоек возрастает. Облака As—Ac покрывают площади, линейные размеры которых составляют от сотни до тысячи километров. Соседние облачные поля могут находиться на разных уровнях, высота которых над поверхностью Земли различается на сотни и тысячи метров. Облака Ac обычно довольно тонкие (см. 4.4.4.2), As могут быть значительно мощнее.

Статистические характеристики $H_{нг}$ для Ac и As над территорией СССР приведены в табл. 1—3 (4.4.2.2) и на рис. 1 (4.4.2.2). Здесь обращают на себя внимание следующие особенности распределения этих характеристик. Во-первых, в отличие от облаков нижнего яруса высота нижней границы As, Ac слабо зависит от наличия или отсутствия нижележащего слоя, хотя некоторая тенденция к такой связи и проявляется. Так, в среднем, при наличии нижележащего слоя H_m возрастает на 0,2—0,3 км.

Интересно проследить, как для разных географических районов меняется относительная повторяемость ситуаций, когда под Ac, As нет нижележащих слоев и когда последние присутствуют (это могут быть облака как нижнего, так и среднего яруса). Для этого можно сравнить число случаев измерений N в утренние и дневные сроки в табл. 1 (4.4.2.2) (когда ниже нет облачных слоев) со значениями N в табл. 2 и 3 (4.4.2.2) (когда ниже лежат еще один или два облачных слоя). Выводы о повторяемости соответствующих ситуаций в разных регионах, в разные сроки наблюдений и различные сезоны мы оставляем читателю. Заметим только, что, когда число наблюдений N становится меньше ста, на результаты анализа может накладываться влияние недостаточности статистики наблюдений.

Для сравнения с полученными выше результатами на рис. 2 (4.4.2.2) приведен годовой ход среднемесячных значений $H_{нг}$

для облаков Ac и As над Украиной. Эти результаты получены Заболоцкой при обработке данных за 1961—1964 гг. Заметим, что, вообще говоря, $\bar{H} > H_m$ и обычно $\bar{H}$ соответствует 60—70 %-ной

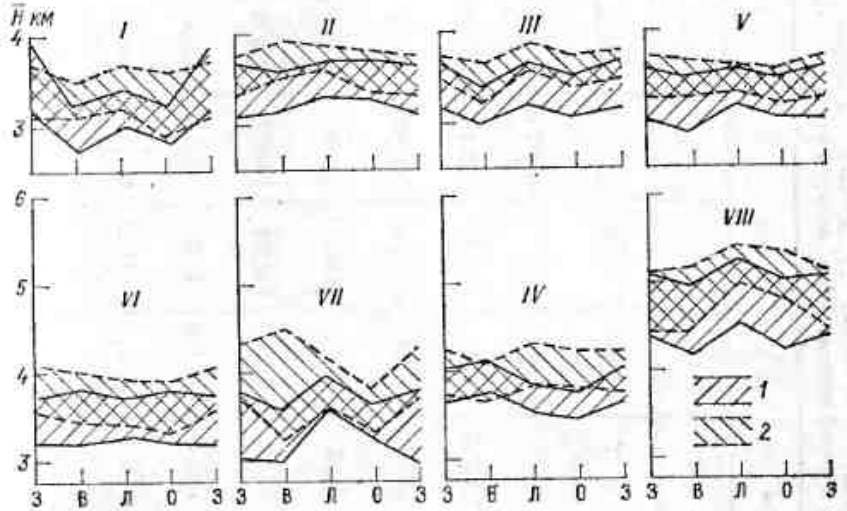


Рис. 1 (4.4.2.2). Сезонный ход 50 %-ной квантили высоты нижней и верхней границ облаков Ac, As в различных регионах СССР.

1 — первый облачный слой, *2* — второй облачный слой.

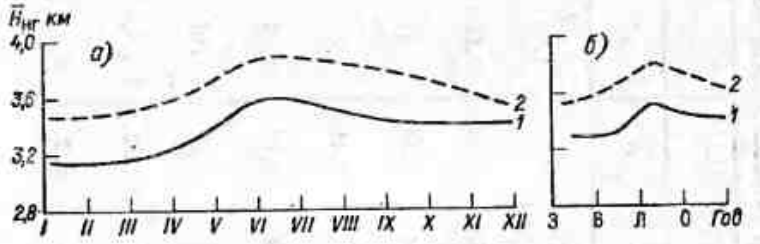


Рис. 2 (4.4.2.2). Средние месячные (*а*) и сезонные (*б*) значения высоты нижней границы облаков среднего яруса над Украиной [15].

1 — Ac, *2* — As.

квантили. Среднеквадратичные отклонения σ от среднемесячных значений колебались, согласно Заболоцкой, от 0,85 до 1,09 км для Ac и от 0,96 до 1,10 км для As.

4.4.2.3. Облака верхнего яруса

Обычно облака верхнего яруса располагаются ниже тропопаузы. На рис. 1 и 2 (4.4.2.3) представлены плотности и накопленные повторяемости высоты нижней границы облаков $H_{нг}$ в раз-

Таблица 1 (4.4.2.2)

Медианные значения высоты нижней границы H_m облаков As, Ac, оценка стандартного отклонения S_H и число наблюдений N в разные сезоны в ситуациях, когда между As, Ac и поверхностью Земли не было других облачных слоев

Регион	H_m км				S_H км				N			
	З	В	Л	О	З	В	Л	О	З	В	Л	О
I	3,18	2,72	3,0	2,8	1,05	1,05	1,25	1,2	117/85	205/138	299/136	154/96
II	3,1	3,15	3,32	3,25	1,25	1,5/1,2	1,2	1,35	151/157	294/201	301/112	204/143
III	3,2	3,0	3,24	3,10	1,3	1,1	1,0/1,3	1,2	274/215	282/185	275/228	318/213
IV	3,64	3,76	3,5	3,44	1,0	1,25	1,1/1,7	0,85	156/109	207/97	119/51	147/92
V	3,10	2,95	3,28	3,10	1,45	1,55	1,45	0,95	205/161	204/95	266/97	223/114
VI	3,16	3,2	3,56	3,15	1,40	1,35	1,80	1,25	232/78	198/78	177/73	149/102
VII	3,05	3,0	3,6	3,22/2,4	1,4/1,0	1,15	0,9/1,3	1,6/1,0	40/9	45/13	52/9	41/13
VIII	4,35	4,16	4,5	4,2	1,3	1,9/1,4	3,4/2,5	2,0/1,7	140/124	140/114	93/59	108/108

Примечание. Когда данные, относящиеся к утреннему и дневному срокам, различаются, то утренние приводятся в числителе, а дневные — в знаменателе.

Таблица 2 (4.4.2.2)

Медианные значения высоты нижней границы H_m облаков As, Ac, оценка стандартного отклонения S_H и число наблюдений N в разные сезоны в ситуациях, когда под облаками As, Ac лежит еще один облачный слой

Регион	H_m км				S_H км				N			
	З	В	Л	О	З	В	Л	О	З	В	Л	О
I	3,1	3,1	3,2	2,8	1,4	1,0/1,7	1,5/1,2	1,45	280/223	230/191	356/270	317/279
II	3,3	3,5	3,6	3,4	1,5	1,5	1,6/1,3	1,4/2,1	329/314	299/276	283/297	281/279
III	3,5	3,2	3,6	3,4	1,4	1,2	1,35	1,25	501/448	404/455	275/421	410/399
IV	3,8	3,6	3,8	3,8	1,8	1,7	1,4/0,9	1,4/1,7	161/113	179/90	91/33	147/97
V	3,3	3,4	3,4	3,3	1,1	1,55	1,4	1,30	234/179	21/148	303/227	297/207
VI	3,5	3,4	3,4	3,2	1,3	1,5/2,5	1,8/2,30	1,7/2,5	234/57	248/105	333/171	309/149
VII	3,7	3,2	3,6	3,3	1,2/0,6	1,8/0,9	2,1/1,2	1,0/1,1	13/5	27/11	72/9	28/9
VIII	4,4	4,4	5,0	4,7	2,1	2,6/2,3	1,7/3,3	1,8/2,5	143/129	121/131	35/34	87/90

Таблица 3 (4.4.2.2)

Медианные значения высоты нижней границы H_m облаков Ac, As, оценка стандартного отклонения S_H и число наблюдений N в разные сезоны в ситуациях, когда под облаками As, Ac лежат еще два облачных слоя

Регион	H_m км				S_H км				N			
	З	В	Л	О	З	В	Л	О	З	В	Л	О
I	3,55	3,65	3,75	3,30	1,6	2,0	2,0	2,3/1,3	149/91	119/71	208/125	200/151
II	3,67	3,90	3,90	3,70	1,4/1,8	1,4/2,4	2,1	1,8	213/199	158/161	164/180	191/207
III	3,80	3,70	3,95	3,80	1,4	1,3/1,3	2,0/1,3	1,4	299/273	260/241	178/219	257/252
IV	3,90	4,00	3,96	4,0/3,61	1,3	2,6/1	0,9	1,4/1,1	49/42	59/17	17/7	65/39
V	4,00	3,60	3,90	3,60	1,05	1,35	1,4/1,8	1,25	130/101	99/61	197/108	203/135
VI	4,03	3,95	3,75	3,70	1,45	1,25/2,15	2,3	1,5/2,00	105/18	166/43	223/119	225/75
VII	—	—	3,87	4,15	0	0,9	2,8/1	2,4/0	1/1	10/3	52/6	17/1
VIII	4,65	4,60	—	5	1,0/2,1	2,7/1,6	3,2/3,8	2,0/2,0	50/70	60/65	9/7	38/32

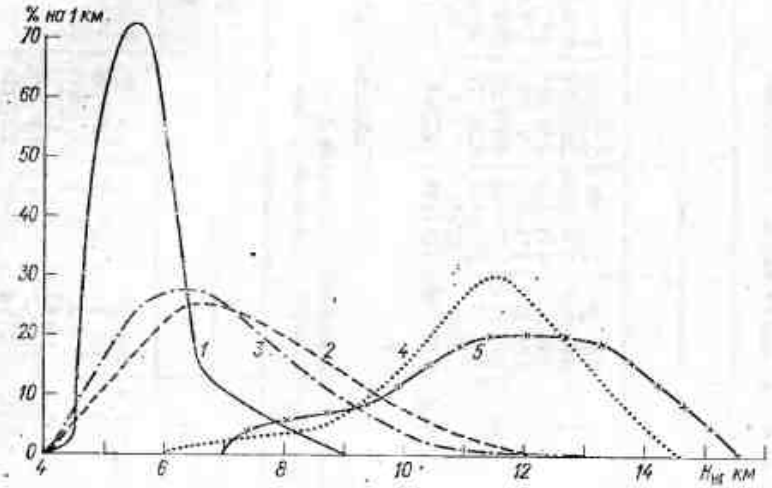


Рис. 1 (4.4.2.3). Плотность повторяемости высоты нижней границы $H_{нг}$ облаков верхнего яруса в разных географических районах.

1 — море Лаптевых (44 измерения) [2], *2* — ЕТС (6500 измерений) [17], *3* — ЕТС (3012 измерений) [3], *4* — Индия (435 измерений) [50], *5* — экваториальная часть Юго-Восточной Азии (278 измерений) [55].

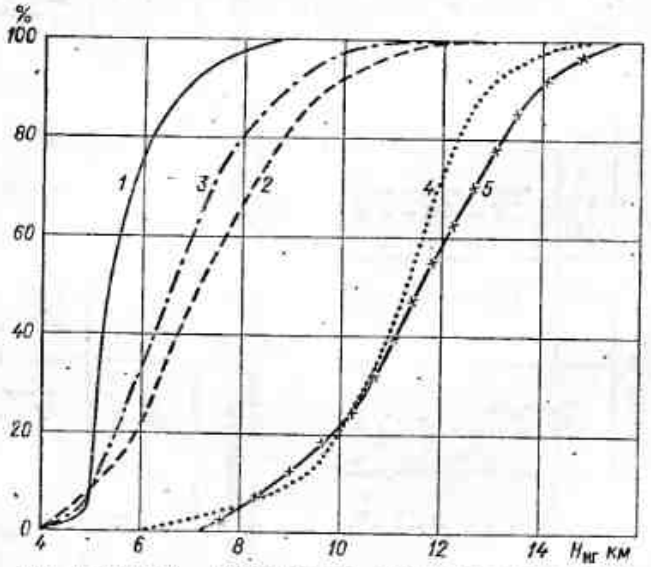


Рис. 2 (4.4.2.3). Накопленная повторяемость высоты нижней границы облаков верхнего яруса в разных географических районах.

Усл. обозначения см. рис. 1 (4.4.2.3).

ных географических районах. Основным материалом наблюдений служили при этом сообщения экипажей самолетов-разведчиков погоды, доклады пилотов рейсовых самолетов, а также результаты специальных полетов реактивных самолетов-зондировщиков до высот порядка 15 км [2, 3, 17, 50, 55]. Хотя статистика этих наблюдений неодинакова (в круглых скобках в подписи к рисункам указано использованное число наблюдений), все же можно отметить, что и здесь в среднем высота нижней границы возрастает от высоких широт к низким. Так, если в Арктике $H_{нг}$ облаков верхнего яруса более чем в 90 % случаев составляет менее 7 км, то в средних широтах $H_{нг} < 7$ км лишь примерно в 50 % случаев, а в низких широтах, вблизи экватора, высота нижней границы всегда более 7 км. В средних широтах максимальная повторяемость приходится на значения $H_{нг}$, равные 6—8 км, а в низких — на 11—13 км. Высота нижней границы облаков имеет четко выраженный сезонный ход: летом облака располагаются несколько выше (на несколько сот метров — до 1,5 км), чем зимой [3, 49]. Обычно с увеличением количества облаков высота нижней границы уменьшается, а мощность облаков увеличивается [24, 41]. В целом значение высоты облаков верхнего яруса в средних широтах над европейской частью СССР и над Англией [58] и Канадой [49] близки.

4.4.2.4. Облака конвективного развития

Над равнинными районами умеренных широт высота нижней границы Cu над поверхностью Земли колеблется от 0,5 до 1,5—2,0 км. Над большей частью Европы и США максимальная повторяемость в околополуденное время приходится на значения $H_{нг}$, равные 1,2—1,6 км (см. [6, 7, 45]).

Главной причиной суточного хода $H_{нг}$ является наличие суточного хода относительной влажности у поверхности Земли f_0 (%), которая связана с $H_{нг}$ (м) эмпирическим соотношением

$$H_{нг} \approx -A \lg f_0 + B. \qquad (1)$$

С увеличением f_0 значения $H_{нг}$ уменьшаются, поэтому в районах с сухим климатом $H_{нг}$ больше, чем во влажных районах. Так, в Киеве, где значения f_0 летом малы, $H_{нг}$ более чем в 50 % случаев превышает 1800 м, тогда как в Ленинграде с его влажным климатом в 80 % случаев $H_{нг} < 1400$ м [37].

Значения коэффициентов A и B слабо зависят от температуры у поверхности (T_0). Например, в районе Москвы при $10 \leqslant T \leqslant 20$ °C, $A = 3751$ м, $B = 310$ м. При $T_0 > 20$ °C $A = 3771$ м, $B = 326$ м [6]. Для района Ленинграда $A \approx 4000$ м, $B \approx 200$ м [37]. Вообще говоря, со значением f_0 непосредственно связана высота уровня конденсации $H_к$. Основания Cu чаще всего располагаются

несколько выше $H_к$. Значения $H_{нг} - H_к$ обычно близки к 50—100 м, но иногда достигают 150—200 м (о причинах расхождения между значениями $H_{нг}$ Cu и $H_к$ см. в [45]).

Средняя высота основания Cu минимальна утром и максимальна в 16—18 ч местного времени, причем амплитуда суточного

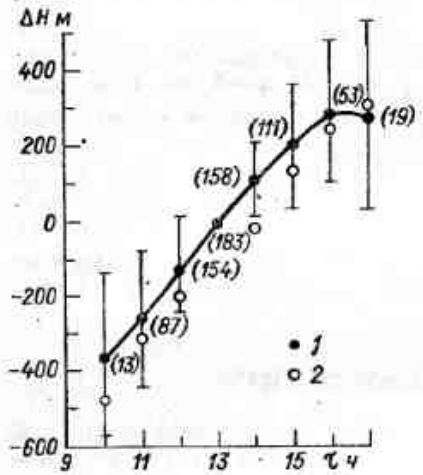


Рис. 1 (4.4.2.4). Суточный ход $\Delta H = H_{нг}$ (13 ч) $- H_{нг}$ (τ) (в скобках — число случаев).

1 — Украина, *2* — Флорида.

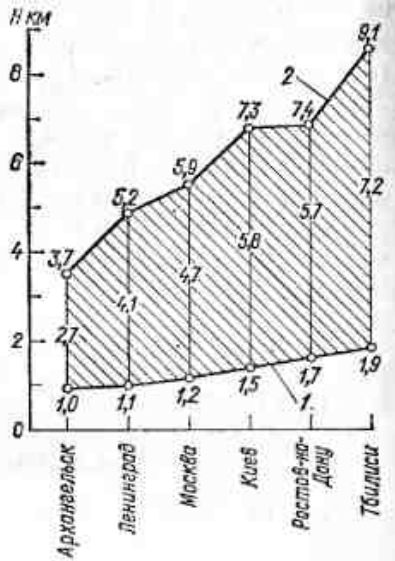


Рис. 2 (4.4.2.4). Средняя высота нижней (*1*) и верхней (*2*) границ кучево-дождевых облаков над различными районами ЕТС летом.

колебания $\bar{H}_{нг}$ может превышать 600—800 м (рис. 1 (4.4.2.4)).

Над Москвой наиболее вероятное значение $\bar{H}_{нг}$ утром равно 1000—1200, а днем — 1600—1800 м [37].

Точное определение $H_{нг}$ в случае Cb весьма затруднительно. Это связано с тем, что из-за выпадения из этих облаков интенсивных осадков значения $H_{нг}$ при визуальном их определении (в том числе, с борта самолетов) занижаются на несколько десятков метров, поскольку наблюдатель невольно объединяет верхнюю часть слоя осадков с облаком. При радиолокационных наблюдениях из-за объединения радиоэха от Cb и осадков определение значений $H_{нг}$ затруднено.

В среднем $H_{нг}$ Cb примерно равна $H_{нг}$ Cu. В умеренных широтах над территорией СССР $\bar{H}_{нг}$ (Cb) $\approx 1 \ldots 1{,}5$ км, причем

обычно значения $H_{нг}$ максимальны летом и минимальны зимой. Как видно из рис. 2 (4.4.2.4), по мере перемещения с севера на юг значения $\bar{H}_{нг}$ в среднем возрастают.

В каждый момент времени значения $H_{нг}$ индивидуальных облаков из одного и того же облачного поля Cu, Cb различаются на несколько десятков метров. Такое различие увеличивается с расширением спектра размеров облакообразующих конвективных элементов (термиков) [45], который в свою очередь зависит от характера подстилающей поверхности. Над участками подстилающей поверхности, где отмечаются резкие изменения теплофизических параметров, различия в индивидуальных значениях $H_{нг}$ максимальны.

4.4.3. Высота верхней границы облаков *

Деление облаков на ярусы определяется высотой их нижней границы. Что касается высоты верхней границы, то даже в случае облаков нижнего яруса типа Ns она может быть очень велика, когда Ns вместе с As и Cs образуют один мощный слой Ns—As—Cs. Как и в п. 4.4.2, мы рассмотрим здесь отдельно облака нижнего, среднего и верхнего ярусов и облака конвективного развития.

4.4.3.1. Облака нижнего яруса (St, Sc, Ns)

Статистические характеристики высоты верхней границы облаков нижнего яруса несколько меняются в зависимости от того, образуют эти облака 1-й, 2-й или 3-й слой (счет идет от земной поверхности). Для каждого последующего слоя высота облаков в среднем несколько возрастает, о чем можно судить и по рис. 1 (4.4.2.1). В качестве характеристики высоты верхней границы облаков в табл. 1 (4.4.3.1) включены значения 50 %-ной (медианной) квантили H_m, определяемой достаточно надежно по накопленной статистике. Приведенная оценка среднеквадратического отклонения S_H от соответствующего среднего значения достаточно хорошо характеризует для выделенных регионов СССР (см. табл. 1 (4.1)) колебания $H_{вг}$ от случая к случаю. В табл. 1 (4.4.3.1) указано также и число измерений N, по которым рассчитывались соответствующие характеристики. Средние значения $\bar{H}_{вг}$ несколько превышают медианные значения H_m и соответствуют обычно более высоким (от 60 до 70 %) квантилям.

* Поскольку приводимые ниже данные основаны во многом на материалах самолетного зондирования, читателю следует познакомиться с методическими замечаниями, приведенными в п. 4.4.2.

Таблица 1 (4.4.3.1)

Медианные значения высоты верхней границы H_m облаков St, Sc и Ns, оценка стандартного отклонения S_H и число измерений N по сезонам и слоям

Номер региона	H_m км				S_H км				N			
	З	В	Л	О	З	В	Л	О	З	В	Л	О
					St, Sc, 1-й слой							
I	0,88	1,29	1,1 / 1,5	1,06	0,45	0,60	0,65	0,50	755 / 568	397 / 302	346 / 182	711 / 578
II	0,92	1,30	1,77	1,20	0,45	0,55	0,65	0,55	781 / 734	376 / 340	264 / 134	564 / 567
III	0,9	1,16	1,54	1,20	0,50	0,55	0,60	0,55	1047 / 963	608 / 534	229 / 141	766 / 754
IV	1,36	1,80	2,40	1,80	0,70	0,80	0,60	0,60	362 / 273	246 / 116	89 / 30	245 / 143
V	1,08	1,27	1,70	1,24	0,50	0,60	0,60	0,53	429 / 273	279 / 158	245 / 97	492 / 372
VI	1,48	1,46 / 2,00	1,77 / 1,94	1,65	0,44	0,60	0,70	0,60	230 / 42	272 / 73	278 / 106	380 / 150
VII	1,35	1,40	0,90	1,32	0,80	0,80 / 0,35	0,60	0,55	30 / 1	95 / 6	106 / 9	57 / 9
VIII	1,40	2,30	3,08	2,00	0,75	0,85	0,80	0,85	157 / 151	116 / 93	17 / 12	60 / 64
					St, Sc, 2-й слой							
I	1,60	1,60 / 1,77	1,48 / 1,86	1,70	0,40 / 0,65	0,40	0,40	0,45	201 / 129	119 / 60	115 / 66	236 / 152
II	1,56	1,72	1,86	1,72	0,50	0,65	0,55 / 0,85	0,55	281 / 253	135 / 103	96 / 80	220 / 243
III	1,58	1,25	1,90	1,63	0,45	0,50	0,50	0,45	294 / 305	222 / 152	84 / 68	239 / 243
IV	1,60	2,00	—	1,96	0,45	0,60	0,25	0,55	60 / 57	43 / 9	4 / 2	45 / 30
V	1,72	1,93	1,74 / 2,13	1,73	0,42	0,47	0,45	0,43	130 / 77	77 / 45	91 / 39	160 / 132
VI	1,92	1,84	2,02 / 2,30	2,06	0,33	0,45	0,47	0,65	41 / 6	92 / 5	71 / 38	128 / 43
VII	1,80	—	1,86	2,10	0,55	0,65	0,90 / 0,40	0,35 / 0,95	1 / 18	6 / 1	34 / 3	9 / 58
VIII	1,85	2,44	—	2,40	0,60	1,15 / 0,50	0,45	0,50 / 1,00	24 / 35	29 / 27	2 / 3	10 / 14
					Ns, 1-й слой							
I	1,90	2,48	3,10	2,00	1,40	1,45	1,65	1,25 / 1,50	204 / 142	112 / 72	40 / 26	115 / 87
II	2,10	2,00	1,60	1,80	1,35	1,30	1,20 / 0,60	1,40	147 / 120	69 / 63	18 / 11	77 / 56
III	2,10	2,50	2,40	2,52	1,25	1,20	1,25	1,25	160 / 119	91 / 76	15 / 6	61 / 52
IV	2,00	2,70	—	2,40	0,75	1,30	1,0	1,00	130 / 74	84 / 32	5 / 1	71 / 34
V	2,35	2,60	1,90	2,60	1,30	1,35	1,05	1,40	105 / 80	71 / 45	17 / 10	79 / 62
VI	2,70	2,45	2,20 / 2,90	2,70	1,00	1,00 / 1,40	0,95 / 1,15	1,40 / 1,00	29 / 16	25 / 15	29 / 15	42 / 24

Номер региона	H_m, км				S_H, км				N			
	з	в	л	о	з	в	л	о	з	в	л	о
VII	—	—	—	1,5	1,90 1,35	0,95 1,75	1,25 0,65	0,95 2,30	5 3	4 3	15 2	12 3
VIII	3,46	3,20	—	3,60	1,55	1,45	—	1,55	60 63	33 25	1 1	23 13
					Ns, 2-й слой							
I	2,15	2,42	2,80	2,03	1,25	1,65	1,45	1,20	74 44	39 25	34 25	77 74
II	2,05	2,00	2,20	2,00	0,95 1,25	1,05	1,05	1,05	67 70	37 22	16 18	61 52
III	2,30	2,48	2,50	2,30	0,90 1,30	1,15	1,35	0,95 1,25	105 95	90 64	31 12	82 52
IV	1,66	2,50	2,10	2,15	0,60	1,30 0,75	— 1,35	0,80	34 25	18 5	2 12	31 26
V	2,12 2,68	2,10	2,20 2,40	2,45	0,90 1,40	1,10 1,30	1,35	1,55	39 27	26 10	16 18	52 37
VI	—	2,42	2,50	2,50	1,10 0,40	1,30	1,65	1,40	6 2	21 13	25 11	32 10
VII	—	2,0	—	2,60	—	0,55 1,20	1,50 0,75	0,95 1,35	1 1	4 16	10 12	6 19
VIII	2,85	3,30	2,75	—	1,30 0,90	1,20 0,90	0 0,75	1,50	18 17	24 19	1 12	4 10

Примечания. 1. Значения S округлялись до 0,05 км. 2. Значения в числителе относятся к утреннему сроку наблюдений (3—6 ч), в знаменателе — к дневному (15—18 ч); при отсутствии заметных различий указано одно значение, относящееся к обоим срокам.

Таблица 1 (4.4.3.1) характеризует ряд особенностей в повторяемости облаков нижнего яруса и их высотах, например их сравнительно малую повторяемость в Приморском крае. Кроме того, если в случае St, Sc высота как верхней, так и нижней границы для облаков 2-го слоя в среднем на 0,2—0,4 км больше, чем для облаков 1-го слоя, то в случае Ns эта тенденция не проявляется. Подчеркнем и здесь, что для многих групп облаков статистика $H_{вг}$ чрезвычайно бедна, число наблюдений составляет десятки, а порой и единицы (см. таблицу). Приведенные для такой группы облаков данные о H_m и S_H носят сугубо ориентировочный характер.

4.4.3.2. Облака среднего яруса (As, Ac)

В среднем, если между облаками Ac, As и земной поверхностью находится один или несколько облачных слоев, высота верхней границы Ac, As несколько возрастает. Как видно из рис. 1 (4.4.2.2), это изменение, вообще говоря, незначительно и для 50 %-ной квантили (т. е. для H_m) составляет около 0,2—0,4 км. Значения H_m для верхней границы Ac, As в случае, когда они представляют собой 2 или 3-й слой, приведены в табл. 1 (4.4.3.2). О разбросе данных можно судить по оценке среднеквадратического отклонения S_H, а о степени статистической обеспеченности — по числу измерений N.

4.4.3.3. Облака верхнего яруса

В настоящее время спутниковые данные о высоте верхней границы облаков $H_{вг}$ не достаточно точны и поэтому результаты, приводимые ниже, опираются на более надежные, хотя и статистически менее обеспеченные данные наблюдений с самолетов.

Кривые повторяемости $H_{вг}$ в разных географических районах [2, 3, 17, 50, 55] представлены на рис. 1 и 2 (4.4.3.3). На рис. 1 и 2 (4.4.3.3) хорошо видна зависимость $H_{вг}$ от широты, отмеченная ранее для $H_{нг}$ (см. п. 4.4.2.3). Так, если в Арктике $H_{вг}$ примерно в 50 % случаев составляет более 8 км, над Европейской территорией СССР — более 9—9,5 км, то в экваториальных районах в 50 % случаев $H_{вг}$ — более 12—14 км. Хорошо видно, что в средних широтах $H_{вг}$ может достигать 12—14 км, а в экваториальных районах — даже 17 км. Примерно в 10—15 % случаев облака верхнего яруса проникают в стратосферу [3, 58]. В остальных случаях верхняя граница облаков располагается в основном в 2—3-километровом слое под тропопаузой.

Таблица 1 (4.4.3.2)

Медианные значения высоты верхней границы H_m облаков Ac, As, оценка стандартного отклонения S_H и число измерений N по сезонам и слоям

Номер региона	H_m км				S_H км				N			
	З	В	Л	О	З	В	Л	О	З	В	Л	О
					Ac, As, 1-й слой							
I	3,90	3,23	3,40	3,20	1,25	1,05	1,00	1,20	95/72	190/124	282/129	146/86
II	3,65	3,60	3,68	3,70	1,10	1,10	1,00	1,15	131/145	270/180	286/107	192/135
III	3,70	3,40	3,60	3,54	1,20	1,10	1,05	1,15	253/187	266/170	265/222	307/194
IV	4,00	4,14	3,80	3,70	1,05	1,05	1,10	1,05	171/126	192/88	115/48	145/92
V	3,70	3,55	3,65	3,52	1,10	1,00	0,92	1,06	189/144	190/86	256/91	290/107
VI	3,60	3,85/4,30	3,60/4,36	3,70	1,13	1,14	1,10	1,10	225/74	183/72	165/62	141/91
VII	3,80	3,55	4,00	3,66	1,05	1,00	0,90/1,20	1,00/0,60	39/8	38/11	47/9	33/8
VIII	5,02	4,90	5,20	4,96	1,00	1,10	0,80	1,10	111/99	117/89	81/50	97/96
					Ac, As, 2-й слой							
I	3,70	3,50	3,70	3,60	1,10	1,05	1,05	1,20	250/200	214/171	327/252	281/242
II	3,75	3,90	3,84	3,80	1,20	1,05	1,00	1,05/1,20	297/288	279/253	273/290	261/256
III	3,80	3,70	3,90	3,76	1,20	1,10	1,05	1,20	448/403	381/414	268/404	384/379
IV	4,20	4,06	4,30	4,20	1,20	1,05	1,05/0,70	1,10	143/105	155/78	85/29	142/92
V	3,88	3,75	3,70	3,68	1,10	1,07	1,10	1,00	228/169	203/142	293/224	282/194
VI	3,98	4,00	3,80	3,80	1,01	1,15	1,25	1,05	225/55	239/95	319/152	297/141
VII	4,30	4,50	4,15	3,76	0,80/0,30	1,10	1,00/0,80	1,00	11/5	21/10	60/8	23/7
VIII	5,05	5,10	5,34	5,30	1,10	1,10	0,80	1,00	120/116	92/107	28/28	79/76

Номер региона	H_m км				S_H				N			
	З	В	Л	О	З	В	Л	О	З	В	Л	О
					Ac, As, 3-й слой							
I	3,95	4,0 / 4,2	4,1	3,66	1,18 / 1,35	1,21 / 1,10	1,04 / 1,07	1,15 / 1,14	125 / 77	111 / 64	191 / 117	176 / 140
II	4,1	4,3	4,25	4,15	1,11 / 1,15	1,00 / 1,08	1,06 / 1,04	1,05 / 1,16	201 / 178	143	155 / 172	174 / 196
III	4,10	4,0	4,39	4,1	1,18 / 1,15	1,10 / 1,34	1,09 / 1,16	1,15 / 1,20	262 / 244	248 / 219	166 / 210	233 / 234
IV	4,18 / 4,00	4,5 / 4,33	4,8 / 5,5	4,35	1,2 / 1,18	1,14 / 0,87	0,89 / 0,76	1,13 / 1,08	47 / 40	55 / 14	16 / 7	59 / 39
V	4,4	3,95	4,16	3,9	1,08 / 1,04	0,95 / 1,12	1,1 / 0,86	1,12 / 1,15	127 / 97	93 / 60	187 / 100	195 / 131
VI	4,36 / 4,88	4,38	4,3	4,1	1,09 / 0,88	1,06 / 0,84	0,99 / 1,01	1,12 / 1,15	100 / 18	159 / 39	221 / 107	216 / 71
VII	—	3,6	4,4	4,31	0	0,83 / 0,92	1,72 / 0,76	1,17 / 1,15	1 / 1	8 / 3	46 / 6	16 / 82
VIII	5,15	5,14 / 4,8	5,5 / 5,8	5,5	1,12 / 1,11	1,01 / 1,04	0,48 / 0,79	1,07 / 0,73	44 / 57	50 / 48	8 / 7	35 / 28

Примечание. См. примечание к табл. 1 (4.4.3.1).

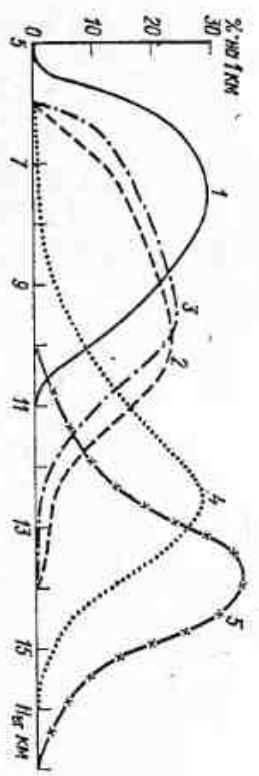


Рис. 1 (4.4.3.3). Плотность повторяемости высоты верхней границы облаков $H_{вг}$ верхнего яруса в разных географических районах.
1 — море Лаптевых (44 измерения) [2], *2* — ЕТС (8179) [17], *3* — ЕТС (3012) [3], *4* — Индия (518) [50], *5* — экваториальная часть Юго-Восточной Азии (296) [56].

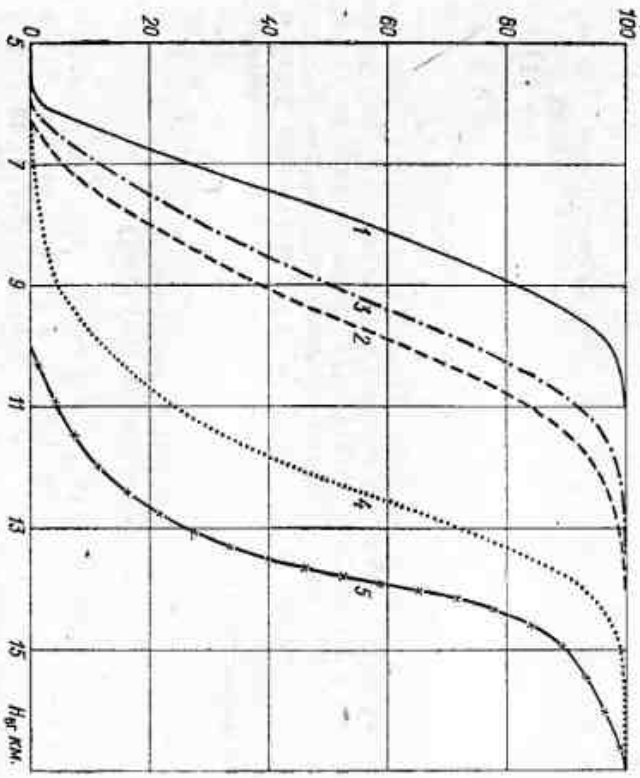


Рис. 2 (4.4.3.3). Накопленная повторяемость (%) высоты верхней границы облаков $H_{вг}$ верхнего яруса в разных географических районах.
Усл. обозначения см. рис. 1 (4.4.3.3).

4.4.3.4. Облака конвективного развития

Высоты верхней границы индивидуальных облаков, являющихся элементами одного и того же облачного поля, могут довольно сильно различаться, поскольку в данный момент времени эти облака могут находиться в разных стадиях развития. Даже в период наибольшего развития конвекции в поле облаков можно встретить Cu, мощность которых составляет десятки и сотни метров, Cu толщиной 1—2 км, а порой и более мощные Cu cong. и даже Cb.

Мощность конвективных облаков, а следовательно, и $H_{\text{вг}}$ в среднем хорошо коррелируют с их горизонтальными размерами, возрастая с увеличением последних (см. п. 4.4.4.4). Особенно мощными являются кучево-дождевые облака. Хорошо развитые по вертикали Cb пронизывают большую часть тропосферы и порой поднимаются выше тропопаузы, достигая 16—20 км ([5, 7, 28, 34, 45, 48, 62] и др.). Представление о возможных значениях высоты верхней границы облаков конвективного развития можно получить также по данным о мощности таких облаков (п. 4.4.4.4) и по радиолокационным данным (см. главу 11).

4.4.4. Толщина (мощность) облаков

О возможной мощности облаков (H) различных форм можно судить по данным о высоте нижних и верхних границ облаков, приведенным в п. 4.4.2 и 4.4.3. Однако нередко данные о толщине облаков представляют самостоятельный интерес, так что целесообразно привести статистические характеристики этого параметра отдельно. Как и выше, рассмотрим эти характеристики для разных форм облаков.

4.4.4.1. Слоистые (St), слоисто-кучевые (Sc) и слоисто-дождевые (Ns) облака

В подавляющем большинстве случаев толщина слоисто-кучевых облаков не превосходит 0,6 км, а слоистых — 1 км. Нередко наблюдатели относят к Sc более мощные облака; по-видимому, при этом они ошибочно определяют их форму. Облака нижнего яруса мощностью более 1 км вероятнее всего следует относить к Ns. Однако в массиве данных самолетного зондирования встречаются и случаи, когда к St или даже Sc относятся облака толщиной более 1 км, а к Ns — облака толщиной менее 0,5 км. Эти данные затем попадают в статистическую обработку и повторяются в монографиях и учебниках. Причиной появления в эмпирической статистике случаев мощных ($H > 1$ км) St и Sc и тонких

($H < 0{,}5$ км) Ns следует, по-видимому, считать отсутствие четких и просто различимых признаков облаков нижнего яруса при самолетных наблюдениях.

В то же время, несомненно, встречаются расслоившиеся Ns, толщина отдельных слоев которых может быть небольшой и даже меньше 0,5 км. Такие облачные слои бортнаблюдатель, естественно, относит к облакам Ns. Таким образом малые значения толщины в статистике Ns относятся скорее к отдельным прослойкам расслоившихся Ns, а не ко всему слою облаков.

В основном можно считать, что в случае Sc толщина облаков H колеблется в пределах 0,1—0,6 км, а в случае St — в пределах 0,2—1,0 км; диапазон колебаний H облаков Ns значительно шире — обычно от 0,8—1 до 3 км и более. В табл. 1 (4.4.4.1) приведены 10, 50 и 90 %-ные квантили толщины облаков нижнего яруса над различными регионами СССР по сезонам. Среднемесячные значения отклоняются от среднегодовых не более чем на 0,1—0,15 км для St и Sc. Разброс толщины Ns намного выше этих значений. Более того, иногда Ns объединяются с As и Cs в одну сплошную систему Ns—As—Cs толщиной до 6 км и более. Чаще же, однако, система Ns—As—Cs не является сплошной и состоит из нескольких слоев. Толщина отдельных облачных слоев, как и просветов между ними, может быть самой различной — от нескольких десятков и сотен метров до 2—3 км и более. О числе измерений, по которым построена табл. 1 (4.4.4.1), а следовательно, и о статистической обеспеченности приведенных в ней значений, можно судить по данным об N, содержащимся в табл. 1 (4.4.3.1).

Средние, значения, как обычно, несколько выше 50 %-ной квантили, что видно из сравнения табл. 2 (4.4.4.1) с табл. 1 (4.4.4.1). О географической и сезонной зависимости средней толщины облаков можно судить и по табл. 1 (4.4.4.1).

Следует подчеркнуть, что значения H_{10} и H_{90} находятся практически на краях распределения, и хотя точность их определения не очень высока (в силу большого влияния случайных ошибок измерения и малой статистики), они дают правильное представление именно о разбросе возможных значений толщины облаков. Естественно, это утверждение относится к тем группам облаков, для которых число измерений N (см. табл. 1 (4.4.3.1)) составляет не менее нескольких десятков. Медианы распределений H_{50} определены для этих групп облаков (регионов, сезонов) достаточно надежно.

Можно ожидать, что основные характеристики, такие как медианы распределения высоты облачных границ и толщины облаков, полученные по данным об облаках умеренных широт на пунктах самолетного зондирования СССР, не сильно отличаются от аналогичных характеристик облаков других регионов умеренных широт северного полушария.

Что касается толщины облаков нижнего яруса, то, как следует из табл. 1 (4.4.4.1), значения H_{50} не обнаруживают резко вы-

Таблица 1 (4.4.4.1)

Значения 10, 50 и 90 %-ных квантилей толщины облаков St, Sc и Ns в случаях, когда они представляют собой 1-й или 2-й слой

Регион (см. табл. 1 (4.1))	H_{10} км				H_{50} км				H_{90} км			
	З	В	Л	О	З	В	Л	О	З	В	Л	О
St, Sc, 1-й слой												
I	0,05	0,07	0,1	0,07	0,28	0,24	0,23	0,26	0,62	0,55	0,58	0,57
II	0,09	0,09	0,09	0,08*/0,36	0,25	0,25	0,29	0,28	0,56	0,68	0,70	0,73
III	0,06	0,08	0,03	0,06	0,25	0,25	0,27	0,26	0,56	0,60	0,63	0,48
IV	0,06	0,06	—	0,03	0,23	0,22	—	0,22	0,61	0,51	—	0,70
V	0,05	0,07	0,08	0,09	0,25	0,25	0,23	0,25	0,60	0,65	0,65	0,58
VI	0,12	0,12	0,13	0,12	0,21	0,25	0,28	0,25	0,45	0,70	0,70	0,65
VII	0,41	0,17	0,08	0,07	0,43	0,39	0,28	0,48	0,45	0,81	1,50	—
VIII	0,08	0,10	—	0,06	0,22	0,31	—	0,19	0,55	0,88	—	1,40
St, Sc, 2-й слой												
I	0,10	0,09	0,09	0,11	0,31	0,28	0,26	0,30	0,74	0,75	0,72	0,70
II	0,09	0,08	0,08	0,09	0,29	0,26	0,23	0,28	0,72	0,72	0,69	0,70
III	0,10	0,09	0,08	0,10	0,30	0,34	0,25	0,30	0,72	0,85	0,67	0,72
IV	0,08	0,06	0,02	0,10	0,27	0,22	0,12	0,18	0,70	0,51	0,58	0,65
V	0,07	0,09	0,07	0,07	0,23	0,24	0,20	0,22	0,53	0,60	0,57	0,54
VI	0,13	0,18	0,12	0,15	0,23	0,29	0,32	0,33	0,60	0,63	0,90	0,78
VII	0,11	0,11	0,12	<0,10	0,32	0,32	0,36	0,28	1,10	2,0	0,84	0,77
VIII	0,08	0,07	<0,01	0,03	0,27	0,33	0,27	0,26	0,75	0,90	0,82	0,75
Ns, 1-й слой												
I	0,30	0,26	0,40	0,30	0,74	1,00	1,46	0,80	3,40	4,20	4,00	2,90
II	0,30	0,30	0,44	0,36	0,78	0,76	1,20	0,98	2,40	2,76	2,70	2,80
III	0,32	0,33	0,36	0,30	0,94	1,14	0,96	0,90	3,10	2,88	2,90	2,20
IV	0,23	0,30	—	—	0,45	0,85	—	0,56	1,16	2,80	—	2,25
V	0,40	0,55	0,97	0,45	1,20	1,65	1,23	1,64	3,50	3,60	2,40	3,60
VI	0,40	0,40	0,40	0,36	1,08	1,10	1,10	1,44	2,78	2,90	3,40	4,40
VII	0,24	0,90	—	—	0,70	1,95	—	—	1,18	2,65	—	—
VIII	0,30	0,55	—	0,60	1,10	1,80	—	2,10	3,40	3,00	—	>4
Ns, 2-й слой												
I	0,36	0,52	0,70	0,50	1,20	1,90	2,10	1,44	3,70	4,10	>4	4,2
II	0,40	0,32	0,56	0,38	1,20	1,40	1,05	1,26	3,80	3,50	2,60	3,90
III	0,41	0,58	0,38	0,48	1,23	1,44	0,90	1,43	3,50	3,50	3,00	3,50
IV	0,30	0,05	—	0,40	0,90	0,26	—	1,00	2,80	0,85	—	2,50
V	0,28	0,30	0,38	0,32	0,66	1,00	1,00	0,90	2,98	2,70	2,40	3,50
VI	—	0,32	0,30	0,32	—	1,00	0,86	1,00	—	2,60	2,40	3,40
VII	0,30	—	0,20	0,36	1,30	—	0,60	1,14	3,10	—	2,50	2,90
VIII	0,56	0,70	—	0,75	2,00	2,10	—	2,00	4,30	>4	—	>4

* В числителе значение H_{10} за утренний, а в знаменателе — за дневной срок.

Таблица 2 (4.4.4.1)

Среднегодовая толщина облаков нижнего яруса $\overline{H}$ над территорией СССР и оценка соответствующих стандартных отклонений S_H (по [14])

Форма облаков	Sc	St	Ns, Ns—As
$\overline{H}$ км	0,31	0,36	1,72
S_H км	0,23	0,24	1,32
N	14117	3328	5349

раженных сезонных колебаний или географической зависимости. Внутри же групп облаков того или иного рода колебания могут быть в основном небольшими для St и Sc или весьма значительными для отдельных слоев Ns.

4.4.4.2. Облака среднего яруса

Толщина облаков Ac и As в среднем заметно различается, что видно из таблицы П. 4 (см. с. 602). Облака Ac заметно тоньше As. Что же касается географических и сезонных различий, а также разности средних значений толщины облаков 1-го и 2-го слоя, то в целом они невелики и не выделяются на фоне обычной изменчивости. Приведенная таблица дает довольно полное представление о статистике толщины облаков среднего яруса. Здесь, так же как и в п. 4.4.4.1, следует отметить, что значения H_{50}, т. е. медианы распределений, найдены достаточно надежно, в то время как квантили H_{10} и H_{90} определены скорее ориентировочно и дают лишь представление о возможном разбросе значений H. О числе измерений для каждой группы облаков можно судить по значениям N в табл. 1 (4.4.3.2).

4.4.4.3. Облака верхнего яруса

Кривые повторяемости значений мощности облаков (H) верхнего яруса в разных географических районах [3, 19, 50, 55] представлены на рис. 1 и 2 (4.4.4.3). Хорошо видно, что в южных районах примерно в 50 % случаев $H < 1{,}0$ км, в то время как в более северных районах, где хорошо развита циклоническая деятельность в 50 % случаев $H > 1{,}5$ км. В то же время и в районе экватора [55] можно встретить перистые облака мощностью более 5—6 км. Здесь необходимо отметить, что в статистику H вошли только те случаи, когда можно было определить нижнюю границу облаков. При наличии же активных фронтов, когда отмечается сплошная система Ns—As—Cs, мощность облаков верхнего яруса может существенно превышать 3—4 км. Действительно, из рис. 2 (4.4.3.3) отчетливо видно, что в средних широтах примерно в 30 % случаев высота верхней границы облаков составляет бо-

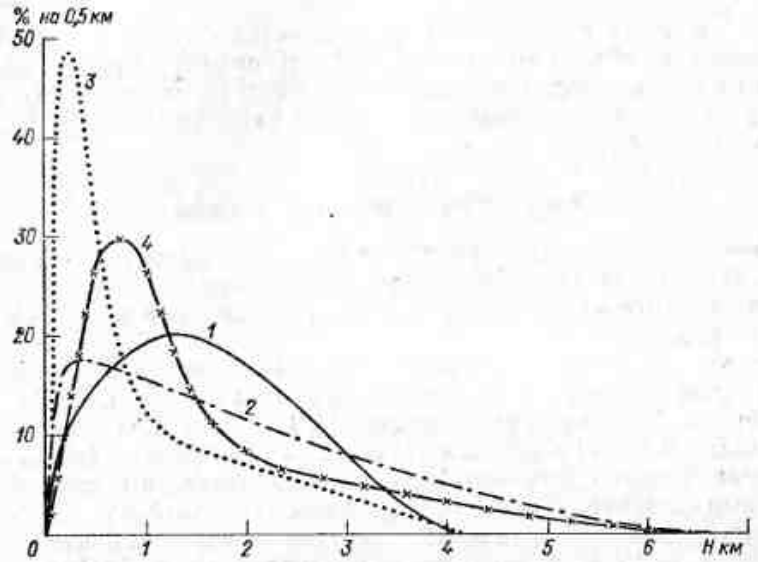


Рис. 1 (4.4.4.3). Плотность повторяемости значений мощности облаков H верхнего яруса в разных географических районах.
1 — море Лаптевых (44 измерения) [2], *2* — ЕТС (3012) [3], *3* — Индия (295) [50], *4* — экваториальная часть Юго-Восточной Азии (272) [55].

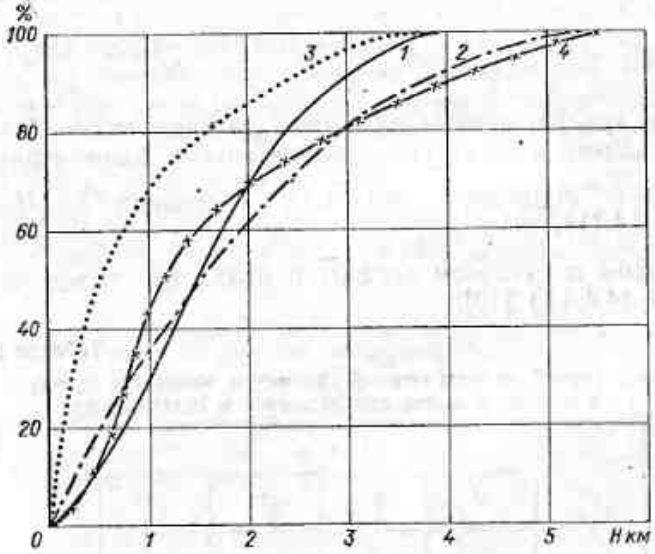


Рис. 2 (4.4.4.3). Накопленная повторяемость значений мощности облаков H верхнего яруса в разных географических районах.

Усл. обозначения см. рис. 1 (4.4.4.3).

лее 10 км. Если учесть, что в ряде случаев сплошная облачность смыкается с облаками типа Ns—As и принять высоту нижней границы Cs равной 6 км, то можно сказать, что повторяемость $H > 4$ км достигает существенно бо́льших значений, чем указано на рис. 1 (4.4.4.3).

4.4.4.4. Облака конвективного развития

Довольно часто в период наибольшего развития конвекции в полях кучевых облаков одновременно присутствуют облака, мощность которых составляет от десятков метров до нескольких километров.

По данным [10], над Украиной средние значения H составляют 0,5 км для Cu hum., 1,13 для Cu med. и 2,38 для Cu cong. Над Москвой и Ленинградом, согласно [37], H для Cu hum., Cu med. составляет 0,4—0,6 км, а для Cu cong. — 1,9—2,0 км. Приведенные значения, конечно, в большей степени характеризуют применяемое авторами деление конвективных облаков на Cu hum., Cu med. и Cu cong. чем какие-либо другие их характеристики. В табл. 1 (4.4.4.4) приводится заимствованная из [25] повторяемость разных значений толщины кучевых облаков над Украиной.

Таблица 1 (4.4.4.4)

Повторяемость разных значений мощности кучевых облаков над Украиной

H км	<0,50	0,51—1,00	1,01—1,50	1,51—2,00	2,01—2,50	2,51—3,00	>3,00
Повторяемость %	2	14	24	24	16	9	11

Вообще говоря, кривые плотности распределения H являются одномодальными с заметной положительной асимметрией, т. е. модальные значения меньшие средних ($H_{mod} < \bar{H}$) (рис. 1 (4.4.4.4)).

О годовом и суточном ходе $\bar{H}$ в полях Cu можно судить по табл. 2 и 3 (4.4.4.4) [10].

Таблица 2 (4.4.4.4)

Годовой ход средней высоты нижней границы и мощности кучевых облаков в облачных полях над Украиной и Молдавией

Параметр	Месяц						Число случаев
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	
$\bar{H}_{нг}$ км	1,42	1,62	1,63	1,77	1,77	1,76	710
$\bar{H}$ км	0,50	0,68	1,06	1,06	1,09	0,73	636

Наиболее развитые по вертикали Cb могут проникать даже выше тропопаузы [7, 44, 45, 51, 56]. Иногда значения $H_{вг}$ Cb достигают 16—18 км, а в тропиках даже превышают 20 км [7, 44, 45, 51—54, 56, 57]. Такие «сверхвысокие» тропические Cb получили название «горячих башен» (см., например, [45]).

Над ЕТС и, по-видимому, над другими регионами северного полушария, мощность Cb увеличивается с севера на юг (рис. 2 (4.4.4.4)). Медиана распределения толщины Cb над ЕТС

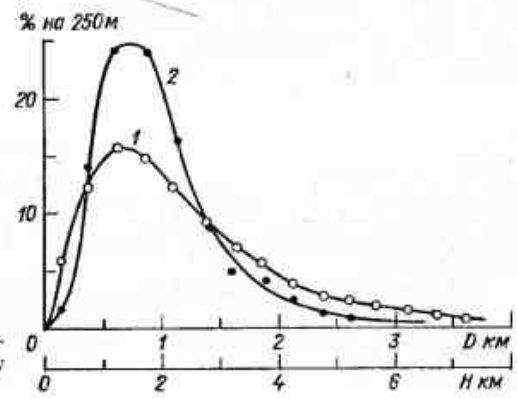


Рис. 1 (4.4.4.4). Плотность распределения облаков по их диаметру D (1) и мощности H (2).

летом близка к 4 км; в 90 % случаев $H < 9$ км. В переходные сезоны значения H (особенно максимальные) меньше, чем летом, в 1,5—2 раза.

Зимой изолированные Cb в средних широтах (особенно в континентальных районах) наблюдаются крайне редко, а в высоких широтах вообще не встречаются. Однако в форме затопленных внутри Ns—As конвективных образований они отмечаются и зимою [28].

Над центром и югом СССР медианные значения толщины Cb близки к 2—3 км [7]. Иногда значения H превышают 6—7 км. Подробнее о размерах Cb и об их мощности см. в главе 11.

Таблица 3 (4.4.4.4)

Суточный ход средней высоты нижней границы и мощности кучевых облаков в облачных полях над Украиной и Молдавией

Параметр	Время суток, ч								Число случаев
	10—11	11—12	12—13	13—14	14—15	15—16	16—17	17—18	
$\bar{H}_{нг}$ км	1,18	1,35	1,51	1,57	1,65	1,70	1,88	1,95	710
$\bar{H}$ км	0,70	1,07	1,14	1,08	1,07	0,83	0,71	0,65	636

Примечание. Здесь рассмотрена та же совокупность данных, что и в табл. 2 (4.4.4.4), т. е. за период с апреля по сентябрь.

4.5. Горизонтальная структура облачности

4.5.1. Слоистообразные облака

Оценка горизонтальных размеров полей слоистообразных облаков производится по данным наблюдений (измерений) с Земли и с самолетов или по фотографиям облачности с искусственных спутников Земли (ИСЗ). При наблюдениях с ИСЗ удается измерять лишь размеры всего облачного поля, включающего в себя иногда однослойную облачность, а иногда совокупность одновременно наблюдающихся нескольких облачных слоев. Площадь полей слоистообразных облаков (S) часто настолько велика ($S \approx 10^5 \ldots 10^7$ км^2), что даже над континентами, где плотность сети метеорологических станций достаточно велика, наземными наблюдениями охватывается не более 15—20 % общей площади облачного поля.

Наиболее точными являются измерения размеров облаков с самолета. Только они позволяют по отдельности измерять размеры нескольких одновременно наблюдающихся слоев облачности. К сожалению, количество самолетных данных пока еще очень мало и поэтому большая часть сведений о горизонтальных размерах облаков получена по материалам наблюдений с Земли или с ИСЗ.

В табл. 1 (4.5.1) по материалам измерений с ИСЗ за 1965—1970 гг. приведена повторяемость различных значений площади S (млн. км^2), занимаемой сплошными полями слоистообразных облаков над умеренными широтами Евразии и Северной Америки в различные периоды года [26]. Общее число индивидуальных облачных полей составляло 2796; примерно половина из них наблюдалась над Евразией, а половина — над Северной Америкой.

Близки к данным, содержащимся в табл. 1 (4.5.1), и оценки, приведенные в [29]. В этой работе для определения значений S

Таблица 1 (4.5.1)

Средние ($\bar{S}$) и максимальные (S_{max}) значения площади (млн. км^2) индивидуальных полей сплошных слоистообразных облаков в умеренных широтах

	Январь			Апрель			Июль			Октябрь		
	N	$\bar{S}$	S_{max}	N	$\bar{S}$	S_{max}	N	$\bar{S}$	S_{max}	N	$\bar{S}$	S_{max}
Евразия	204	11,0	45,0	348	4,0	34,9	460	3,0	36,5	317	7,7	52,5
Северная Америка	309	9,8	48,8	414	3,9	28,8	455	2,2	32,5	388	4,7	52,5

Примечание. N — число случаев.

использовались синоптические карты северного полушария за трехлетний период, составленные по данным наземных наблюдений за облаками. Оказалось, что в 70 % случаев площадь полей слоистообразных облаков составляла от 0,25 млн. до 4 млн. км^2. Наибольшая повторяемость (около 50 %) приходится на $S = 0{,}6 \ldots$ 3 млн. км^2 в холодное полугодие и $S = 0{,}6 \ldots$ 2 млн. км^2 в теплое. Уменьшение $\bar{S}$ и S_{max} летом (см. табл. 1 (4.5.1)) отражает тот факт, что крупные поля слоистообразных облаков в 60—70 % случаев связаны с циклонами, а циклоническая деятельность летом ослабевает и, кроме того, в этот период над северным полушарием реже наблюдается стационирование обширных циклонов.

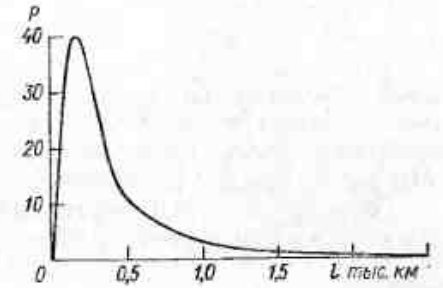


Рис. 1 (4.5.1). Распределение горизонтальных размеров l полей Ci и Cs.

В [26, 29] были объединены результаты измерений S для случаев с однослойными и многослойными облаками. Поэтому при интерпретации приведенных в этих работах материалов следует учитывать, что при одновременном наличии нескольких не обязательно расположенных точно друг над другом слоев облачности измеренные значения S не соответствуют истинным размерам отдельных облачных слоев, а превышают их. В результате такие композиционные облачные поля подчас занимают громадные площади, которые, согласно [26], достигают 45—48 млн. км^2, а значит, одно облачное поле иногда покрывает около 20 % общей площади северного полушария. Площадь поля облаков верхнего яруса может составлять миллионы квадратных километров. По данным [39], площадь облаков верхнего яруса почти в 30 % случаев превышает $4 \cdot 10^6$ км. Подчеркнем, что при этом количество облачности далеко не всегда составляло 10 баллов.

В [36] приведены результаты измерений линейных размеров (l) полей Ci и Cs с борта самолета Ту-104 Б на трассах Новосибирск—Ташкент—Тбилиси и Москва—Ташкент. На рис. 1 (4.5.1) показана кривая плотности распределения значений l. Примерно 40 % случаев (в области моды распределения) приходится на облака с $l = 100 \ldots 200$ км. Сплошные поля Ci и Cs, протяженность которых составляет несколько тысяч километров, отмечаются редко.

Ширина облачных систем Ns—As—Cs, связанных с фронтами, чаще всего составляет 200—300 км (иногда 500—700 км). Наи-

более широкие облачные системы характерны для теплых фронтов и фронтов окклюзии. В случае холодных фронтов ширина облачных полей Ns—As—Cs редко превышает 100—200 км.

Общая длина облачных полей вдоль фронтов иногда достигает 7—8 тыс. км.

4.5.2. Кучевые облака

Пространственные характеристики облаков конвективного развития изучены довольно обстоятельно, причем обобщены данные как о размерах и формах индивидуальных Cu, так и об их скоплениях (кластерах) и об облачных полях (см. [45]).

Внешний контур горизонтального сечения конвективного облака обычно очень изрезан и далеко не всегда похож на окружность. Большинство исследователей это сечение аппроксимируют эллипсом, а максимальный его размер называют диаметром D. Мы также будем придерживаться этой терминологии.

Горизонтальные и вертикальные размеры Cu подвержены большому суточному ходу. Они минимальны в период образования облаков, т. е. в ранние утренние часы. В среднем горизонтальные размеры Cu несколько превышают их толщину H, причем в большей части толщи облака значения D с высотой меняются незначительно. Лишь в верхней части Cu, в слое толщиной $(0{,}2\ldots 0{,}3)H$, D быстро уменьшается.

В табл. 1 (4.5.2) приведена повторяемость значений D для совокупности Cu hum., Cu med. и Cu cong. Измерения проводились над Украиной в направлении, случайном относительно ветра.

Таблица 1 (4.5.2).

Повторяемость различных значений диаметра кучевых облаков над Украиной [25] ($N=12\,368$)

D км	<1	1,1—2,0	2,1—3,0	3,1—4,0	4,1—5,0	$>5,0$
Повторяемость, %	26	42	18	8	3	3

Как видно из таблицы, почти в 70 % случаев диаметр облака не превышал 2 км, т. е. в исследованных облачных полях преобладали облака мелкой конвекции. По совокупности полученных данных были построены кривые плотности распределения $n(D)$, которые в диапазоне D от 0,1 до 3,5 км хорошо аппроксимировались бета-распределением [25, 27]

$$n(D)=\begin{cases}3{,}047\cdot 10^{-3}D\left(1-\dfrac{D}{3{,}75}\right)^{4{,}35} & \text{при } D\leqslant 3{,}75 \text{ км},\\ 0 & \text{при } D>3{,}75 \text{ км},\end{cases} \qquad (1)$$

или логарифмически нормальным распределением [61]

$$n(D)=\frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma D}\exp\left[-\frac{(\ln D-\ln D_0)^2}{2\sigma^2}\right]. \qquad (2)$$

В формулах (1) и (2) $n(D)$ нормировано на единицу, т. е. $\int_0^\infty n(D)dD=1$. В распределении (2) $\ln D_0=\overline{\ln D}$ (черта означает осреднение по всему диапазону размеров), σ^2 — дисперсия величины $\ln D$. Среднее значение диаметра $\bar{D}$ связано с параметрами D_0 (медианой распределения) и σ^2 соотношением

$$\bar{D}=D_0\exp(\sigma^2/2). \qquad (3)$$

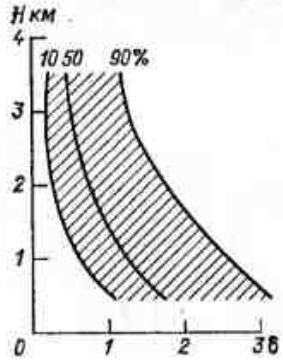


Рис. 1 (4.5.2). Зависимость 10, 50 и 90 %-ных квантилей относительных диаметров Cu δ от их мощности H [25].

Над Украиной для Cu hum. $\bar{D}=0{,}8$ км, для Cu med. $\bar{D}=1{,}2$ км, для Cu cong. $\bar{D}=1{,}6$ км [10].

Диаметр облаков в среднем хорошо коррелирует с их толщиной, и относительный диаметр $\delta=D/H$ меняется незначительно. На рис. 1 (4.5.2) приведены зависимости 10, 50 и 90 %-ных квантилей δ от толщины облаков [27], из которых следует, что в 80 % случаев δ отклоняется от δ_{50} не более чем вдвое. Причем при $H=1$ км $\delta_{50}\approx 1{,}3$, а при $H=3$ км $\delta_{50}\approx 0{,}5$. Иногда встречаются снечеобразные облака с $\delta\approx 0{,}2\ldots 0{,}3$. При $H<1{,}5$ км горизонтальные размеры облаков обычно больше вертикальных. Более мощные облака чаще вытянуты вверх. Согласно [25, 27], медианное значение (δ_{50}) связано с H соотношением

$$\delta_{50}=1{,}5/H^{1{,}1}. \qquad (4)$$

4.5.3. Кучево-дождевые облака (Cb)

На горизонтальные размеры и даже форму Cb сильно влияет их мезоструктура. Так, бо́льшая часть одноячейковых облаков типа Cb calv. приблизительно цилиндрична, тогда как форма и размеры многоячейковых облаков могут быть самыми разнообразными в зависимости от количества, размеров и главным образом

взаимного расположения конвективных ячеек внутри облака. Часто многоячейковые Cb внешне напоминают кочан цветной капусты. Независимо от числа ячеек вершины зрелых Cb inc. вытянуты вдоль вектора вертйкального сдвига ветра в верхней тропосфере. Наковальни мощных многоячейковых Cb иногда настолько велики, что закрывают всю видимую часть небосвода. Применительно к фронтальным Cb понятие размера облака подчас вообще становится неопределенным, поскольку они могут (особенно на линиях шквалов) объединяться в почти сплошные облачные валы. Особенно характерна такая ситуация для верхней половины Cb inc.

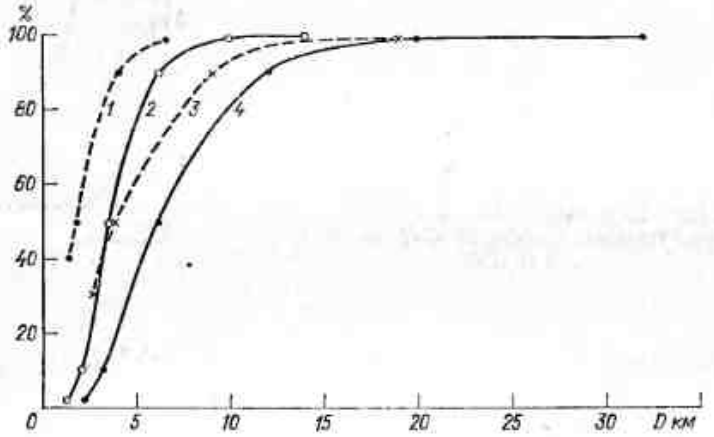


Рис. 1 (4.5.3). Накопленная повторяемость (%) горизонтальных размеров D Cu cong. и Cb [57].

1 — Флорида и Калифорния, *2* — Огайо, *3* — атолл Эниветок, *4* — Массачусетс.

Наибольшее количество эмпирических данных о размерах Cb получено с помощью МРЛ. Они обобщены в главе 11 и поэтому здесь мы приводим лишь некоторые из основных результатов измерений параметров Cb с помощью МРЛ. Объектом изучения в этом случае, как правило, является не облако в целом, а отдельные радиолокационные «очаги», т. е. области повышенной радиолокационной отражаемости, обычно совпадающие с индивидуальными или сомкнутыми друг с другом конвективными ячейками. Естественно, что размеры их в одноячейковых Cb близки к размеру облака, тогда как в многоячейковых Cb ситуация совсем иная. К сожалению, авторы конкретных исследований не всегда указывают, какой метод идентификации очагов ими используется. В связи с этим данные о размерах облаков, основанные на радиолокационных измерениях, следует считать в контексте данной модели ориентировочными.

На рис. 1 (4.5.3) приведены данные, полученные в различных регионах [56], о средних геометрических значениях минимального и максимального диаметра $D=\sqrt{D_{\min}\cdot D_{\max}}$ наибольшего по площади горизонтального сечения радиоэха. Видно, что, как правило, значения D заключены в интервале от 2—5 до 8—10 км. Площади радиоэха S составляют от десятков до сотен км².

В районе Москвы площадь радиоэха ливневых и грозовых Cb как целого составляет обычно 25—60 км². Для Киева $\bar{D}\approx 7$ км, а $S\approx$ ≈ 42 км². В районе Ленинграда в случае внутримассовых ливневых Cb наибольшая повторяемость приходится на $S\approx 10$ км², а в случае гроз — на $S\approx 40$ км². В 88 % случаев S ливневых Cb не превышает 70 км², тогда как для грозовых облаков возможно значение $S>$ >100 км² [7, 9, 30, 31, 33, 34].

В табл. 1 (4.5.3) приведены сведения о горизонтальных размерах Cb над СССР, накопленные по данным опроса летного и диспетчерского состава МГА СССР [4]. Из этой таблицы видно, что по оценкам пилотов горизонтальные размеры Cb чаще всего составляют от 11 до 20 км, а по оценкам диспетчеров — 6—20 км. Следует, однако, учитывать, что полеты гражданских самолетов в большинстве случаев проходят над Cb и поэтому значения D, приведенные в этой таблице, в основном относятся к вершинам облаков. В случаях когда самолет находится над наковальней Cb определенные пилотом значения D могут в несколько раз превышать диаметр средней или нижней частей облака [44].

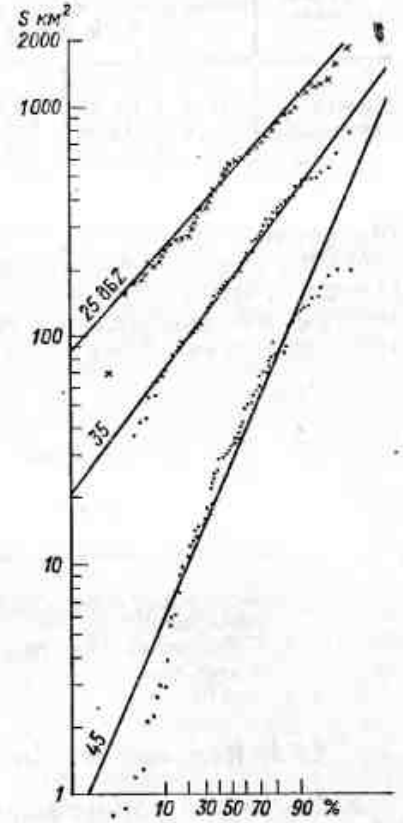


Рис. 2 (4.5.3). Плотность распределения площади радиоэха S Cb над Южной Африкой для трех значений радиолокационной отражаемости [53].

Функция распределения 95—98 % индивидуальных значений S хорошо аппроксимируется логарифмически нормальным распределением [52, 53, 56], но, как видно из рис. 2 (4.5.3), экстремально большие S наблюдаются несколько чаще, чем этого следовало бы ожидать при таком распределении. Подчеркнем, что стандартные

Таблица 1 (4.5.3)

Повторяемость (%) различных значений диаметров кучево-дождевых облаков

Источник данных	D км							Число случаев
	⩽5	6—10	11—20	21—30	31—50	51—70	>70	
Пилоты	16,9	25,0	26,2	15,7	10,2	3,6	2,4	420
Диспетчеры	6,2	17,9	33,1	15,2	15,2	7,6	4,8	145

отклонения среднегеометрического диаметра σ_D от одной популяции Cb к другой могут изменяться очень сильно (табл. 2 (4.5.3)). Очевидно, и тип, и особенно размеры Cb зависят от синоптико-метеорологических условий, времени года и суток, характера подстилающей поверхности, широты и т. д.

Таблица 2 (4.5.3)

Горизонтальные размеры радиоэха Cb [56]

Регион	D км	σ км
Различные районы США	1,8—6,2	1,3—4,0
Венесуэла	2,4	4,9
Северо-запад Атлантики	4,5	8,4
о. Барбадос	2,3	8,2

4.5.4. Поля конвективных облаков (Cu hum., Cu med.)

Как показали фотографии с ИСЗ и с самолетов, индивидуальные ансамбли (поля) Cu покрывают площади, достигающие 10^5—10^6 км^2, причем пространственная структура полей может быть нерегулярной (хаотической) либо представлять собой «упорядоченные» различные формы ячейковой конвекции.

Важнейшей климатической характеристикой полей Cu является занятая ими доля небосвода P. Обычно она оценивается в долях единицы или в баллах (от 0 до 10).*

Согласно результатам исследований полей нерегулярной конвективной облачности Cu hum., Cu med., Cu cong. над Украиной

* При оценке количества кучевых облаков с земли P завышается на 2, а иногда и 3 балла из-за того, что, кроме оснований Cu, наблюдатель видит также и часть их боковой поверхности [10, 25].

[25, 27], кривую плотности распределений $n(P)$ можно описать эмпирической формулой

$$n(P) = 1{,}745 \cdot 10^3 P^{3{,}59}(1-P)^{9{,}23}. \quad (1)$$

Кривая $n(P)$ является одномодальной с положительной асимметрией (правая ее ветвь менее крутая, чем левая). Как видно из рис. 1 (4.5.4), модальное значение $P_{\text{мод}} \approx 0{,}28$ (т. е. составляет примерно 3 балла).

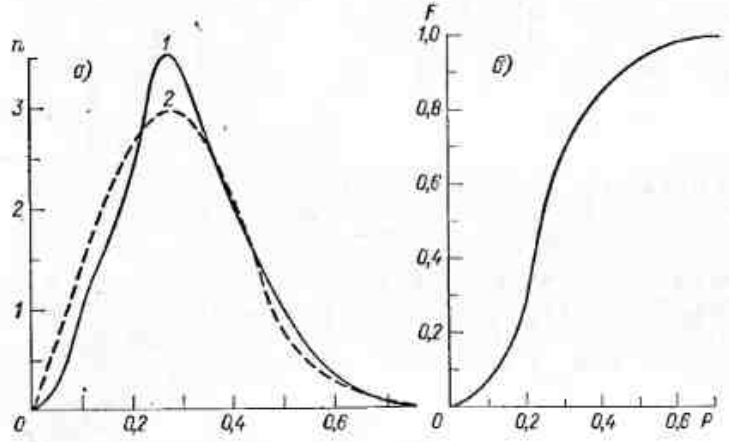


Рис. 1 (4.5.4). Повторяемость степени P закрытия неба облаками [25].

а — плотность вероятности $n(p)$, *б* — накопленная вероятность $F(p)$: *1* — эмпирические данные, *2* — аппроксимация β-распределением.

Значения P наиболее сильно зависят от скорости крупномасштабных (синоптических) вертикальных движений [46]. Чем больше скорость крупномасштабных восходящих движений, тем больше и P. Наоборот, в слоях с крупномасштабным оседанием воздуха просветы между облаками постепенно увеличиваются и, следовательно, значения P убывают. При наличии сильных нисходящих движений P может стать равным нулю, поскольку облака исчезнут.

Над крупными водоемами и количество, и размеры облаков меньше, чем над сушей [22].

В общем чем больше P, тем больше и средние диаметры облаков. По наблюдениям над Украиной, при увеличении P от 1—3 до 7—9 баллов значения $\bar{D}$ возрастали от 1,3 до 1,6 км [25].

В табл. 1 и 2 (4.5.4) приведены сведения о годовом и суточном ходе параметров полей Cu [10, 25]. Хотя данные, вошедшие в эти таблицы, накоплены в основном над территориями Украины и Молдавии, они показательны и для других регионов умеренных широт.

Таблица 1 (4.5.4)

Годовой ход средних значений статистических параметров полей Cu

Параметр	Месяц						Число случаев
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	
P баллы	3,7	3,7	4,1	4,1	4,1	3,5	791
χ (100 км)$^{-1}$	25	26	29	24	24	28	772
D км	0,54	1,09	1,20	1,41	1,37	1,22	629
L км	2,15	3,30	3,29	4,19	4,03	2,75	581
$H_{НГ}$ км	1,42	1,62	1,63	1,77	1,76	1,76	710
H км	0,50	0,88	1,06	1,06	1,09	0,73	636

Примечание. χ — линейная концентрация Cu, равная числу облаков, приходящемуся на 100 км; L — ширина межоблачных промежутков.

Исследования, проведенные в СССР [10, 25] и США [13, 59], показали, что структура утренних и вечерних полей Cu не одинакова. Утром облака распределены по небосводу более или менее равномерно и их локальные группы сравнительно редки. После полудня наиболее крупные («материнские») Cu (обычно это Cu cong.) часто бывают окружены большим количеством более мелких облаков, т. е. образуются группы Cu. Тогда налицо дефицит Cu средних размеров по сравнению с их количеством утром. При этом суммарный объем облаков, входящих в популяцию утром и днем, в основном определяется облаками промежуточных размеров с $D \approx (0{,}4 \ldots 0{,}6) D_{max}$, а в вечерние часы — наиболее крупными Cu [59].

Характеристики около- и послеполуденных групп Cu над Украиной, т. е. типичные для умеренных широт, приведены в табл. 2 (4.5.4) [25].

Таблица 2 (4.5.4)

Суточный ход средних значений статистических параметров полей облаков Cu

Параметр	Время суток, ч								Число случаев
	10—11	11—12	12—13	13—14	14—15	15—16	16—17	17—18	
P баллы	3,1	4,0	4,3	5,0	4,8	4,6	3,6	3,8	791
χ (100 км)$^{-1}$	37	38	32	28	24	19	17	17	772
D км	0,86	0,99	1,07	1,29	1,37	1,56	1,42	1,55	629
L км	2,91	2,86	3,65	4,00	4,81	4,54	5,03	4,81	581
$H_{НГ}$ км	1,18	1,36	1,51	1,57	1,65	1,70	1,88	1,95	710
H км	0,70	1,07	1,14	1,09	1,07	0,83	0,71	0,65	636
H/D	0,61	0,84	1,01	1,08	1,16	0,96	0,68	0,76	499

Группы Cu в целом имеют форму, близкую к круговой, причем их горизонтальные размеры над Украиной обычно не превышают 2—3 км, а над Флоридой — 8—9 км [10, 25, 59]. При этом над Украиной у материнского облака $\bar{D} \approx 1{,}5$ км, тогда как диаметр окружающих его более мелких Cu имеет порядок сотен метров.

Следует отметить, что в разных полях Cu и в разное время суток количественные оценки, приведенные в таблице, могут меняться в широких пределах.

4.5.5. Поля облаков глубокой конвекции (Cu cong., Cb)

В умеренных и особенно в низких широтах редко наблюдаются одиночные мощные кучевые и кучево-дождевые облака. Гораздо типичнее их групповое (кластерное) распределение. Оно характеризуется либо наличием мезомасштабных полосовых структур, либо приблизительно круглыми (в плане) локальными облачными скоплениями. Наряду с такими упорядоченными мезообразованиями, часто наблюдается и неупорядоченное (хаотическое) расположение облаков глубокой конвекции.

Полосовое расположение Cu cong. и Cb наиболее типично для фронтальных облаков, особенно связанных с быстро перемещающимися холодными фронтами. Локальные скопления облаков глубокой конвекции в умеренных широтах чаще всего образуются в неустойчиво стратифицированном морском воздухе около фронтальных разделов. В тропиках такие скопления могут образовываться и вдали от фронтов, чаще всего вблизи линий сходимости (конвергенции).

«Хаотические» поля Cu cong. и Cb наиболее типичны как для внутримассовых ситуаций, так и для зон медленно перемещающихся (квазистационарных) атмосферных фронтов.

Объем экспериментальных данных о зависимости размеров, продолжительности существования, осадкогенерирующей активности и других параметров облаков глубокой конвекции от особенностей их пространственного распределения еще очень мал. При прочих равных условиях указанные параметры в случае облаков, являющихся элементами облачных мезоскоплений, больше, чем в случае изолированных Cu и Cb (подробнее см. [25, 27, 45]).

В заключение остановимся на практически важных данных о повторяемости различных значений расстояния (l_x) между конвективными ячейками, из которых выпадают осадки. Наиболее подробные сведения такого рода приведены в статье [54], в которой обобщены результаты радиолокационных исследований мезоструктуры полей ливневых Cb над средней частью Атлантического побережья США в мае—августе 1973 г. При этом были определены значения для более чем 4800 пар конвективных ячеек, наблюдавшихся в виде локальных зон с радиолокационной отра-

жаемостью, превышающей 30 дБZ. Значения l_x измерялись как расстояния между центрами таких ячеек.

На рис. 1 (4.5.5) приведена функция распределения и плотность распределения l_x. Видно, что модальное значение $l_{x,\,\mathrm{mod}} \approx$ ≈ 22 км, а медианное $l_{x,\,\mathrm{med}} \approx 33$ км.

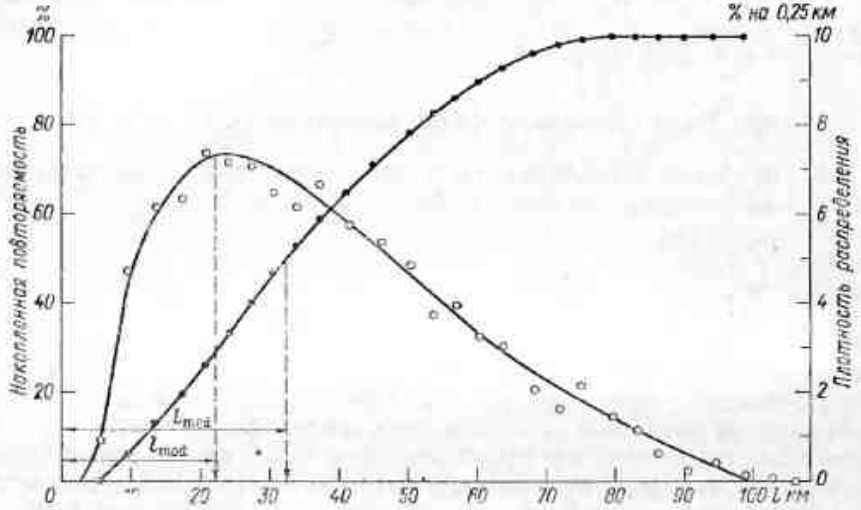


Рис. 1 (4.5.5). Плотность и функция распределения расстояний между индивидуальными конвективными ячейками в поле Cb [54].

Автор [53] считает, что значение $l_{x,\,\mathrm{med}}$ несколько занижено, поскольку горизонтальные размеры изученных облачных полей были меньше максимально возможных. Вместе с тем значение $l_{x,\,\mathrm{mod}}$, по-видимому, близко к реально наблюдаемому в крупных облачных популяциях (полях), о чем свидетельствуют результаты сходных измерений в других регионах.

Глава 5

Термодинамические характеристики облаков

5.1. Введение

В этой главе рассматривается температурный режим и влажность в облаках и их окрестности. Прежде чем переходить к изложению фактического материала и построенному на этой основе описанию гигротермического состояния облачной атмосферы, полезно ознакомиться с некоторыми общими замечаниями и определениями из физики облаков.

Температурный режим облаков зависит от многих факторов — времени года, синоптической обстановки, района и др. Существенным фактором, во многом определяющим температуру на облачных границах, является высота облаков. И высота облаков, и температура на нижней ($T_{\mathrm{нг}}$) и верхней ($T_{\mathrm{вг}}$) границах облака меняются в пространстве и во времени, поэтому единичное значение температуры воздуха в какой-либо конкретной точке пространства у облачной границы есть некоторая случайная и в этом смысле малоинформативная величина. Кроме того, само понятие «высота нижней (верхней) границы облаков» зависит от способа измерения и предполагает известную неопределенность, достигающую обычно нескольких десятков метров. Соответствующая этому неопределенность определения температуры $T_{\mathrm{нг}}$ ($T_{\mathrm{вг}}$) составляет десятые доли °С. В силу сказанного значительно больший физический смысл и практическое значение имеют понятия «высота границы облака» и «температура на границе облака» для конкретного облака в целом, означающие некоторые осредненные значения этих величин. Именно о такой температуре, если это не оговорено особо, т. е. о $T_{\mathrm{нг}}$ и $T_{\mathrm{вг}}$ для всего облака в целом, и будет идти речь ниже.

Точность приводимой температуры воздуха на границе конкретного облака, таким образом, не может быть очень высока, даже если измерения проводятся самолетными методами, когда температура фиксируется в каждой точке со сравнительно высокой точностью, достигающей 0,1—0,2 °С. Отсюда следует, что данные о температуре на границах конкретных облаков вряд ли оправдано приводить с точностью до десятых долей °С. В связи с этим в таблицах в этой главе значения $T_{\mathrm{нг}}$ и $T_{\mathrm{вг}}$ даны с округлением

до 1 °С, т. е. с точностью до 0,5 °С. Однако для различных приложений может иметь значение средняя для коллектива облаков данного рода температура у их нижней границы. В этом случае мы будем допускать округление до 0,1 °С.

5.2. Температура на нижней границе облаков

5.2.1. Облака нижнего яруса

Формы St и Sc широко распространены над большей частью территории СССР, где они часто образуют протяженные облачные поля, охватывающие как циклонические, так и антициклонические области. Реже, но также довольно часто, встречаются и Ns (об их повторяемости см. п. 3.4.6).

Температура на нижней границе ($T_{нг}$) облаков нижнего яруса тесно коррелирует с температурой у поверхности Земли и имеет отчетливо выраженный годовой ход. В то же время суточный ход $T_{нг}$ в среднем выражен довольно слабо. Так, обычно утренние значения $T_{нг}$ (по измерениям в период 3—6 ч) отличаются от $T_{нг}$ в дневные сроки (от 15 до 18 ч) не более, чем на 1—2 °С.

В табл. 1 (5.2.1) приведены сезонные значения 10, 50 и 90 %-ных квантилей распределения $T_{нг}$ в разных регионах СССР, по данным сети самолетного зондирования атмосферы за 1957—1963 гг. (см. п. 4.1). И если, как обычно, значения на краях распределения (T_{10} и T_{50}) не гарантируют высокой точности, то медиана сезонного распределения температуры у нижней границы St, Sc (T_{50}) определена довольно надежно. Отчетливо прослеживается годовой ход T_{50}, особенно хорошо заметный на рис. 1 *а* (5.2.1). Очевидно, что для годового хода ежемесячных значений T_{50} характерна и несколько бóльшая амплитуда. Амплитуда суточного хода медианы и среднего значения $T_{нг}$ обычно не превосходит 1—2 °С, а годовой ход (разность T_{50} для зимы и для лета) составляет для разных регионов около 15 °С. С точки зрения географического распределения заметно выделяются два региона: IV южный (Баку, Ереван, Тбилиси) и VII дальневосточный (Хабаровск, Владивосток). На юге $T_{нг}$ заметно выше. На Дальнем Востоке $T_{нг}$ резко возрастает летом.

Близки к приведенным выше и данные о $T_{нг}$ для Ns, о чем свидетельствуют табл. 2 (5.2.1) и рис. 1 *б* (5.2.1). О степени обеспеченности полученных кривых сезонного хода $T_{нг}$ говорит число наблюдений (N в табл. 1 и 2 (5.2.1)). Об этом также можно судить, сравнивая данные о $T_{нг}$ для региона III на рис. 1 (5.2.1)

Таблица 1 (5.2.1)

Сезонные значения квантилей (10, 50 и 90 %) распределений температуры у нижней границы 1-го и 2-го слоя облаков St, Sc для разных регионов СССР

Регион	T_{10} °С				T_{50} °С				T_{90} °С				Число измерений N			
	з	в	л	о	з	в	л	о	з	в	л	о	з	в	л	о
1-й слой																
I	—13	—11	0	—7,5	—6	—3,5	6,5	0,5	—0,5	3,5	13,5	7,5	1172	544	380	1061
II	—14,5	—10,5	0	—10,5	—7,5	—4	7,5	—2	—1,5	4	13,5	5,5	1308	532	194	122
III	—10,5	—9,5	3	—5,5	—3,5	—1,8	10	1,5	2	7	15	8	1789	910	206	1228
IV	—8	—6	4	—3	—0,5	0	8	4	5	6,5	11,5	10	515	245	70	211
V	—17,0	—13,0	—0,0	—14,0	—9,5	—5,0	7,0	—5,0	—4,0	2,5	13,5	3,0	585	346	290	712
VI	—22,5	—15,0	—0,0	—17,0	—15,0	—6,0	7,5	—5,0	—7,0	1,0	13,0	3,0	100	151	149	269
VII	—22*	—12,5	+8*	—7	—11*	—3,5	14*	2,5	—4*	5,5	19,5*	9	19*	37	84*	38
VIII	—17	—12,5	0	—14	—8,5	—3	7	—5	—1,5	4	13	3	368	226	65	276
2-й слой																
I	—12,5	—10,5	—2	—7	—7	—3,5	5	—1,5	—1	3,5	10,5	5	313	163	136	345
II	—13	—11	—1	—10,5	—7,5	—5	6	—2,5	—1	12,5	12	4,5	471	184	102	383
III	—11,5	—10	1	—7	—5	—2,5	7,5	0,5	1	4,5	12	7	556	323	106	421
IV	—8	—8	—	—4	—2	—3	—	—3,5	5	2,5	—	10	109	46	5	70
V	—16	—	—1	—12,0	—10,0	—	6,5	—5,5	—3,5	—	11,5	2	187	0	91	248
			—4				3,0				8,5					
VI	—18,0	—	—0,5	—16,0	—14,0	—	5	—4,0	—7,5	—	10	3,0	18*	0	62	110
VII	—17	—	4	—14**	—9,5	—	—1	—5**	—5,5	—	17	2,5**	14	7	25	8/41
VIII	—10,5	—1,5	—	—	—6	—1	—	—	11	4,5	—	—	56	50	5	17

Примечание. 1. Описание регионов см. п. 4.1.— 2. Приведенные цифры являются результатом осреднения кривых распределения за утренние и дневные сроки; звездочкой помечены значения, полученные только по данным утренних сроков зондирования, двумя звездочками — по данным дневных сроков; в числителе указаны значения, полученные по данным утренних сроков, а в знаменателе — вечерних, когда они существенно различались.

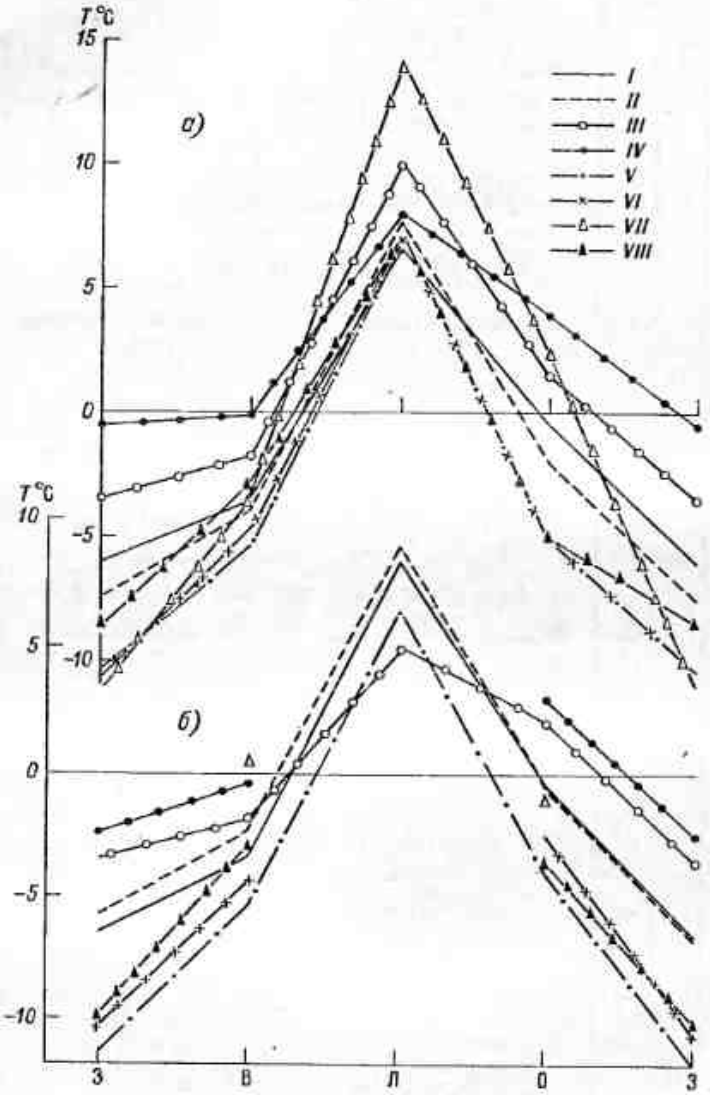


Рис. 1 (5.2.1). Сезонный ход 50 %-ной квантили температуры у нижней границы 1-го слоя облаков St, Sc (*а*) и Ns (*б*) для разных регионов.

Римскими цифрами указаны номера регионов (см. табл. 1 (4.1)).

Таблица 2 (5.2.1)

Сезонные квантили (10, 50 и 90 %) распределений температуры у нижней границы 1-го и 2-го слоев облаков Ns для разных регионов СССР

Регион	T_{10} °C				T_{50} °C				T_{90} °C				N			
	З	В	Л	О	З	В	Л	О	З	В	Л	О	З	В	Л	О
1-й слой																
I	—13	—10,5	0	—7,5	—6,5	—3,5	8,5	—0,5	—1,5	2,5	13,5	6,5	425	196	57	218
II	—13	—10,5	—13,4	—9	—6	—2,5	9	—0,5	—0,5	3,5	14,5	6,5	238	105	25	102
III	—11	—9	0	—3,5	—3,5	—2	5	2	2	5,5	13	7	289	179	19	115
IV	—9	—6	—	—4	—2,5	—0,5	—	3	2,5	5	—	9	200	119	8	104
V	—18	—13	—3,5	—11,0	—11,0	—5,0	6,0	—3,5	—4	1,0	13,0	2,5	184	122	27*	145
VI	—24,0	—13,0	0,0	—14,0	—15,0	—5,0	6,0	—3,0	—7,0	1,0	11,5	5,0	43	44	44	69*
VII	—	—6	—	—15	—	0,5	—	—1	—	3	—	8	8	9	—	18
VIII	—15,5	—12	—	—11,5	—8	—3	—	—3,5	—1	2,5	—	1,0	189	109	3	89
2-й слой																
I	—14	—7,5	—1,5	—6	—6,5	—2,5	5	0	—1	2,5	10	5,5	121	73	63	156
II	—11	—10,5	—1	—6,5	—5,5	—3	6	0	—1	3	13,5	6	124	55	28	91
III	—11,5	—9	—1	—5,5	—4,5	—1	6	0,5	1	4	11	6	204	165	45	141
IV	—10	—7*	—1*	—6	—3	0*	7*	0,5	3	9,5*	11,5*	9,5	58	18*	14*	53
V	—17,0	—	0,0	—10,0	—9,0	—	6,0	—3	—3,5	—	10,0	2,0	63	0/0	17	92
VI	—	—	—1,5	—14,5	—	—	5,0	—4,5	—	—	10,5	1,5	7	0/0	38	42
VII	—	—	8*	—11	—	—3,5	13*	—1,5	—	3	15*	4	—	17	10*	25
			1**				5*				11**				12**	
VIII	—11*	—6,5	—1,5	—6	—6*	—0,5	5	—1,5	—1,5*	4,5	11	4,5	15*	48	12	20
	—7,5**				—2,5**				2**				22**			

Примечание. См. примечание к табл. 1 (5.2.1).

Таблица 3 (5.2.1)

Средние многолетние для центральных месяцев сезонов значения температуры (°С) на нижней границе облаков нижнего яруса (по Л. С. Дубровиной [7] с округлением)

Пункт зондирования	Январь	Апрель	Июль	Октябрь	Пункт зондирования	Январь	Апрель	Июль	Октябрь
Архангельск	—10	—4	5	—1	Куйбышев	—9	—2	7	—2
Ленинград	—7	—2	9	1	Волгоград	—6	0	8	0
Рига	—5	—1	10	2	Актюбинск	—8	—3	6	4
Минск	—6	—3	9	1	Ашхабад	—2	4	—	3
Москва	—8	—4	8	0	Алма-Ата	—7	—1	2	3
Харьков	—5	0	9	0	Ташкент	—4	3	—	2
Киев	—7	—1	10	2	Свердловск	—12	—3	9	—3
Львов	—7	—2	9	2	Омск	—12	—5	8	—7
Ростов-на-Дону	—4	2	14	2	Новосибирск	—14	—5	8	—6
Минеральные Воды	—5	0	8	4	Красноярск	—16	—6	8	—7
					Чита	—	—9	6	—8
Краснодар	—2	2	—	3	Иркутск	—16	—5	8	—5
Одесса	—4	1	—	4	Хабаровск	—	—5	12	—3
Тбилиси	—2	1	7	4	Владивосток	—	0	16	—
Ереван	—7	—2	—	—1	Николаевск-на-Амуре	—	—	—	—
Баку	—1	3	—	6					
Казань	—9	—1	8	0	Якутск	—	—10	8	—14

с годовым ходом среднемесячных значений $\overline{T}_{нг}$ для районов Украины на рис. 2 (5.2.1) [8]. Различия, как мы видим, сравнительно невелики и не выходят за пределы среднеквадратического отклонения месячных значений $T_{нг}$ от среднего многолетнего значения $\overline{T}_{нг}$.

Табл. 3 (5.2.1) содержит данные о средних многолетних значениях $\overline{T}_{нг}$ для центральных месяцев сезона по 32 пунктам СССР.

Данные о средних месячных значениях $\overline{T}_{нг}$ позволяют оценить и другие статистические характеристики повторяемости температуры облаков. Так, по сравнительно простой номограмме (рис. 3 (5.2.1)) можно, зная $\overline{T}_{нг}$, легко найти значения повторяемости n температур не ниже заданного значения T_n или определить интервалы температуры $T_N - T_n$, внутрь которых попадает $N - n$ (%) наблюдавшихся значений $T_{нг}$. Приведенная номограмма спрямляет аналогичную номограмму Дубровиной [7],

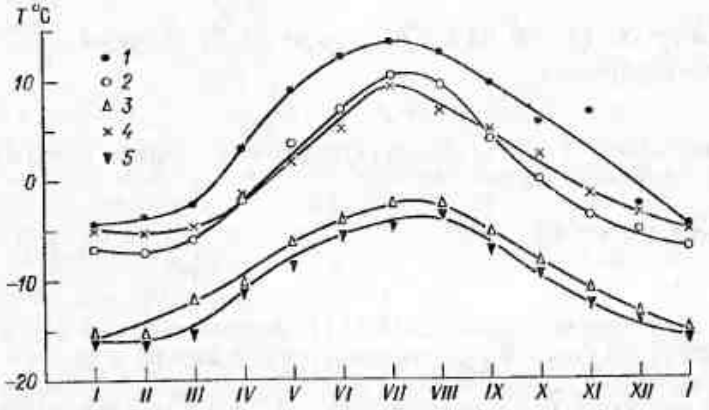


Рис. 2 (5.2.1). Годовой ход средней температуры на нижней границе облаков для Украины.

1 — St (3,5 °С), *2* — Sc (4,5 °С), *3* — Ac (6,0 °С), *4* — Ns (5,0 °С) и *5* — As (7,0 °С). В скобках указаны средние значения среднеквадратичных отклонений от средних многолетних значений.

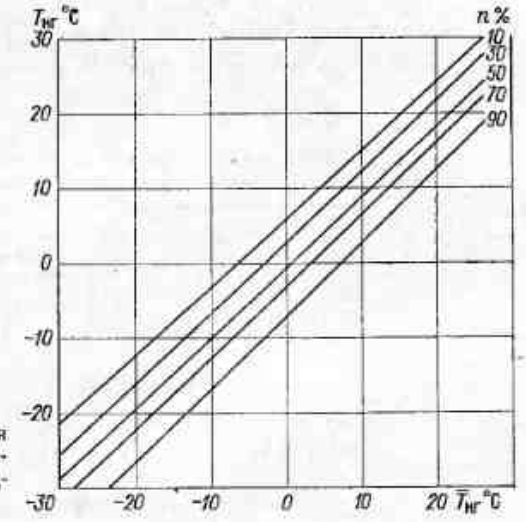


Рис. 3 (5.2.1). Номограмма для определения квантилей распределения $T_{нг}$ по известному среднему значению $\overline{T}_{нг}$.

и в диапазоне n от 10 до 90 % найденные по рис. 3 (5.2.1) значения T_n отличаются от значений, найденных по диаграмме Дубровиной не более чем на 0,5 °С. Значения T_n связаны с $\overline{T}_{НГ}$ простым соотношением

$$T_n = A_n + B_n \overline{T}_{НГ}, \qquad (1)$$

где константы A_n и B_n, соответствующие n %-ным квантилям T_n, имеют следующие значения:

n %	10	30	50	70	90
A_n °С	5,7	2,7	—0,7	—3,3	—7,2
B_n	0,952	0,943	0,943	0,950	0,98

Из номограммы (рис. 3 (5.2.1)) и соотношения (1) следует, что в 80 % случаев $T_{НГ}$ отклоняется от своего среднего многолетнего значения $\overline{T}_{НГ}$ не более чем на 7—8 °С, а в половине случаев не более чем на 3—4 °С.

Высота нижней границы и $T_{НГ}$ в среднем несколько меняются в зависимости от расслоенности облачности, т. е. от того, сколько насчитывается облачных слоев. Степень такого влияния иллюстрируется данными, приведенными в табл. 1 и 2 (5.2.1), а также табл. 4 (5.2.1), в которой на примере Москвы можно видеть, как различаются средние значения температуры у границ облаков для однослойной облачности и для 1-го и 2-го слоев двуслойной облачности. Соответствующим образом меняются и $T_{ВГ}$ (см. табл. 4 (5.2.1)) и высота слоев $H_{НГ}$ и $H_{ВГ}$ (см. рис. 1 (4.4.2.1)).

Таблица 4 (5.2.1)

Средняя температура (°С) на нижней границе облаков типа St, Sc (Москва) [4, 5]

	Холодное полугодие		Теплое полугодие	
	$\overline{T}$	σ_T	$\overline{T}$	σ_T
Однослойная облачность				
Нижняя граница (НГ)	—8,6	5,0	0,1	5,8
Верхняя граница (ВГ)	—11,0	4,7	—2,0	5,5
Двуслойная облачность				
НГ 1-го слоя	—4,8	3,6	3,5	5,2
ВГ 1-го слоя	—5,9	3,5	1,9	5,4
НГ 2-го слоя	—8,5	4,5	—0,7	5,5
ВГ 2-го слоя	—10,3	4,8	—2,7	5,2

Здесь следует подчеркнуть, что параметры 1-го от поверхности Земли слоя облачности (вне зависимости от того, есть ли выше еще облака или нет) и 2-го слоя различаются не столь существенно (см. табл. 1 и 2 (5.2.1) и рис. 1 и 2 (5.2.1)). Если же сравнивать параметры 1-го слоя для однослойной и двуслойной облачности, то по данным Девятовой для облаков района Москвы [4, 5], как видно из табл. 4 (5.2.1), различия становятся более существенными. Это означает, что в среднем облака нижнего яруса в случае однослойной облачности располагаются несколько выше, чем в случае многослойной облачности.

Обнаруживается определенная связь температуры вблизи облачных границ также и с барическим полем. Так, в тыловой части циклона и в передней части антициклона $T_{НГ}$ и $T_{ВГ}$ в среднем на 1—2 °С ниже соответствующей температуры в передней части циклона и в тыловой части антициклона, о чем свидетельствует табл. 5 (5.2.1), построенная по данным дневных наблюдений в районе Москвы.

Таблица 5 (5.2.1)

Средние за дневной срок значения температуры (°С) на нижней и верхней границах облаков нижнего яруса St и Sc в различных частях барических образований (Москва)

Сезон	Граница	Тыл циклона, передняя часть антициклона		Передняя часть циклона, тыл антициклона		$T_2 - T_1$, °С
		T_1 °С	Число случаев	T_2 °С	Число случаев	
Зима	НГ	—9	134	—7	158	2
	ВГ	—11	138	—9	157	2
Весна	НГ	—5	66	—4	62	1
	ВГ	—8	68	—7	55	1
Лето	НГ	6	64	10	30	4
	ВГ	2	66	6	30	4
Осень	НГ	—2	146	—1	94	1
	ВГ	—5	154	—3	92	2

5.2.2. Облака среднего яруса

На примере Украины видно (см. рис. 2 (5.2.1)), что годовой ход $T_{НГ}$ для облаков среднего яруса подобен ходу $T_{НГ}$ для облаков нижнего яруса. Однако здесь средние квадратические отклонения температуры от средних многолетних значений за эти месяцы в 1,5—2 раза выше (см. значения σ, приведенные в скобках в подписи к упомянутому рисунку). Это связано с большей

амплитудой колебания высоты границ облаков среднего яруса.

Средние многолетние значения $T_{нг}$ (°С) облаков среднего яруса для различных пунктов СССР приведены в табл. 1 (5.2.2).

Таблица 1 (5.2.2)

Средние многолетние значения температуры $T_{нг}$ (°С) облаков среднего яруса для центральных месяцев сезонов по [7] (с округлением до 1 °С)

Пункт зондирования	Январь	Апрель	Июль	Октябрь	Пункт зондирования	Январь	Апрель	Июль	Октябрь
Архангельск	—20	—14	—6	—12	Куйбышев	—20	—11	—5	—13
Ленинград	—18	—11	—6	—10	Волгоград	—18	—10	—5	—10
Рига	—19	—13	—4	—10	Актюбинск	—17	—12	—4	—14
Минск	—17	—13	—4	—10	Ашхабад	—14	—7	—	—4
Москва	—18	—13	—5	—12	Алма-Ата	—19	—14	—6	—16
Харьков	—16	—10	—5	—12	Ташкент	—16	—8	—	—13
Киев	—19	—10	—5	—8	Свердловск	—20	—12	—5	—14
Львов	—16	—11	—5	—8	Омск	—18	—12	—3	—14
Ростов-на-Дону	—15	—10	—4	—8	Новосибирск	—21	—17	—5	—17
Минеральные Воды	—18	—11	0	—11	Красноярск	—25	—16	—5	—16
					Чита	—	—18	—4	—19
Краснодар	—15	—9	—2	—8	Иркутск	—31	—19	—4	—17
Одесса	—15	—9	—5	—9	Хабаровск	—28	—15	—2	—14
Тбилиси	—15	—10	1	—8	Владивосток	—	—	2	—
Ереван	—16	—11	—	—20	Николаевск-на-	—	—16	—2	—
Баку	—14	—6	—	—4	Амуре				
Казань	—16	—10	—4	—11	Иркутск	—	—	—	—19

О сезонном ходе квантилей распределения температур на нижней границе облаков среднего яруса можно судить по табл. 2 (5.2.2). Здесь, как и в п. 5.2.1, наиболее достоверны медианные значения T_{50}, значения же на краях распределения T_{10} и T_{90} больше подвержены влиянию случая и недостаточной статистики.

О влиянии барических образований на $T_{нг}$ облаков среднего яруса можно судить по табл. 3 (5.2.2), составленной по дневным наблюдениям в Москве.

Как и $T_{нг}$ облаков нижнего яруса, температура на нижней границе облаков среднего яруса в среднем на 2—3 °С выше в передней части циклонов и в тыловой части антициклонов по сравнению с тыловой частью циклонов и передней частью антициклонов.

Таблица 2 (5.2.2)

Сезонные квантили (10, 50 и 90 %) распределения температуры на нижней границе Ac, As для разных регионов СССР

Регион	T_{10} °С З	В	Л	О	T_{50} °С З	В	Л	О	T_{90} °С З	В	Л	О	N З	В	Л	О
1-й слой																
I	—28	—23,5	—11	—19	—19	—10,5	—2,5	—7	—11	—1,5	3	—1	176	248	194	192
II	—28,5	—22	—19	—20	—17,5	—11	—2	—9,5	—8,5	—2	4	—1,5	225	285	205	234
III	—24,5	—16,5	—10	—19,5	—13	—6,5	—0,5	—8	—4,5	—0,5	4,5	—1	413	299	202	402
IV	—24	—15	—9,5	—16	—12,5	—4,5	0	—5,5	—6	—4,5	7	3,5	173	187	95	135
V	—27,0	—23,0	—12,0	—24,0	—18,0	—11,0	—3,0	—11,5	—10,5	—2,0	2,5	—2,5	290	221	338	261
VI	—35,0	—26,5	—14,0	—26,0	—25,0	—17,0	—4,5	—15,0	—16,5	—8,0	2,0	—3,0	197	151	141	161
VII	—36*	—30	—14	—22	—24,5	—16	—2	—12	—19*	—5	5	—0,5	29*	35	46	34
VIII	—26,5	—24	—12,5	—24	—12,5	—11,5	—5	—12,5	—9	—2	1,5	—3,5	283	203	30	216
2-й слой																
I	—27	—22,5	—13	—21	—16,5	—11	—3,5	—9,5	—8	—4	2	—1,5	417	321	431	474
II	—28	—23	—12	—22	—17,5	—12	—4,5	—10,5	—7	—4	1	—3	486	352	297	402
III	—26	—20,5	—11,5	—19	—15	—10	—4	—7,5	—5,5	—2	3,5	—1	802	611	429	621
IV	—25,5	—19	—11,5	—18	—13	—9	—2	—6,5	—5,5	—1	5	2	206	205	85	182
V	—28,5	—29	—13	—24,0	—18,5	—14	—3,5	—12,0	—9,5	—4,5	2	—3,0	327	254	353	383
		—25				—16,5				—11,5						
VI	—36,0	—26	—13,0	—27,5	—24,5	—13,5	—4	—15,5	—16,0	—6,5	2,5	—5,0	161	212	268	277
VII		—29,5*	—12	—21	—	—15,5*	—0,5	—4,5	—	—4*	5,5	5	—	21*	49	21
VIII	—27	—23	—15	—24	—17,5	—12,5	—8,5	—14,5	—8,5	—3	—1	—5	193	186	39	107

Примечание. Звездочкой обозначены результаты измерений в утренние сроки.

Таблица 3 (5.2.2)

Средние за дневной срок значения температуры (°С) на нижней и верхней границах облаков среднего яруса в различных барических образованиях (Москва)

Сезон	Граница	Тыл циклона, передняя часть антициклона		Передняя часть циклона, тыл антициклона		$T_2 - T_1$ °С
		T_1 °С	Число случаев	T_2 °С	Число случаев	
Зима	НГ	—21	33	—19	83	2
	ВГ	—23	28	—22	69	1
Весна	НГ	—16	25	—14	60	2
	ВГ	—18	27	—15	45	3
Лето	НГ	—8	39	—4	45	4
	ВГ	—9	35	—7	36	2
Осень	НГ	—12	45	—13	71	—1
	ВГ	—16	44	—14	63	2

5.2.3. Облака верхнего яруса

Статистика результатов измерений температуры облаков верхнего яруса сравнительно мала. Тем не менее сотни измерений [9, 16, 30, 35] свидетельствуют о том, что разброс $T_{нг}$ не столь уж велик (рис. 1 (5.2.3)). Температура на нижней границе облаков в умеренных широтах Европейской территории СССР в основном (80 % случаев) заключена в пределах —25... —55 °С, причем на интервал —30... —50 °С приходится 60 % всех случаев (рис. 2 (5.2.3)). Распределение $T_{нг}$ над Англией [33] в целом хорошо согласуется с результатами измерений над ЕТС. В более южных широтах (Индия) [30] максимальная повторяемость $T_{нг}$

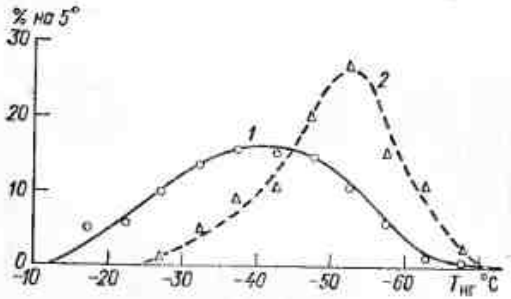


Рис. 1 (5.2.3). Плотность повторяемости значений температуры на нижней границе облаков верхнего яруса ($T_{нг}$) в разных географических районах.

1 — ЕТС (322 измерения) [9], *2* — Индия (252 измерения) [30].

приходится на интервал —45... —55 °С (47 %). Понижение $T_{нг}$ по направлению к экватору связано с известным увеличением средней высоты облаков (см. главу 4). Вероятно, существенно и то, что в низких широтах облака верхнего яруса образуются чаще всего при развитии мощных Cb, а не в результате циклонической деятельности, как в средних и высоких широтах.

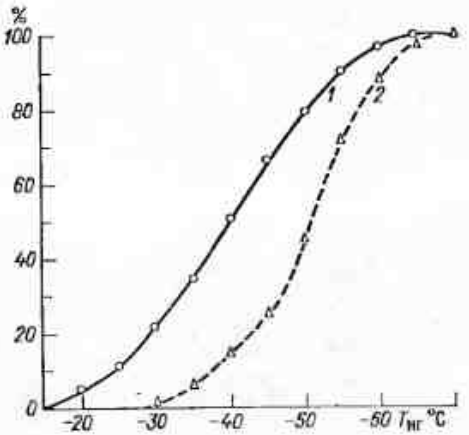


Рис. 2 (5.2.3). Накопленная повторяемость (%) значений температуры на нижней границе облаков верхнего яруса ($T_{нг}$) в разных географических районах.

Усл. обозначения см. рис. 1 (5.3.3).

5.3. Температура на верхней границе облаков

5.3.1. Облака нижнего яруса

Температура на верхней границе облаков $T_{вг}$ нижнего яруса в среднем сравнительно мало (на 1—4 °С) отличается от $T_{нг}$ для облаков типа St, Sc и на 5—10 °С для Ns. Разница температур ($\Delta\overline{T} = \overline{T}_{нг} - \overline{T}_{вг}$) определяется почти полностью толщиной облаков, ибо в среднем градиент температуры в облаке колеблется в сравнительно небольших пределах (см. п. 5.5).

Пример годового хода $\overline{T}_{вг}$ для облаков над территорией Украины приведен на рис. 1 (5.3.1). Здесь же (в подписи в скобках) указаны и средние значения стандартных отклонений температуры σ от среднемесячных многолетних значений $\overline{T}_{вг}$.

В табл. 1 (5.3.1) приведены сезонные медианные значения температуры T_{50} на верхней границе первого от Земли слоя облаков St, Sc по восьми выделенным регионам СССР. Как видно, сезонный ход T_{50} довольно значителен и составляет для разных районов 10—15 °С. Географические же различия для территории СССР особенно заметны зимой и осенью, когда они доходят до

10 °С, и сравнительно невелики летом, когда они не превосходят 5 °С.

При определении T_{50} наблюдения в утренние и послеполуденные сроки включались в общую статистику. Учет только утренних

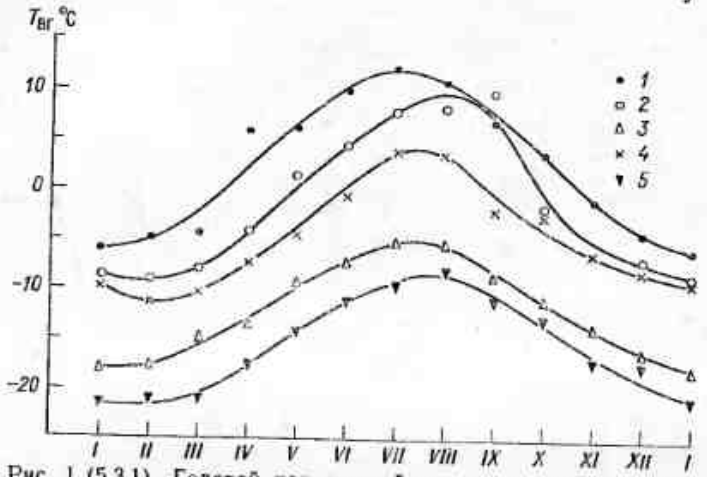


Рис. 1 (5.3.1). Годовой ход средней температуры на верхней границе облаков ($T_{вг}$) над территорией Украины.

1 — St (3,5 °С), *2* — Sc (4,5 °С), *3* — Ac (6,5 °С), *4* — Ns (5,5 °С), *5* — As (6,0 °С).

или только вечерних сроков сдвигал T_{50} по сравнению с приведенными в табл. 1 (5.3.1) обычно не более чем на 1 °С. Соответствующие средние значения $\overline{T}_{вг}$ отличаются от приведенных значений

Таблица 1 (5.3.1)

Сезонные медианные значения температуры T_{50} (°С) на верхней границе первого от земли слоя облаков St, Sc для восьми регионов СССР (в скобках указано число измерений)

Регион	Лето	Осень	Зима	Весна
I	5 (342)	—2 (1023)	—8 (1113)	—6 (512)
II	4,5 (185)	—4 (811)	—9 (1248)	—6 (476)
III	7 (187)	—0,5 (1168)	—5,5 (1682)	—4 (865)
IV	5 (66)	1,5 (203)	—3 (430)	—2,5 (188)
V	6,5/3,5 (259)	—7,0 (663)	—6,5 (532)	—6,5 (304)
VI	5,0 (161)	—7,0 (265)	17,0 (90)	—8,5 (149)
VII	11,5* (82*)	2 (32)	—14* (16*)	—4 (32)
VIII	5,5 (55)	—7,5 (248)	—9 (329)	—4,5 (192)

Примечание. Звездочкой отмечены результаты наблюдений только в утренние сроки.

T_{50} также обычно не более чем на 1 °С (сравните табл. 1 и 2 (5.3.1)). Значения $\overline{T}_{вг}$, рассчитанные по данным наблюдений в утренние и вечерние сроки, и соответствующие стандартные отклонения приведены в табл. 2 (5.3.1). Отклонения различных квантилей повторяемости температуры T_n, (в n (%) случаев $T < T_n$) от медианного значения T_{50} практически пропорциональны стандартному отклонению σ.

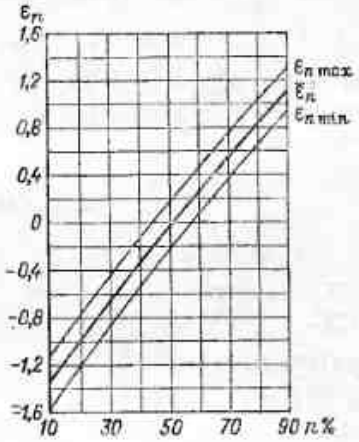


Рис. 2 (5.3.1). Средние относительные (в долях σ) отклонения n %-ной квантили температуры у верхней границы облаков нижнего яруса ($\bar{\varepsilon}_n$) от медианного значения T_{50}.

Тонкие кривые ограничивают возможный разброс ε_n для разных регионов СССР вокруг $\bar{\varepsilon}_n$.

Среднее значение отношения $\bar{\varepsilon}_n = (\overline{T}_n - T_{50})/\sigma$ приведено на рис. 2 (5.3.1). На крыльях распределения ($n < 10$ % и $n > 90$ %) разброс значений $T_{вг}$ становится значительным и вместе с тем вероятность ошибочных измерений (за счет неправильного опре-

Таблица 2 (5.3.1)

Средние сезонные значения температуры $\overline{T}_{вг}$ (°С) на верхней границе первого от Земли слоя облаков St, Sc (числитель) и соответствующие стандартные отклонения σ_T (°С) (знаменатель) для утренних и вечерних сроков наблюдений

Регион	Утренний срок				Вечерний срок			
	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна
I	6/6	1/6	—8/5	—5/6	3/5	—3/6	—8/5	—6/6
II	6/5	—4/7	—10/5	—6/6	4/5	—1/6	—5/5	—6/6
III	9/5	0/6	—6/5	—3/7	5/6	—1/5	—5/5	—4/6
IV	5/3	1/5	—4/5	—3/6	8/3	1/5	—3/5	—2/5
V	8/5	—6/7	—11/5	—5/6	5/5	—5/6	—10/5	—6/6
VI	7/5	—5/7	—16/6	—6/7	7/5	—7/7	—15/6	—6/6
VII	12/4	2/6	—14/6	—6/8	9/5	—2/5	—	—5/4
VIII	6/6	—8/7	—10/6	—5/6	4/5	—7/6	—9/5	—6/7

деления формы облаков и по другим причинам) резко возрастает. Поэтому значения $\bar{\varepsilon}_n$ указаны только в диапазоне n от 10 до 90 %. Значения $\bar{\varepsilon}_n$ в разных регионах несколько колеблются около приведенной кривой $\bar{\varepsilon}_n(n)$, но не выходят за пределы ограничивающих сверху и снизу линий. Учитывая, что σ составляет обычно 5—7 °С, значения $T_n = T_{50} + \bar{\varepsilon}_n \sigma$, где T_{50} найдены по табл. 1 (5.3.1), σ — по табл. 2 (5.3.1), а $\bar{\varepsilon}_n$ — по рис. 2 (5.3.1), отличаются от непосредственно определенных T_n для каждого из регионов не более чем на 1—2 °С.

5.3.2. Облака среднего яруса

О годовом ходе $T_{вг}$ облаков среднего яруса можно судить по данным для ряда районов Украины (табл. 1 (5.3.2), рис. 1 (5.3.1)). Число измерений в облаках Ac и As, по которым рассчитывались $\bar{T}_{вг}$ и σ, сравнительно велико, и приведенные в табл. 1 (5.3.2) и на рис. 1 (5.3.1) данные достаточно надежны. Выделенные особо данные для фронтальных облачных систем Ns—As не столь многочисленны и относящиеся к ним значения нельзя считать статистически достаточно обеспеченными. Тем не менее они свидетельствуют о том, что в среднем фронтальные системы Ns—As распространяются до бо́льших высот, чем обычные облака среднего яруса Ac и As, и в силу этого температура на их верхней границе более низкая.

Для различных регионов СССР повторяемость значений температуры на верхней границе облаков среднего яруса можно достаточно полно охарактеризовать квантилями соответствующих распределений. В табл. 2 (5.3.2) приведены значения 10, 50 и 90 %-ных квантилей, а также число измерений, по которым построены распределения $T_{вг}$ того или иного региона в том или ином сезоне. Как видно из таблицы, облака Ac, As примерно с одинаковой частотой образуют 1-й, 2-й и даже 3-й от Земли облачные слои. При этом характер распределения $T_{вг}$ меняется не очень сильно.

Среднемесячные значения отличаются от среднесезонных не более чем на 2—3 °С.

5.3.3. Облака верхнего яруса

Максимальная повторяемость (около 40 %) приходится на значения температуры на верхней границе облаков в средних широтах (Европейская территория СССР) —45... —55 °С, в Индии

Таблица 1 (5.3.2)

Средняя для территории Украины температура на верхней границе облаков среднего яруса $\bar{T}_{вг}$ (°С), стандартное отклонение единичного измерения σ (°С) и общее число измерений N (по Т. Н. Заболоцкой)

Форма облаков	Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Зима	Весна	Лето	Осень
Ac	$\bar{T}_{вг}$	—18	—18	—15	—14	—10	—8	—6	—6	—9	—11	—14	—17	—18	—12	—6	—11
	σ	7,3	7,0	5,9	6,6	5,0	5,5	4,7	4,6	5,7	6,9	8,5	7,8	7,4	6,3	5,1	7,2
	N	105	89	97	139	177	153	112	147	144	137	93	100	295	413	412	374
As	$\bar{T}_{вг}$	—22	—21	—21	—18	—14	—11	—10	—8	—12	—14	—18	—18	—20	—18	—10	—15
	σ	9,5	8,3	9,4	8,2	10,1	6,9	6,5	6,9	7,5	8,3	9,1	8,7	9,0	9,6	6,9	8,8
	N	209	187	201	195	127	122	111	103	182	153	233	253	649	523	336	568
Ns—As	$\bar{T}_{вг}$	—30	—27	—23	—27	—24	—12	—13	—7	—17	—15	—22	—24	—26	—25	—11	—18
	σ	8,3	5,4	6,3	5,5	7,0	3,3	4,8	0,5	4,1	6,6	5,6	6,7	7,3	6,4	4,5	6,5
	N	19	25	18	19	14	5	7	4	7	21	15	22	66	51	16	43

Примечание. Значения $\bar{T}_{вг}$ округлены до 1 °С, значения σ — до 0,1 °С.

Таблица 2 (5.3.2)

Сезонные квантили (10, 50, 90 %) распределений температуры на верхней границе облаков среднего яруса для разных регионов СССР

Регион	T_{10} °С				T_{50} °С				T_{90} °С				Число измерений N			
	З	В	Л	О	З	В	Л	О	З	В	Л	О	З	В	Л	О
1-й слой																
I	—39	—31	—19	—29	—27	—14	—6,5	—10,5	—15	—5,5	0	—2	163	228	238	171
II	—35	—29	—12	—26	—22,5	—14	—5,0	—11,5	—10,5	—4	1	—4	208	267	176	195
III	—30,5	—25	—13	—21,5	—16,5	—11	—3,5	—8	—5,5	—3	3	—0,5	334	157	236	338
IV	—31	—25	—11	—18	—17,5	—13	—3,5	—9	—8,5	—4	4,5	1,5	142	145	62	100
V	—35	—31	—14,5	—29,0	—23	—16,0	—5,0	—15,5	—14,5	—5,0	1,5	—4,5	265	192	267	233
VI	—43	—36,0	—17,5	—32,0	—29	—23,0	—8,0	—19,0	—18,0	—11,0	—1,0	—6,5	180	161	119	146
VII	—41*	—37	—16*	—27	—31,5*	—22	—5*	—14	—22*	—4	0*	—1	23*	33	32*	25
VIII	—35	—32	—15	—30,5	—24	—18,5	—3,5	—17	—14	—6	0,5	—7	244	166	109	183
2-й слой																
I	—36	—30,5	—18,5	—28	—22	—15	—6,5	—13	—11,5	—6	—0,5	—4	387	298	352	415
II	—32	—29	—15	—26	—21	—15,5	—6,5	—13	—10	—6,5	—0,5	—5	434	296	245	340
III	—31,5	—26	—14	—24	—18	—12,5	—6	—10	—7,5	—4	0,5	—3	640	518	340	514
IV	—28	—25	—17	—21,5	—16	—13	—5	—9,5	—8	—4	5	0,5	148	298	36*	140
V	—32,5	—28,0	—15	—27,5	—22	—13 —16,5	—5,5	—16	—11,5	—7,3 —5,0	0	—6,0	297	214	278	338
VI	—35,0	—31,0	—17	—32,0	—24,5	—19,0	—6,5	—19	—16,0	—8	—0,5	—8,0	161	209	253	278
VII	—	—40	—14	—25	—	—22,5	—4,5	—9	—	—8	3	0,5	—	19	46*	17
VIII	—32,5	—28	—17	—27,5	—21,5	—16,5	—10,5	—18	—11	—6	—3	—6,5	165	147	25	83
3-й слой																
I	—37,5	—32,0	—19,5	—24,0	—22,0	—16,5	—9,0	—12,0	—11,0	—8,0	—1,5	—3,5	173	127	198	231
II	—31,5	—29,0	—17,5	—21,0	—21,5	—16,0	—7,5	—10,0	—11,0	—6,5	—1,5	—2,0	259	159	151	238
III	—29,0	—26,0	—18,0	—25,0	—19,0	—13,5	—8,5	—11,5	—9,5	—5,0	0,0	—4,0	404	319	208	316
IV	—26,0	—23,5	—	—24,0	—14,5	—16,5	—	—11,5	—6,5	—7,5	—	—0,5	55	47	10	69

Регион	T_{10} °С				T_{50} °С				T_{90} °С				Число измерений N			
	З	В	Л	О	З	В	Л	О	З	В	Л	О	З	В	Л	О
V	—34,5	—28,0	—16,0	—27,5	—24,0	—14,5	—7,0	—17,0	—12,0	—6,0	—0,5	—7,5	155	76	153	223
VI	—43,0	—34,5	—18,0	—31,0	—30,0	—20,0	—7,5	—19,0	—19,0	—10,0	—0,5	—6,5	74	117	180	177
VII	—42,0	—	—11,5	—29,0 —27,0	—27,5 —32,0	—	—2 —	—19 —16	—18 —23	—	5,6	—6 —2,5	90	9	30	67
VIII	—34,0	—27,0	—	—29,0	—23,0	—16,0	—	—18,0	—11,0	—6,0	—	—6,0	72	74	6	38
4-й слой																
I	—35,0	—30 —	—18,0	—25,0	—24,0	—25,5 —	—8,5	—17,0	—11,0	—10 —	0	—6,5	49	32	86	77
II	—35,0	—27,5 —34	—14,5 —20	—22,0	—18,5	—15 —21,5	—8,5 —10	—13,5	—9,5	—6 —9,5	—2,5 —5	—6,0	73	33 21	31 32	116
III	—30,0	—27,5	—19,5	—24,0	—19,5	—15,5	—9,5	—14,5	—10,5	—7,5	—2,5	—7,0	120	116	80	111
IV	—	—	—19,5	—	—	—	—9,5	—	—	—	—2,5	—	6/3	7/3	80	5/7
V	—32 —29	—29,0	—18 —12	—30,0	—22,0	—17,0	—8,5 —5	—18,5	—12,5	—13,0	—1 1	—7,5	30 21	29	63 21	96
VI	—43,0	—32,5 —	—20,0	—32,0	—30,0	—19 —	—9,0	—17,5	—20,0	—7,5 —	—2,0	—8,0	13 1	35 8	47 16	62
VII	—42 —	—	—12 —22,5	—34,0	—28 —	—	—5,5 —10	—18,0	—17 —	—	5 —3	—8,0	15 3	2 9	10 16	23
VIII	—28,0	—25,0	—10 —22	—	—18,0	—17,5	—5 —10	—	—13,0	—1,0	6 —3	—	25	20	10 16	7 5

Примечание. В числителе указаны значения, полученные по данным за утренние сроки, а в знаменателе — за вечерние сроки, когда они существенно различались.

—60... —65 °С (рис. 1 (5.3.3)). Заметное понижение $\overline{T}_{вг}$ по направлению к низким широтам (рис. 2 (5.3.3)) связано с тем, что

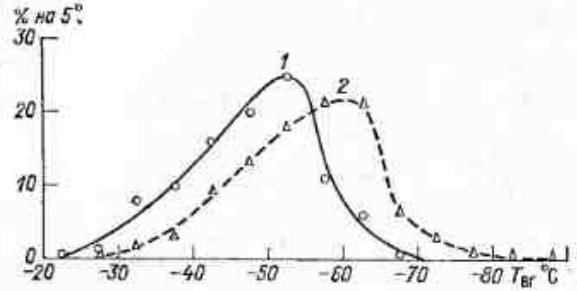


Рис. 1 (5.3.3). Плотности повторяемости значений температуры на верхней границе облаков верхнего яруса ($\overline{T}_{вг}$) в разных географических районах.
1 — ЕТС (287 измерений) [9], *2* — Индия (336 измерений) [30].

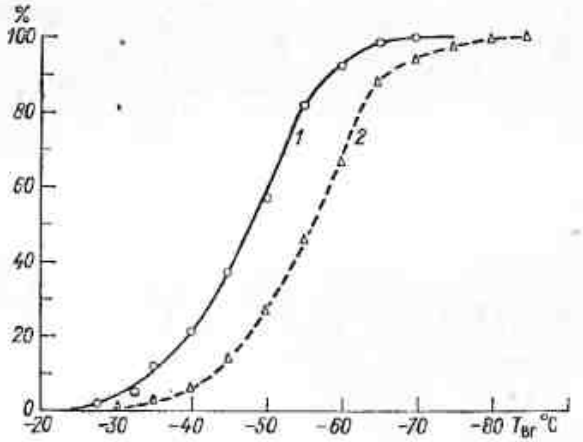


Рис. 2 (5.3.3). Накопленные повторяемости значений температуры на верхней границе облаков верхнего яруса ($\overline{T}_{вг}$).

Усл. обозначения см. рис. 1 (5.3.3).

в среднем высота границ облаков возрастает по направлению экватора. Как отмечалось в п. 4.4.3.3, в 10—15 % случаев верхняя граница облаков верхнего яруса расположена выше тропопаузы. Данные измерений, выполненных в Англии [35], близки к результатам, полученным над ЕТС.

5.3.4. Облака вертикального развития

Сведения о температурах на нижней и верхней границах Cu и Cb см. в п. 5.5.3.2.

5.4. Различия между температурой на границах облаков, в атмосфере на тех же высотах и у подстилающей поверхности

5.4.1. Различия между значениями температуры на нижней и верхней границах облаков

Разность температур на нижней и верхней границах облаков $\Delta\overline{T} = \overline{T}_{нг} - \overline{T}_{вг}$ определяется прежде всего их толщиной и от месяца к месяцу изменяется в среднем на 1—3 °С. Таблица 1 (5.4.1) на примере территории Украины иллюстрирует годовой ход $\Delta\overline{T}$. В ней также указано число наблюдений, характеризующее степень статистической обеспеченности данных.

На Украине в сравнительно тонких слоистых облаках типа St среднемесячные значения $\Delta\overline{T}$ составляют 1,5—3,0 °С, в слоисто-кучевых 2—3 °С, в высоко-кучевых 2,5—3,5 °С. В более мощных облаках типа Ns, Ns—As, As значения $\Delta\overline{T}$ заключены в пределах 4,0—7,0 °С. Годовой ход $\Delta\overline{T}$ аналогичен годовому изменению средней толщины облаков $\overline{H}$. Такая же аналогия проявляется и в зависимости $\Delta\overline{T}$ от географических условий.

5.4.2. Различия между температурой на границах облаков и у подстилающей поверхности

При наличии облаков температура у поверхности Земли зимой в среднем примерно на 2—4 °С выше средней для этого периода температуры поверхности, а летом ниже. Для примера в табл. 1 (5.4.2) приведены для ряда пунктов средние значения температуры у поверхности Земли в дни с облачностью $\overline{T}_з$ и во все дни вне зависимости от наличия облаков $\overline{T}_0$ и указана их разность $\overline{T}_0 - \overline{T}_з$. Заметим, что разность между средней температурой у поверхности Земли, вычисленная только за ясные дни ($\overline{T}_я$), и $\overline{T}_з$ была бы больше на 1—2 °С.

В таблице приведены также среднемесячные значения температуры у нижней границы облаков $\overline{T}_{нг}$ и разность $\overline{T}_{нг} - \overline{T}_з$, ко-

Таблица 1 (5.4.1)

Годовой ход $\Delta\overline{T} = \overline{T}_{НГ} - \overline{T}_{ВГ}$ над районами Украины

Форма облаков	Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Диапазон
St	$\Delta\overline{T}$	1,5	1,6	2,0	2,1	2,4	2,0	1,6	1,8	2,7	2,1	8,0	1,7	1,5—3,0
	N	249	118	116	44	32	15	26	22	32	94	252	303	
Sc	$\Delta\overline{T}$	2,1	2,0	2,2	2,4	2,6	2,6	2,8	1,9	2,8	2,3	2,0	2,0	2,0—3,0
	N	282	297	381	208	100	62	71	87	161	376	445	337	
Ac	$\Delta\overline{T}$	2,8	2,5	3,0	3,6	2,9	3,3	2,7	3,2	2,9	2,7	2,8	2,8	2,5—3,5
	N	106	89	97	139	177	153	112	147	144	137	93	100	
Ns	$\Delta\overline{T}$	4,8	6,1	5,1	6,4	6,7	5,8	6,1	3,8	7,0	5,2	4,9	4,5	4,0—7,0
	N	94	105	92	87	45	26	20	13	35	70	91	131	
As	$\Delta\overline{T}$	5,6	5,1	5,8	6,8	5,7	5,5	5,0	4,7	4,6	4,8	5,1	5,0	4,5—7,0
	N	209	187	201	195	127	122	111	103	182	153	233	253	

Таблица 1 (5.4.2)

Годовой ход температуры у поверхности Земли в дни с облачностью ($\overline{T}_з$) и вне зависимости от облачности ($\overline{T}_0$), а также температура у нижней границы слоистых и слоисто-кучевых облаков ($\overline{T}_{НГ}$ °С)

	Я	Ф	М	А	М	И	И	А	С	О	Н	Д	Год
Рига													
$\overline{T}_з$	—2,4	—4,0	—1,5	5,3	8,5	13,0	15,2	14,4	10,7	7,6	1,8	0,0	5,7
$\overline{T}_0$	—4,3	—4,1	—1,3	4,9	11,4	15,5	17,5	16,0	11,8	6,7	1,3	—2,9	6,0
$\overline{T}_0 - \overline{T}_з$	—1,9	—0,1	0,2	—0,4	2,9	2,5	2,3	1,6	1,1	—0,9	—0,5	—2,9	0,3
$\overline{T}_{НГ}$	—6	—8	—6	—4	2	6	11	12	5	2	—2	—4	0
$\overline{T}_з - \overline{T}_{НГ}$	4	4	5	9	7	7	4	3	6	5	4	4	5
Свердловск													
$\overline{T}_з$	—11,4	—11,4	—4,5	0,6	5,9		13,4	11,4	7,0	3,0	—5,1	—7,7	—4,6
$\overline{T}_0$	—16,2	—13,1	—7,6	1,6	9,9		17,2	14,6	8,8	0,4	—7,8	—13,5	0,8
$\overline{T}_0 - \overline{T}_з$	—4,8	—1,7	—3,1	1,0	4,0		3,8	3,2	1,8	—2,6	—2,7	—5,8	—0,5
$\overline{T}_{НГ}$	—13	—14	—12	—8	—1		7	5	—3	—4	—10	—11	—5
$\overline{T}_з - \overline{T}_{НГ}$	2	3	7	9	7		7	6	10	7	5	3	6
Актюбинск													
$\overline{T}_з$	—8,9	—7,2	—8,4	0,8	11,8	8,1	13,1	10,9	7,7	2,0	—4,4	—7,5	1,5
$\overline{T}_0$	—15,6	—14,3	—7,8	4,0	14,7	19,7	22,5	20,1	13,1	3,9	5,1	—11,6	3,6
$\overline{T}_0 - \overline{T}_з$	—6,7	—7,1	0,6	3,2	2,9	11,6	9,4	9,2	5,4	1,9	—0,7	—4,1	2,1
$\overline{T}_{НГ}$	—10	—9	—8	—2	4	2	3	*	—5	—5	—7	—10	—3
$\overline{T}_з - \overline{T}_{НГ}$	1	2	0	3	8	6	10		13	7	3	2	4

* В августе было всего лишь одно измерение (один подъем).

торая в среднем сравнительно невелика зимой (2—4 °С) (что, видимо, связано с меньшей высотой облаков и большей вероятностью наличия инверсионных слоев вблизи земной поверхности) и может достигать 10 °С и даже более в другие сезоны.

Средняя температура у верхней границы облаков той или иной формы ($\overline{T}_{вг}$) также имеет отчетливый годовой ход, однако амплитуда ее для облаков типа St, Sc, Ac, As обычно меньше амплитуды температуры подстилающей поверхности. На рис. 1 (5.4.2) приведены для примера кривые $\overline{T}_{вг}$ для облаков нижнего и среднего ярусов над Москвой. Видно, что амплитуда колебаний $\overline{T}_{вг}$ заметно меньше, чем $\overline{T}_{а}$, особенно для дневного времени.

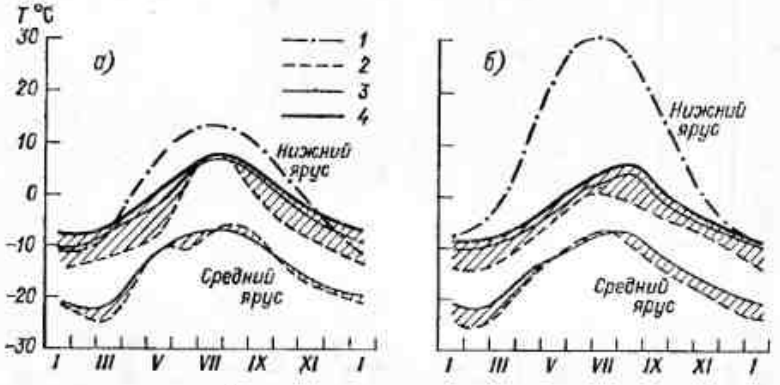


Рис. 1 (5.4.2). Годовой ход температуры в районе Москвы ночью (*а*) и днем (*б*).

1 — у поверхности Земли $T_з$; *2* — на верхней границе облаков, открытых сверху; *3* — на верхней границе облаков, закрытых вышележащей облачностью; *4* — на верхней границе облаков без учета состояния неба сверху [7].

В случаях облаков, открытых сверху (когда выше рассматриваемого слоя количество облаков не превосходит 3 баллов), $\overline{T}_{вг}$, как видно из рисунка, в среднем на несколько градусов ниже, чем в случаях, когда выше имеются облака.

5.4.3. Различия средних значений температуры на границах облаков и температуры в атмосфере на тех же высотах

Средняя температура на границах облаков в общем несколько отличается от средней температуры воздуха на той же высоте. Из рис. 1 (5.4.3) видно, что летом над Москвой температура на обеих облачных границах в среднем на 2—4 °С ниже средней температуры вне облака на той же высоте, а зимой — близка к ней или ниже ее на 1—2 °С.

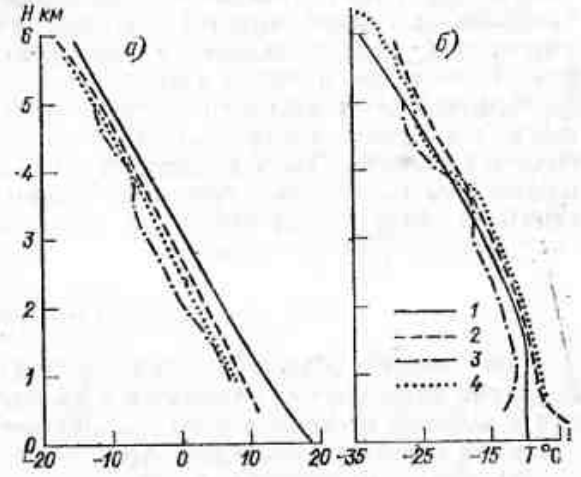


Рис. 1 (5.4.3). Вертикальное распределение средней температуры в районе Москвы летом (*а*) и зимой (*б*).

1 — в атмосфере; *2* — $\overline{T}_{нг}$; *3* — $\overline{T}_{вг}$ облаков, открытых сверху; *4* — $\overline{T}_{вг}$ без учета состояния неба сверху [7].

5.5. Пространственная изменчивость температуры в облаках

5.5.1. Вертикальное распределение и вертикальный градиент температуры в облаках слоистых форм и в их окрестности

5.5.1.1. Методические замечания

Измерение температуры в облаках представляет собой непростую задачу. Это связано с тем, что при полете в облаках температура самолетного термометра (точнее самого термометрического тела) отличается от температуры наружного воздуха. И если учет аэродинамического нагрева при скоростях полета, много меньших скорости звука, сравнительно прост (перегрев (°С) примерно равен $\Delta T = ru^2/2000$, где u — скорость полета самолета (м/с), $r \approx 0{,}7 \ldots 0{,}9$ — коэффициент восстановления), то учет испарения со смачиваемой поверхности термометрического тела требует знания коэффициента смачиваемости [11], который, как правило, неизвестен.

На сети самолетного зондирования, материалы которого используются в данной главе, полеты проводились на самолете Ли-2, скорость которого $u \approx 55$ м/с. Аэродинамический нагрев термометрического тела при полете в ясном небе составляет при этом около 1,5 К. При полете в капельном облаке перегрев за счет испарения [11] уменьшается примерно вдвое. Если облако переохлажденное, то термометрическое тело покрывается льдом, что

также вносит неопределенность в измерения температуры наружного воздуха. Возникающая при этом ошибка имеет другой знак. Поскольку в существовавшей методике обработки данных [17] ни смачивание, ни обледенение не учитывались, ошибки при измерении температуры в облаках могли доходить до 0,5—0,7 К.

Эффекты смачиваемости и обледенения не остаются постоянными во время полета и зависят как от температуры, так и от водности облака. Следует ожидать, что особенно сильно они меняются при пересечении облачных границ и вблизи нулевой изотермы. В связи с этим именно здесь точность определения градиента температуры понижается.

5.5.1.2. Стратификация температуры *

При наличии облачных слоев температура атмосферы далеко не всегда равномерно понижается с высотой. Характер ее изменения с высотой может быть весьма различен, а повторяемость тех или иных типов стратификации (распределения температуры с высотой) зависит от формы облаков.

Из большого многообразия стратификаций температуры в облаках и вблизи них выделим три типа.**

1. Начиная с некоторого уровня под облачным слоем и вплоть до некоторой высоты над ним температура непрерывно понижается.

2. Над облаком расположен слой с инверсией температуры. Иногда облако частично проникает в слой инверсии или немного не достигает его.

Высота изотермических поверхностей, как и высота верхней границы облаков, обычно несколько колеблется — они не являются ровными горизонтальными поверхностями. Это приводит к тому, что самолетные измерения вертикального распределения температуры не всегда могут быть точно сопоставлены с оценками уровня расположения верхней границы, поэтому по данным самолетного зондирования не всегда можно с уверенностью судить о деталях относительного расположения инверсии и верхней границы облаков. Сказанное оправдывает отнесение к одному типу случаев, когда по данным самолетного зондирования нижняя граница инверсии совпадает с верхней границей облаков или несколько отклоняется от нее в ту или иную сторону.

3. Слой температурной инверсии охватывает весь облачный слой, или, по крайней мере, его существенную часть.

---

* Раздел подготовлен в соавторстве с Т. Н. Заболоцкой.

** Учитывая методические замечания, изложенные в п. 5.5.1.1, к приводимым ниже данным следует относиться как к ориентировочным, ибо ошибки с определением градиентов температуры при пересечении облачных границ могут быть значительными.

4. К отдельному типу отнесем случаи, когда один слой инверсии находится непосредственно над облаком, а другой — внутри облака.

Таблица 1 (5.5.1.2) свидетельствует о том, что только в сравнительно мощных слоях Ns и As встречаются более сложные типы вертикального распределения температуры, не входящие в четыре выделенные группы.

В табл. 1 (5.5.1.2) приведена повторяемость перечисленных типов стратификации, вычисленная на основе анализа результатов около 10 тысяч самолетных зондирований облачных слоев, выполненных над территорией Украины в период 1950—1964 гг.

Таблица 1 (5.5.1.2)

Повторяемость (%) основных типов стратификации температуры в облаках различных форм над территорией Украины

Форма облаков	Общее число наблюдений	Тип стратификации				
		1	2	3	4	Сумма
St	1262	12	64	14	10	100
Sc	2803	21	67	8	4	100
Ac	1455	43	46	9	2	100
Ns	809	44	24	22	6	96
Ns—As	176	49	3	37	3	92
As	2040	64	23	11	1	99

Таким образом, облака нижнего яруса St и Sc — преимущественно подынверсионные (>60 % всех случаев). В облаках Ac такая стратификация встречается примерно в половине случаев, а в Ns и As — примерно в четверти случаев. В Ns и As примерно в половине случаев (40—60 %) температура непрерывно понижается с высотой, в том числе и над облаками.

Над Москвой однослойные St и Sc примерно в 90 % случаев являются подынверсионными [4, 5], причем почти в 80 % случаев нижняя граница слоя инверсии температуры практически совпадает с верхней границей облаков.

Мощность (толщина) слоя инверсии вблизи верхней границы и над ней может достигать 600 м и более, но в подавляющем большинстве случаев она составляет 100—400 м. Для упоминавшегося выше района Украины медианы распределения толщины инверсионного слоя (h_{50}) и 90 %-ные квантили (h_{90}) для облаков различных форм представлены в табл. 2 (5.5.1.2).

Более глубокие инверсии (бóльшие значения $|\gamma| = \text{grad}\, T$) присущи задерживающим слоям над облаками St, а затем (в порядке убывания $|\overline{\gamma}|$) Sc, Ac, As, Ns. Чем тоньше слой инверсии, тем более глубокой она может быть. Средний градиент темпера-

Таблица 2 (5.5.1.2)

50 и 90 %-ные квантили h_n (м) распределения толщины слоя инверсии над облаками разных форм

n %	St	Sc	Ac	As	Ns	Ns—As
50	230	180	110	130	180	220
90	550	460	280	270	470	650

туры имеет в районе Украины следующие значения: для St и Sc $\bar{\gamma}=-1{,}4\ldots -1{,}6$ °C/100 м; для Ac, As $\bar{\gamma}\approx -0{,}9$ °C/100 м; для Ns $\bar{\gamma}\approx -0{,}5$ °C/100 м. Интенсивность же задерживающих слоев $\Delta T=\gamma h$ в среднем равна около —5 °C для St, —4 °C для Sc, —2 °C для Ac, —1,5 °C для As и —1.3 °C для Ns. В других регионах значения $\bar{h}$, $\bar{\gamma}$ и ΔT могут несколько отличаться от приведенных. Может также несколько отличаться от значений, приведенных в табл. 1 (5.5.1.2), и повторяемость различных типов стратификации температуры в облаках слоистых форм в других областях СССР.

5.5.1.3. Вертикальный градиент температуры. Степень устойчивости температурной стратификации в облаках различных форм *

Самолетные измерения градиента температуры в облаках представляют собой непростую задачу. Кроме причин, указанных в п. 5.5.1.1, следует отметить также, что облака обычно неоднородны, а горизонтальная скорость самолета составляет около 100 м/с, в то время как вертикальная его скорость не превосходит нескольких м/с. Следовательно, если зондирование проводится на прямолинейном участке полета, то на измеряемый градиент температуры может влиять ее горизонтальная изменчивость. Таким образом, точность определения вертикальных градиентов температуры в облаках при самолетном зондировании не могла быть высокой.

Можно ожидать, что в среднем градиент ** $\gamma=-dT/dz$ в капельных облаках должен быть близок к влажноадиабатическому $\gamma_{ва}$ (см. п. 2.1.2). Однако наличие восходящих и нисходящих упорядоченных и турбулентных потоков и вовлечение в облака более

* Подготовлен в соавторстве с Т. Н. Заболоцкой.

** Напомним, что γ — градиент температуры в метеорологическом смысле, т. е. $\gamma=-\mathrm{grad}\,T$.

сухого воздуха (см. п. 6.3) должны приводить к отклонению от $\gamma_{ва}$.

Трудности измерения градиента температуры в облаках обусловили очень малое количество опубликованных в литературе данных о нем. Сравнительно большой объем материалов, накопленных в УкрНИГМИ, включающий результаты около 10 тысяч самолетных подъемов в облаках над районами Украины, проанализирован в [8]. Найденные в [8] средние значения градиентов температуры в облачном слое $\bar{\gamma}=(\bar{T}_{вг}-\bar{T}_{нг})/H$ представлены в табл. 1 (5.5.1.3).

Таблица 1 (5.5.1.3)

Средние значения градиентов температуры в облачном слое для различных типов стратификации в районе Украины и Молдавии

Форма облаков	Тип стратификации		
	1	2	3
St	0,61	0,66	—0,37
Sc	0,64	0,74	—0,47
Ns	0,51	0,56	0,30
Ac	0,68	0,78	0,26
Ns—As	0,56	0,56	0,08
As	0,65	0,70	0,33

Напомним, что повторяемость соответствующих типов стратификаций дана в табл. 1 (5.5.1.2).

В более узких слоях внутри облака, особенно вблизи его границ, градиент температуры может заметно отличаться от среднего значения как в ту, так и в другую сторону.

О степени устойчивости атмосферы в облаках можно судить по отклонению градиента температуры от влажноадиабатического, т. е. по величине $\Delta\gamma=\gamma-\gamma_{ва}$. Выше говорилось о трудностях измерения градиента температуры, да и вообще температуры в облаках. Следовательно, рассчитывать на высокую точность измерения $\Delta\gamma$ в облаках нет оснований. Однако можно думать, что при рассмотрении большого количества данных характерные значения $\Delta\gamma$, такие как модальные или медианные, в кривых распределения $f(\Delta\gamma)$ определяются достаточно надежно.

Ниже рассматриваются значения $\Delta\gamma$, рассчитанные по средним для облачного слоя значениям γ. При этом $\gamma_{ва}$ рассчитывались для средней для этого слоя температуры и давления 1000 гПа для St, 800 гПа для Sc и 600 гПа для Ns—As, Ac и As. Отклонения фактических значений $\Delta\gamma$ от вычисленных при этих допущениях согласно [8] заведомо меньше ошибок определения реальных γ в облаках. Бо́льшая точность расчета не была таким образом необходимой.

Таблица 2 (5.5.1.3)

Медиана (50 %-ный квантиль) отклонения (°С/100 м) среднего по всему слою градиента температуры от влажноадиабатического ($\Delta\gamma = \gamma - \gamma_{ва}$) в облаках различных форм при разных значениях $T_{нг}$ (N — число зондирований)

Форма облаков	$\Delta\gamma$, N	$T_{нг}$ °С								
		>10	5,1... 10	0,1... 5	−1,9... 0	−9,9... −2	−14,9... −10	−19,9... −15	−24,9... −20	−29,9... −25	−34,9... −30
St	$\Delta\gamma$	0,16	0,09	−0,02	−0,04	−0,01	−0,06	—	—	—	—
	N	72	92	159	304	137	35	—	—	—	—
Sc	$\Delta\gamma$	0,23	0,17	0,13	0,05	0,03	0,02	−0,02	—	—	—
	N	107	180	341	620	560	233	31	—	—	—
Ac	$\Delta\gamma$	—	0,23	0,16	0,10	0,02	−0,02	−0,05	−0,07	−0,10	—
	N	—	15	106	279	347	206	116	84	30	—
As	$\Delta\gamma$	—	—	0,07	−0,03	−0,03	−0,05	−0,07	−0,11	−0,16	−0,35
	N	—	—	115	274	412	328	281	154	69	27
Ns	$\Delta\gamma$	0,04	0,00	−0,08	−0,11	−0,08	−0,13	—	—	—	—
	N	19	54	124	174	85	33	—	—	—	—
Ns—As	$\Delta\gamma$	—	−0,01	−0,05	−0,05	−0,07	—	—	—	—	—
	N	—	14	27	32	14	—	—	—	—	—

В табл. 2 (5.5.1.3) приведены медианные значения $\Delta\gamma$ для облаков различных форм при разных значениях $T_{нг}$. Из таблицы видно, что в облаках типа St, As, Ns, Ns—As в среднем стратификация в облачном слое близка к безразличной или слабо устойчивой ($\Delta\gamma$ составляет от 0 до —0,1 °С/100 м). В среднем только при высокой температуре проявляется некоторая неустойчивость. В группе облаков Sc и Ac, наоборот, в среднем наблюдается влажнонеустойчивая стратификация и только при очень низких температурах ($T_{нг} < -10$ °С) стратификация становится в среднем влажноустойчивой.

Повторяемость неустойчивой средней по облачному слою стратификации приведена в табл. 3 (5.5.1.3). Несмотря на то, что приведенные в табл. 2 и 3 (5.5.1.3) цифры вряд ли очень точны (ошибки в них вполне могут достигать 20 %), можно с уверенностью сказать, что в облаках слоистых форм в среднем по облачному слою примерно в 25—35 % случаев стратификация близка к влажнобезразличной ($|\Delta\gamma| < 0{,}1$ °С/100 м) и примерно в 40—50 % случаев наблюдается влажнонеустойчивость для облаков типа Sc и Ac и влажноустойчивость для облаков типа St, As, Ns. В отдельных более тонких слоях внутри облака, разброс $\Delta\gamma$ может быть значительно больше, характеризуя возможность появления как инверсий, так и сверхадиабатических градиентов.

Таблица 3 (5.5.1.3)

Повторяемость (%) неустойчивой ($\Delta\gamma > 0$) стратификации в слое облаков различных форм при разных $T_{нг}$

Форма облаков	$T_{нг}$ °С									
	>10	10,0... 5,1	5,0... 0,1	0,0... −4,9	−5,0... −9,9	−10,0... −14,9	−15,0... −19,9	−20,0... −24,9	−25,0... −29,9	−30,0... −34,9
St	75	75	48	43	47	40	—	—	—	—
Sc	86	82	70	60	57	55	45			
Ns	63	50	25	17	27	23				
Ac	—	85	85	75	50	43	40	35	25	
As	—	—	67	43	43	36	30	20	18	3

5.5.2. Горизонтальный градиент температуры в облаках слоистых форм

В безоблачной атмосфере в однородной воздушной массе горизонтальный градиент температуры составляет обычно около 10^{-2} °С/км, на отдельных участках вблизи фронтов $|\mathrm{grad}\, T|$ мо-

жет возрасти до 10^{-1} °С/км, а в самой фронтальной зоне протяженностью 30—60 км значения $\mathrm{grad}\, T$ в перпендикулярном к линии фронта направлении могут на коротких участках достичь и нескольких десятых градуса на километр. На расстоянии до 500 км от фронта можно встретить области повышенных горизонтальных градиентов температуры (до 0,2 °С/км) шириной порядка 20 км, вытянутые параллельно фронту.

В облаках горизонтальные градиенты температуры могут быть заметно выше, чем в безоблачной атмосфере. На коротких участках протяженностью в десятки и сотни метров, например при пересечении термических неоднородностей, $|dT/dx|$ может достигать 10 °С/км и более. Довольно больших значений, вплоть до 2 °С/км горизонтальный градиент температуры достигает вблизи верхней границы облаков. По мере удаления от нее вверх или вниз на 100—200 м значение градиента уменьшается более чем вдвое. Внутри слоистообразных облаков среднее значение $|dT/dx|$ вряд ли превосходит десятые доли градуса на 1 км.

Пространственную неоднородность в поле температур полнее характеризуют амплитуда и масштаб пульсаций температуры. В облаках слоистых форм протяженность пульсаций составляет обычно сотни метров и несколько возрастает (до 0,5—1 км) при увеличении мощности облаков. Средние значения амплитуды пульсаций колеблются от 0,2—0,3 °С до 0,8... 1,0 °С, возрастая особенно заметно вблизи верхней границы.

Трудности надежного измерения температуры в облаках являются причиной сравнительно малого количества опубликованных данных о ее пространственной изменчивости. Не располагая надежной статистикой данных такого рода мы ограничимся приведенными оценками и характерными значениями пределов колебаний градиентов, амплитуд и масштабов пульсаций температуры в облаках слоистых форм.

5.5.3. Структура поля температуры в зонах кучевых и кучево-дождевых облаков

5.5.3.1. Общие замечания

Значения температуры воздуха на фиксированной высоте в ясном небе вдали от облака (T_e) и внутри него (T_i) чаще всего не одинаковы, т. е. $\Delta T = T_i - T_e \neq 0$; это означает, что облако не находится в термическом равновесии с окружающей атмосферой [12, 13]. Главной причиной этого является пространственная неоднородность полей вертикальных движений и турбулентности внутри облака и, следовательно, различия в интенсивности и характере процессов фазовых переходов воды в разных частях Cu(Cb).

В окрестностях Cu и Cb знак ΔT зависит от того, какой из процессов превалирует: охлаждение из-за испарения попадающих

сюда облачных элементов или адиабатическое нагревание воздуха в нисходящих потоках. Процесс адиабатического охлаждения воздуха, происходящий внутри восходящих потоков, наиболее интенсивен под облаком.

Преобладающая часть данных о температуре внутри и в окрестностях Cu(Cb) получена с помощью ее измерений термометрами, установленными на самолетах. Методика температурных измерений на самолетах описана в монографиях [2, 11, 23]. Отметим, что индивидуальные значения температуры в облаках чаще всего измеряются с погрешностями, превышающими ±0,2 °С. Средние значения и спектры температуры пульсаций оцениваются с несколько большей точностью.

В последние годы для измерения температуры в облаках стали применяться ИК-радиометры. С их помощью определяется так называемая радиационная температура, т. е. температура абсолютно черного тела, излучающего в данном диапазоне длин волн такой же поток энергии, как и исследуемый участок облака. Толщина облачного слоя, формирующего принимаемый поток энергии, составляет, например, для ИК-радиометра, использовавшегося в работе [20], от десятков до 100 м или несколько более.

Приведенные ниже значения характерных параметров пульсаций температуры в облаках получены путем непосредственных измерений с помощью самолетных термометров. Некоторые данные о радиационных температурах в Cu и Cb приводятся в п. 5.5.3.5 и 5.5.3.6.

Наряду со значениями ΔT и средними квадратическими отклонениями от них $\sigma_{\Delta T}$, как правило, мы будем приводить также данные о горизонтальном масштабе пульсации (возмущения) l, т. е. о длине участка, на котором сохраняется ее знак, а также об экстремальных амплитудах значений ΔT ($\Delta T_{\max}$, $\Delta T_{\min}$).

При описании температурного режима Cu и Cb используются понятия о стадиях роста, стабилизации (зрелости) и распада (диссипации) облака. К первой из них относится период постепенного увеличения высоты вершины ($H_{\text{вг}}$) и, следовательно, толщины облака H, ко второй — период максимального развития облака, во время которого $H \approx H_{\max}$ и со временем меняется слабо. В стадии распада толщина облака постепенно уменьшается, поскольку прекращается конвективный подъем воздуха внутрь Cu(Cb). Быстрее всего это происходит с капельной, т. е. нижней частью Cu(Cb). Такие стадии наиболее четко видны при наблюдениях за Cb. В Cu, особенно мелких, стадия «зрелости» может быть настолько кратковременной, что часто ее зафиксировать не удается.

Следует учитывать, что имеется очень мало экспериментальных данных о температуре внутри конвективных облаков. В частности, сведения о $\Delta T(x, y, z)$ для Cu опубликованы лишь для нескольких сотен пересечений, а для Cb — для нескольких десятков. Накопленные материалы относятся к различным стадиям развития облаков, неодинаковым высотам и т. д. Кроме того, измерения ве-

лись в разное время суток, разные годы и, что особенно важно, в различных географических районах. По указанным причинам приводимые ниже количественные оценки являются ориентировочными.

5.5.3.2. Температура на нижней и верхней границах Cu и Cb

На рис. 1 (5.5.3.2) и в табл. 1 (5.5.3.2) приведены данные о повторяемости $T_{нг}$ — различных значений температуры на нижней границе Cu летом без подразделения на разновидности облаков [19]. Видно, что в подавляющем большинстве случаев $T_{нг} =$ $-3 \ldots 15$ °С. Такая закономерность выполняется не только для ЕТС, но и для всех регионов земного шара, расположенных в умеренных широтах. При этом в течение дня из-за суточного хода температуры в нижней тропосфере и особенно благодаря показанным на рис. 1 (4.4.2.4) изменениям высоты основания Cu (к полудню $H_{нг}$ растет) колебания $T_{нг}$ составляют $\pm (2 \ldots 3)$ °С.

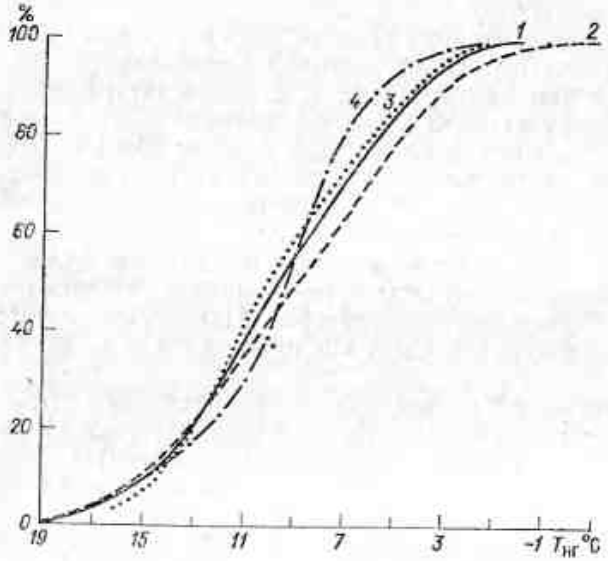


Рис. 1 (5.5.3.2). Накопленная повторяемость (%) различных значений $T_{нг}$ Cu.

1 — в среднем для Москвы, Ленинграда, Киева, *2* — Москва, *3* — Ленинград, *4* — Киев.

Таблица 1 (5.5.3.2)

Значения различных квантилей температуры T_n (°С) на нижней границе Cu в разных районах

Район	Квантиль, %			Число случаев
	10	50	90	
Ленинград	14,9	10,0	4,4	173
Москва	15,0	9,0	3,2	120
Киев	15,2	9,4	5,7	42
Все пункты	15,0	9,6	4,2	335

Примечание. Квантиль T_n означает, что в n % случаев $T_{нг} > T_n$.

Основания Cb над ЕТС в основном располагаются на тех же высотах, что и основания Cu. В связи с этим в теплое время года, когда, как правило, и образуются кучево-дождевые облака, $T_{нг}$ Cb колеблется в том же диапазоне, что и $T_{нг}$ Cu.

Увеличение высоты нижней границы Cb, происходящее по мере продвижения с севера на юг (см. главу 4), не сопровождается существенным уменьшением $T_{нг}$, поскольку в этом случае рост $H_{нг}$ компенсируется увеличением температуры у поверхности Земли, а следовательно, и в подоблачном слое.

Поскольку вертикальная мощность (толщина) облаков мелкой конвекции Cu hum., Cu med. в подавляющем большинстве случаев не превышает 1—2 км, $T_{вг}$ ниже, чем $T_{нг}$, не более чем на 13—15 °С.

Это означает, что Cu hum. и даже Cu med. преимущественно «теплые» облака, т. е. температура в них выше 0 °С.

Верхняя половина облаков Cu cong., более мощных, чем Cu hum. и Cu med., обычно является переохлажденной. Несмотря на то, что вершины Cu cong. в отличие от Cb обычно не имеют внешних признаков оледенения, в них, наряду с каплями, имеются в довольно большом количестве и ледяные кристаллы.

Как видно из табл. 2 (5.5.3.2) и рис. 2 (5.5.3.2), температура на верхней границе Cu cong. более чем в половине случаев, а над Киевом даже в 85 % случаев отрицательна. В районах Ленинграда, Москвы и Киева почти в половине случаев значения $T_{вг}$ Cu cong. заключены в интервале от —1,5 до —7,5 °С.

Толщина кучево-дождевых облаков значительно больше толщины Cu cong., поэтому в среднем $T_{вг}$ Cb намного ниже, чем

Таблица 2 (5.5.3.2)

Значения различных квантилей T_n (°С) температуры на уровне верхней границы Cu cong в разных районах

Район	Квантиль n (%)			Число случаев
	10	50	90	
Ленинград	4,0	—3,5	—8,7	62
Москва	3,3	—1,9	—9,7	40
Киев	0,7	—5,9	—15,5	27

Примечание. В n (%) случаев $T_{вг} > T_n$.

$T_{вг}$ Cu cong. Так, в случае Cb наибольшую повторяемость приходится на значения $T_{вг}$ = —13... —17 °С. Что касается наиболее низких температур, то в не столь уж редких случаях, когда об-

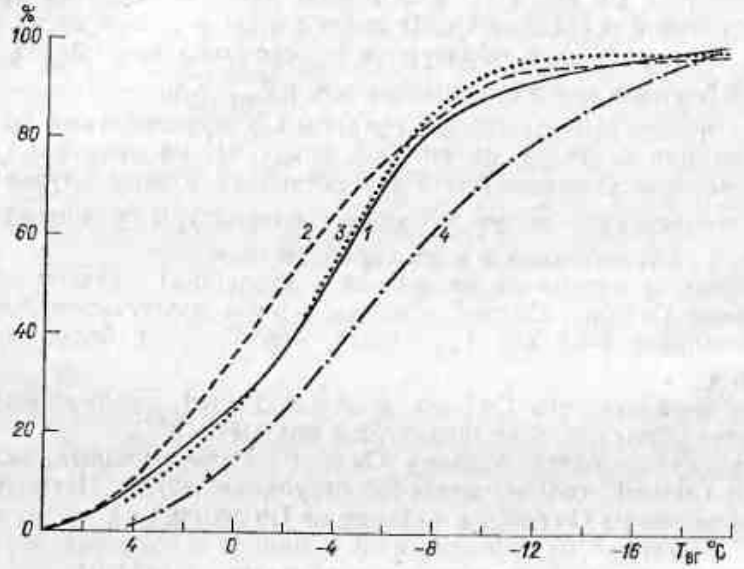


Рис. 2 (5.5.3.2). Накопленные повторяемости (%) различных значений $T_{вг}$ Cu cong.

Усл. обозначения см. рис. 1 (5.5.3.2).

лака достигают уровня тропопаузы или «пробивают» ее, $T_{вг}$ может в умеренных широтах составлять —55... —60 °С, а в тропиках — даже —70... —90 °С. Из вышеизложенного вытекает, что в подавляющем большинстве случаев от 50 до 70—80 % толщи Cb располагается выше изотермы 0 °С. В умеренных широтах превышение верхней кромкой Cb уровня нулевой изотермы чаще всего равно 3,0±0,5 км. Наиболее низкие температуры характерны для вершин градовых и грозовых облаков, т. е. самых высоких Cb.

Значения 10, 50 и 90 %-ных квантилей $T_{вг}$ грозовых Cb приведены в табл. 3 (5.5.3.2). Температура на уровне верхней кромки Cb рассчитывалась по данным о высоте верхней границы ($H_{вг}$ Cb на рис. 3 (5.5.3.2)) в предположении, что вертикальное распределение T °С совпадает с распределением в стандартной атмосфере (ГОСТ 44401-81), т. е. в первом приближении, соответствует вертикальному профилю T на широте $\varphi = 45°32'33''$.

Поскольку в среднем $H_{вг}$ ливневых Cb на 3—3,5 км меньше, чем $H_{вг}$ грозовых облаков (см. главу 11), $T_{вг}$ ливневых Cb на 15—20 °С выше значений, приведенных в табл. 2 (5.5.3.2). При использовании этой таблицы следует также иметь в виду, что

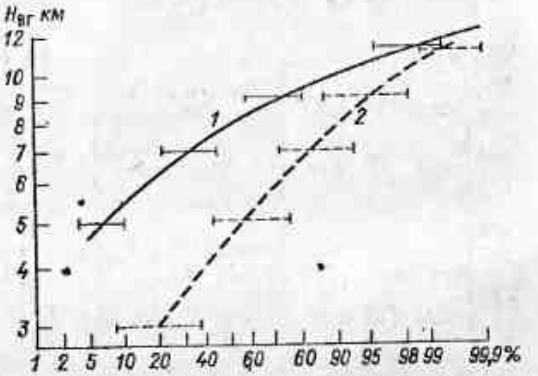


Рис. 3 (5.5.3.2). Распределение над СССР высоты верхней границы радиоэха грозовых, Cb (1), а также грозовых, ливневых и градовых Cb (2).

Горизонтальные отрезки — разброс вероятности тех или иных значений $H_{вг}$ для трех районов СССР (45, 56 и 59° с. ш.); измерения проводились в радиусе 40 км от места установки РЛС.

средние квадратические отклонения от значений $\overline{T}_{вг}$ достигают 10—15 °С, т. е. очень значительны.

Таблица 3 (5.5.3.2)

Средние квантили $T_{вг}$ грозовых Cb над СССР

φ° с. ш.	Квантиль n, %		
	10	50	90
45	—25	—40	—56
56	—21	—34	—50
59	—18	—31	—47

5.5.3.3. Температура внутри Cu

Конвективные облака могут состоять из нескольких конвективных ячеек, случайно расположенных (при рассмотрении большого числа случаев) относительно центральной (осевой) части облака. Для полей метеорологических элементов внутри них, включая температуру, характерна большая пространственная, в том числе горизонтальная, неоднородность. В частности, хотя на каждом из уровней в облаке наименьшие значения отклонений температуры от окружающей $\Delta T = T_i - T_e$ чаще всего наблюдаются на участках, прилегающих к боковым границам Cu, в индивидуальных случаях так бывает не всегда. Кроме того, температура по мере удаления от границ облака изменяется не плавно, причем каждой из стадий развития облака присущи свои особенности в распределении $\Delta T(x, y, z)$.

Значения ΔT сильно зависят от стратификации температуры и влажности в окружающей атмосфере [11, 13, 25]. Вообще, условия в окружающей атмосфере оказывают значительное влияние на развитие Cu cong. и Cb.

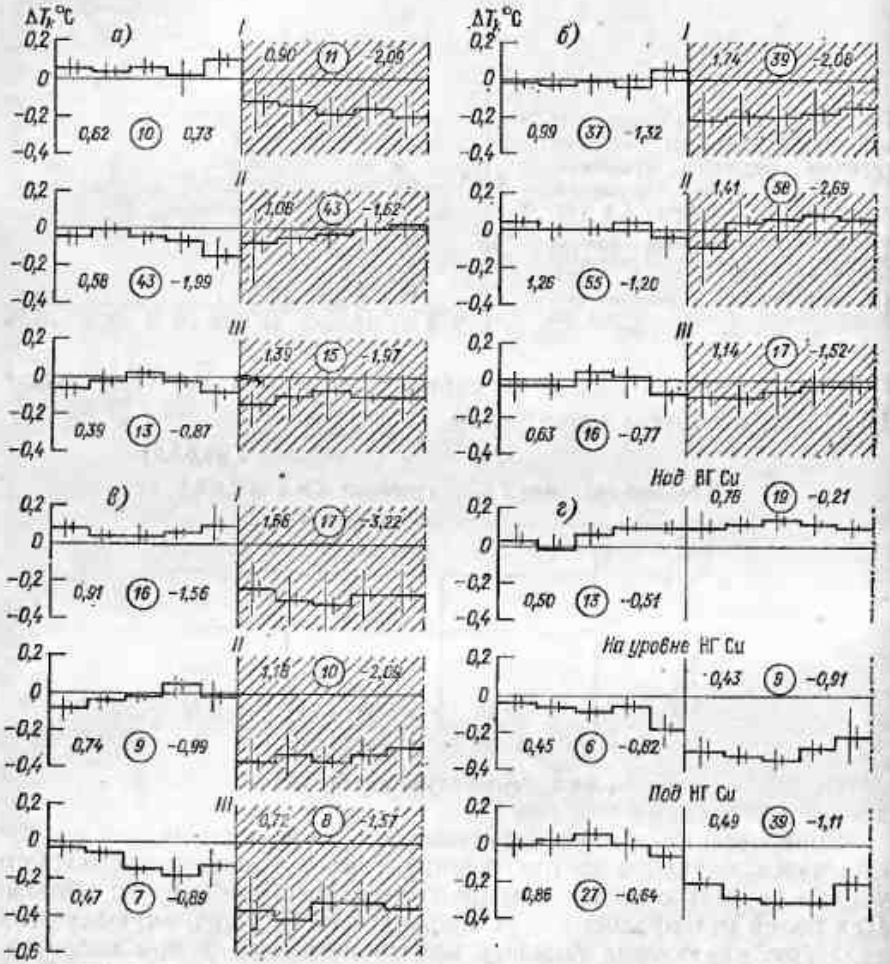


Рис. 1 (5.5.3.3). Возмущения температуры в верхней (*I*), средней (*II*) и нижней (*III*) трети кучевых облаков разной мощности.

а) $H=0{,}5\ldots1$ км, *б*) $H=1\ldots2$ км, *в*) $H=2\ldots3$ км. Заштрихована внутриоблачная зона. В кружках указано число пересечений облака: слева от кружков указаны максимальные, а справа — минимальные значения пульсаций ΔT_k [12].

На рис. 1 (5.5.3.3) приведены осредненные горизонтальные профили $\Delta\overline{T}_к$ в разных частях кучевого облака (в нижней, средней и верхней трети) а также на различном удалении от центра (в плане) Cu. Горизонтальный участок пересечения облака здесь делится на пять равных частей (ΔT_1, ΔT_2, ..., ΔT_5). Участки с номерами $k=1$ и $k=5$ прилегают к боковым границам Cu. Вертикальными отрезками по обе стороны от $\Delta\overline{T}_k$ показан среднеквадратический разброс индивидуальных значений ΔT_k, т. е. $\sigma_{\Delta T_k}=\sqrt{\sum_j(\Delta T_{k,j}-\Delta\overline{T}_k)^2}/(n-1)$. Ширина каждого из участков равнялась $D_c/5$, где D_c — горизонтальный размер облака в месте его пересечения. Хотя для построения рисунка использованы результаты измерений в около- и послеполуденное время над Украиной [12], общие закономерности вертикального распределения $\Delta\overline{T}_к$, равно как и абсолютные значения ΔT_k и $\sigma_{\Delta T_k}$, в разных регионах приблизительно одинаковы [3, 29, 34, 37].

В табл. 1 (5.5.3.3) приведены данные о значениях $\Delta\overline{T}$ и $\sigma_{\Delta T}$ внутри Cu hum. и Cu med. над Украиной [11].

Таблица 1 (5.5.3.3)

Характеристики пульсаций температуры (°С) в нижней (I), средней (II) и верхней (III) третях облаков Cu hum. ($H<1$ км) и Cu med. ($H\geqslant1$ км) над Украиной

Характеристика	Часть облака					
	I	II	III	I	II	III
	$\Delta H=0{,}5\ldots1$ км			$\Delta H=1\ldots2$ км		
$\Delta\overline{T}$	—0,10	—0,02	—0,17	—0,08	0,00	—0,22
$\sigma_{\Delta T}$	0,23	0,20	0,25	0,22	0,32	0,36
$\Delta T_{k\,max}$	1,39	1,08	0,90	1,14	0,41	1,74
$\Delta T_{k\,min}$	—1,97	—1,62	—2,09	—1,52	—2,69	—2,08
Число пересечений	15	43	11	17	58	39

Из рис. 1 (5.5.3.3) и табл. 1 (5.5.3.3) видно, что в данном случае (измерения в основном велись в период с 10—12 до 15—17 ч местного солнечного времени) Cu в среднем «холодные», поскольку $\langle\Delta\overline{T}\rangle<0$ (угловыми скобками обозначено осреднение по всей толще облака). Аналогичный вывод приводится и в работах [6, 27, 34], в которых описаны Cu тропического пояса. Вместе с тем облака, или, по крайней мере, некоторые слои внутри них, бывают и «теплыми». Так, при измерениях, описанных в [11], индивидуальные значения $\Delta T_{k\,max}$ и $\Delta T_{k\,min}$ в Cu hum. и Cu med. до-

стигали 1,7 и —2,7 °С соответственно. В Cu cong. значения $\Delta T_{h\,max}$ и $|\Delta T_{h\,min}|$ в 1,5—2 раза больше, чем в более мелких Cu [20].

Значение ΔT зависит от стадии развития облака. Большая часть толщи растущих облаков является теплой, тогда как основная часть зрелых (стабилизировавшихся) и, особенно, распадающихся — холодными. При этом в частях облака, которые прилегают к боковым границам и к верхней кромке Cu, почти всегда $\Delta\overline{T}_h < 0$ [11, 20].

Из изложенного следует, что по облачной совокупности (популяции) в целом чаще всего $\Delta\overline{T} < 0$, так как, согласно [20, 34], в типичном облачном поле растущие облака обычно составляют меньшинство. Как указывалось в [27, 34], на их долю приходится лишь около 20 % Cu.* Очевидно, что при пересечении Cu, вероятность попасть внутрь «холодного» облака больше, чем в «теплое».

Сказанное не означает, что в холодных облаках конвективный подъем воздуха невозможен, поскольку сила плавучести (сила Архимеда) определяются не обычной (T), а виртуальной (T_v) температурой; при этом $\Delta T_v = T_{i,v} - T_{e,v} > \Delta T$. Случаи с $\Delta\overline{T}_v > 0$ встречаются гораздо чаще, чем с $\Delta\overline{T} > 0$ (см. [11, 13]).

Чаще всего наибольшие положительные значения ΔT и ΔT_v наблюдаются несколько выше середины облака. Вблизи основания облака обычны значения $\Delta\overline{T} < 0$. Это связано с тем, что температура облакообразующих термиков на уровнях, близких к $H_{нг}$ Cu, как правило, на несколько десятых долей градуса ниже, чем в окружающей атмосфере (см. п. 5.5.3.3).

В случае Cu cong., которые являются элементами проникающей конвекции, т. е. пронизывают два или более конвективно-неустойчивых слоя, на вертикальном профиле ΔT внутри каждого из этих слоев имеются частные максимумы.

Вертикальные градиенты температуры внутри Cu (γ_i) не равны градиентам в окружающей атмосфере. Значения $\overline{\gamma}_i$ обычно близки к влажноадиабатическим ($\gamma_{ва}$) [11, 12, 25], хотя в некоторых внутриоблачных слоях они могут быть как больше, так и меньше их. Значения $\Delta\overline{\gamma} = \overline{\gamma_i - \gamma_{ва}}$ редко превышают $\pm(0{,}05\ldots 0{,}1)$ °С/100 м.

5.5.3.4. Температура в окрестностях Cu

Наличие возмущений в поле температуры характерно не только для Cu, но и для околооблачной части атмосферы.

* Относительное количество растущих, зрелых и распадающихся Cu зависит от времени суток. Чем ближе к вечеру, тем меньше растущих облаков.

Поскольку верхняя часть подоблачного слоя, как правило, стратифицирована устойчиво [24], под Cu, в слое толщиной до нескольких сотен метров значения $\Delta T_j = T_j - T_\infty$ чаще всего отрицательны (T_j — текущее значение T вне облака, T_∞ — невозмущенное значение). Это хорошо видно из рис. 1 (5.5.3.4), на котором показана зависимость средних для подоблачного участка от-

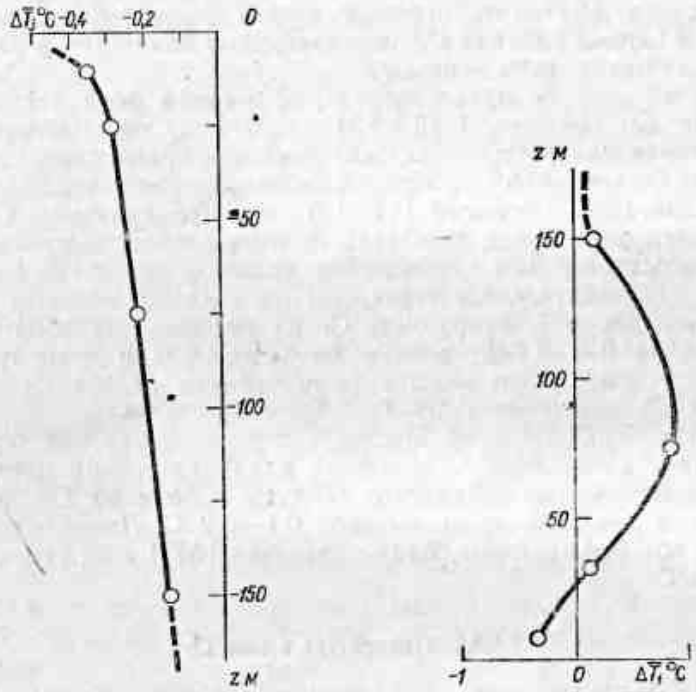


Рис. 1 (5.5.3.4). Зависимость средних отклонений температуры ($\overline{\Delta T_j}$) под облаком от расстояния z между уровнем измерений и нижней границей Cu [12].

Рис. 2 (5.5.3.4). Зависимость средних отклонений температуры ($\overline{\Delta T_j}$) над облаком от расстояния z между уровнем измерений и верхней границей Cu [12].

клонений температуры от расстояния между уровнем измерений и основанием Cu.

Под центральной (в плане) частью Cu значения $|\Delta T_j|$ чаще всего составляют не более 0,3—0,5 °С, но в отдельных случаях могут превышать эти значения в 1,5—2 раза.

На рис. 2 (5.5.3.4) показаны средние отклонения температуры над центральной частью вершины Cu. Непосредственно над Cu $\Delta\overline{T}_j < 0$, поскольку в этом слое охлаждение воздуха из-за испарения облачных элементов играет бо́льшую роль, чем адиабатическое нагревание воздуха, опускающегося над Cu. При больших превышениях картина обратная и поэтому здесь $\Delta\overline{T}_j > 0$ [11, 13, 24]. Оседа-

ние надоблачного воздуха усиливает устойчивость стратификации над полями Cu и создает или интенсифицирует задерживающие слои над вершинами облаков.

Наличие надоблачной «холодной» прослойки наиболее характерно для растущих Cu, тогда как «нагретый» слой лучше всего выражен над облаками, находящимися в стадии наибольшего развития. В период распада Cu температурные возмущения над и под облаками постепенно исчезают.

Особый интерес представляет деформация поля температуры сбоку от Cu (см. рис. 1 (5.5.3.3)), поскольку она происходит во всем конвективном слое и служит наиболее ярким свидетельством влияния Cu-конвекции на метеорологические процессы более крупных масштабов. Согласно [11, 12], «радиус влияния» Cu, т. е. предельное расстояние от облака по горизонтали, вплоть до которого сказывается его термическое влияние, достигает 1—1,5 D_c, где D_c — горизонтальный размер Cu на рассматриваемом уровне.

Вблизи боковой поверхности Cu на участках шириной, в среднем равной 0,4—0,7 D_c, воздух холоднее, чем в невозмущенной атмосфере, а далее, вплоть до расстояния от облака, равного 1,0... 1,5D_c, значения $\Delta T_j = T_j - T_\infty$ положительны. «Холодные» участки возникают из-за потерь тепла на испарение облачных элементов, а «теплые» — благодаря адиабатическому нагреванию опускающегося околооблачного воздуха. Сбоку от Cu значения $|\Delta T_j|$, как правило, не превышают 0,1—0,2 °C. Лишь непосредственно у боковой границы облака значения $|\Delta T_j|$ иногда достигают 0,3—0,5 °C.

5.5.3.5. Температура в зоне Cb

Из-за опасности полетов вблизи и, особенно, внутри Cb данные о возмущениях в поле температуры в зоне этих облаков еще немногочисленны. Оценки, основанные на результатах более или менее большого числа измерений, приведены лишь в работах [23, 28, 32].

Внутри Cb всегда есть локальные участки с положительными и отрицательными значениями $\Delta T = T_i - T_e$. Их ширина обычно колеблется от нескольких сотен метров до 2—3 и даже более километров. Амплитуда отклонений температуры, по-видимому, может изредка достигать 10 °C [26], а отдельные участки, на которых значения $|\Delta T|$ равны нескольким градусам, — явление весьма обычное. Наибольшие ΔT чаще всего локализуются несколько ниже уровня, где $w = w_{max}$. Как видно из рис. 1 (5.5.3.5), в среднем, чем больше вертикальная скорость w, тем больше и значения ΔT.

В многоячейковых Cb может быть несколько локальных участков со значительными положительными и отрицательными ΔT. В одноячейковых облаках и индивидуальных ячейках, являющихся

частью многоячейковых Cb, участки с наибольшими положительными значениями ΔT обычно расположены несколько выше центра облака, а холодные участки совпадают с зоной осадков в нижней половине Cb.

В растущих и зрелых Cb в нижних двух третях облака $\overline{\Delta T} \geqslant 0$, а в верхней трети $\overline{\Delta T} < 0$. Распадающиеся Cb обычно «холодные» во всей своей толще. Лишь там, где еще сохраняются

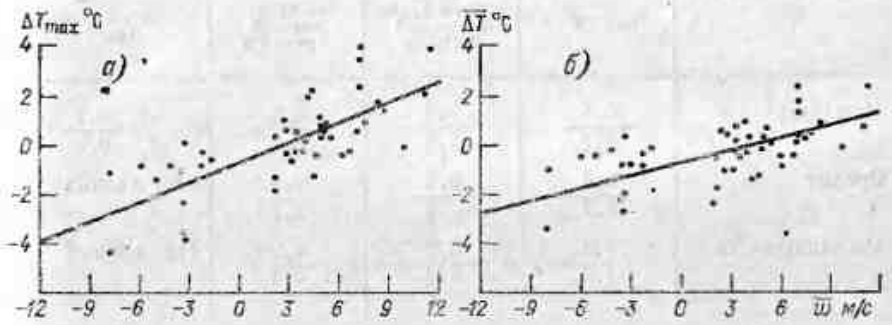


Рис. 1 (5.5.3.5). Зависимость амплитуды максимальных (*а*) и средних (*б*) возмущений температуры $\Delta T = T_i - T_e$ внутри восходящих и нисходящих потоков в Cb от средней вертикальной скорости воздуха.

Наклонные прямые — линии регрессии.

(хотя и деградируют) восходящие движения, встречаются участки с $\overline{\Delta T} \geqslant 0$. В верхней части восходящего потока $\overline{\Delta T} < 0$. Такие выводы правильны для облаков, находящихся во всех стадиях эволюции.

Аномально низкие температуры наблюдаются в вершинах Cb, пробивших тропопаузу [23, 33]. В [33] описаны случаи, когда радиационная температура внутри той части облака, которая превышала уровень тропопаузы на 4—5 км, была на 7—11 °C ниже, чем на уровне тропопаузы.

Довольно подробные данные о структуре температурного поля в окрестностях Cb приведены в [23—25]. В обобщенном виде они представлены в табл. 1 (5.5.3.5).

Поскольку при составлении табл. 1 (5.5.3.5) автор [23, 25] мог использовать результаты измерений в зоне лишь нескольких десятков Cb, приведенные количественные оценки являются приближенными. Это следует учитывать особенно по отношению к экстремальным значениям отклонения температуры.

Над Cb наибольшие возмущения температуры наблюдаются около быстро растущих и зрелых Cb, в первую очередь над купольной частью их вершин.

Горизонтальные размеры и локализация возмущенных участков в разных частях зоны Cb различны. Внутри облака возмуще-

Таблица 1 (5.5.3.5)

Абсолютные значения средних (числитель) и экстремальных (знаменатель) отклонений температуры $\overline{\Delta T}$ (°С) в разных частях зоны Cb над СССР

Стадия развития Cb	Участок			
	над Cb	внутри предвершинной части Cb	сбоку от верхней трети Cb	сбоку от нижней трети Cb
Растущие	0,5 / 4,7	0,3 / 5,1	0,2 / 3,2	0,2 / 0,9
Зрелые	0,4 / 3,4	0,2 / 1,1	0,4 / 2,7	Нет данных
Распадающиеся	0,2 / 1,0	0,2 / 0,9	0,2 / 1,4	Нет данных

ния температуры могут наблюдаться повсюду. Сбоку и над вершиной ширина и длина возмущенных участков близки к горизонтальным размерам Cb, а за подсдвиговой стороной облака — могут превосходить их.

На мезомасштабные отклонения температуры почти всегда налагаются сравнительно мелкие «теплые» и «холодные» участки, линейные размеры которых составляют от нескольких сотен метров до 1—2 км. Из-за того что воздух рядом с облаком обычно опускается, там иногда образуются теплые участки с $\Delta T \geqslant 2$ °С [38].

Возмущения температуры наблюдаются до превышений над Cb в 300—500 м, причем более чем в 50 % случаев над участками с $\Delta T > 0$ располагаются участки с $\Delta T < 0$, т. е. с высотой происходит обращение изотерм. По мере удаления от облака вниз по потоку знак ΔT также периодически меняется. Длины волн таких изменений приблизительно равны ширине облака, а их амплитуды достигают 0,1—0,3 °С [17].

5.5.3.6. Мелкомасштабные пульсации температуры в зонах Cu и Cb

Распределениям температуры в Cu, Cb и в окружающем их воздухе присуща большая пространственная неоднородность (рис. 1 (5.5.3.6)). Внутри этих облаков монотонный рост или падение температуры наблюдается лишь на отдельных небольших участках (особенно в Cu). При этом, хотя спектр линейных масштабов пульсаций температуры охватывает диапазон от метров до сотен метров в Cu и до нескольких километров в Cb, имеются некоторые предпочтительные масштабы пульсаций $\Delta T = \overline{T}_k - \overline{T}_l$,

где T_k — температура внутри облака на k-м участке. Пульсационный характер имеют и изменения T в окрестностях облаков, особенно под ними [2, 3, 11, 20, 37].

Внутри Cu, Cb и в их окрестностях горизонтальные размеры индивидуальных пульсаций температуры Δl, т. е. участков, на которых ΔT не меняет знак, колеблются в интервале от десятков

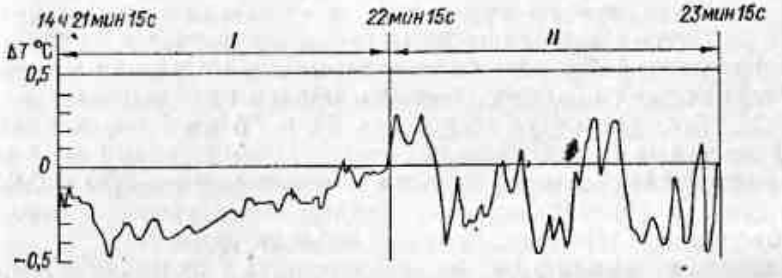


Рис. 1 (5.5.3.6). Горизонтальное распределение ΔT вне облака (*I*) и внутри Cu cong. (*II*), полученное при полете над районом Днепропетровска 26 июля 1974 г.

При обработке данных введены поправки на смачиваемость термоприемника [11].

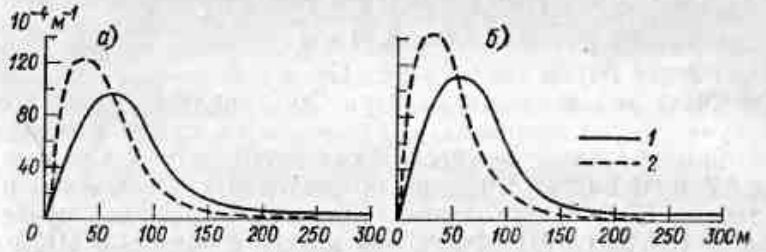


Рис. 2* (5.5.3.6). Плотность распределения горизонтальных размеров участков $\Delta T > 0$ (термиков) в облаках (*1*) и под ними (*2*) в предположении, что термики имеют форму струй (*а*) и пузырей (*б*).

метров или меньше, до нескольких сотен метров [2, 3, 20, 25, 37]. На спектре размеров пульсаций в облаках и под ними выделяются два частных максимума: один (низкочастотный) при $\Delta l = 300 \ldots 500$ м и второй (высокочастотный) при $\Delta l = 30 \ldots 80$ м [2, 20, 25, 37].

На рис. 2 (5.5.3.6) приведены плотности распределения размеров положительных ($\Delta T > 0$) пульсаций температуры внутри облаков и под ними (по измерениям в этих же полетах) для участка спектра с $\Delta l < 300$ м [3]. Приведенные данные получены по материалам исследований над ЕТС, но можно предположить, что они характерны и для других регионов умеренных широт.

Поскольку при измерениях на одном самолете определить геометрическую форму конвективных элементов (термиков) было нельзя, расчет сделан для двух вариантов, в одном из которых

предполагается, что термики являются эллипсоидами вращения (конвективными пузырями), а в другом — струями. Как видно из рис. 2 (5.5.3.6), общие закономерности распределения Δl мало зависят от геометрической формы термика. В обоих гипотетических случаях размеры пульсаций в облаках приблизительно в 1,5 раза больше, чем под ними, а спектр размеров термических неоднородностей в облаках значительно шире. Средняя концентрация термических неоднородностей в облаке наоборот меньше, чем под Cu. Так, для струй она равна 64 и 76 км$^{-2}$ соответственно. В то же время относительный объем, занятый такими неоднородностями в облаках, втрое больше, чем под ними — 0,70 и 0,24 соответственно [3]. Приведенные данные согласуются с гипотезой об объединении термиков, происходящем внутри облака.

Типичные амплитуды мелкомасштабных пульсаций температуры внутри Cu равны нескольким десятым долям градуса. В Cu cong. они могут превышать 1 °C [3, 11]. В слое активной конвекции, т. е. там, где $\partial w/\partial z > 0$, значения $\Delta\overline{T}$ растут с высотой вдоль вертикальной оси термика приблизительно пропорционально $\sqrt{h}$:

$$\Delta T = 0{,}01\sqrt{h}, \qquad (1)$$

где h — высота (м) над основанием Cu.

Как было указано выше, внутри Cu, наряду с мелкомасштабными пульсациями температуры, отмечаются также и пульсации, для которых Δl достигает нескольких сотен метров. Средние значения ΔT и Δl внутри Cu cong. по результатам измерений на северо-западе ЕТС в нескольких десятках облаков приведены в табл. 1 (5.5.3.6) [20]. Измерения велись с помощью ИК радиометра.

Таблица 1 (5.5.3.6)

Средние амплитуда $\Delta\overline{T}$ и длина $\Delta\overline{l}$ пульсаций температуры в Cu cong.

H км	Число облаков	Среднее число пульсаций	$\lvert\Delta\overline{T}\rvert$ °C	$\sigma_{\Delta T}$ °C	Δl км	σ_l км
Растущие облака						
0—1	10	6,8	0,6	0,4	0,29	0,24
1—2	27	4,8	0,7	0,4	0,32	0,25
2—3	19	3,8	0,9	0,4	0,43	0,41
3—4	10	4,1	0,8	0,5	0,31	0,20
Распадающиеся облака						
1—2	17	4,8	0,5	0,3	0,27	0,21

Крупные подоблачные термики имеют следующие характеристики: $w_{max} = -4 \ldots 7$ м/с, $(\Delta T)_{max} = 1{,}5$ °C, $(\overline{\Delta T})_{max} = 0{,}5$ °C, $(\partial \Delta T/\partial x)_{max} = 0{,}05$ °C/м, $\overline{(\partial \Delta T/\partial x)}_{max} = 0{,}02$ °C/м.

В заключение укажем, что систематизированных экспериментальных данных о пульсациях температуры внутри и под Cb еще нет. Судя по имеющимся результатам измерений, значения $|\Delta T|$ и Δl внутри, над и под Cb могут быть в 2—3 раза больше, чем в соответствующих частях зоны Cu cong.

5.6. Влажность в облаках и околооблачном пространстве

5.6.1. Основные соотношения

В метеорологии широко используются понятия относительной влажности f и абсолютной a влажности, а также массовой доли влаги q (устаревший термин — удельная влажность). Влажность можно также характеризовать парциальным давлением водяного пара e, которое измеряют в гектопаскалях. Величина f измеряется в долях единицы или процентах, a — в г/см^3 или г/м^3, а q — безразмерная величина, иногда измеряемая в промилле (‰). Величины e, f, a и q связаны между собой и могут быть получены одна из другой, если известны температура и плотность воздуха (см. п. 2.2.6):

$$f = e/E, \qquad (1)$$

$$e = aR_v T = \frac{1}{\mu_v} aRT, \qquad (2)$$

$$q = \frac{a}{\rho_a} = \frac{\mu_v}{\mu_a}\frac{e}{p}. \qquad (3)$$

Парциальное давление насыщенного водяного пара E зависит от температуры. Значения $E(T)$ над плоской поверхностью чистой воды и чистого льда приведены в приложении (см. П.2.2.7). Здесь R_v — газовая постоянная водяного пара, μ_v и μ_a — молекулярная масса водяного пара и воздуха соответственно, p — давление воздуха.

5.6.2. Влажность в облаках

В капельных облаках влажность близка к влажности при состоянии насыщения над водой, т. е. $f \approx 100$ %. В облаках слоистых форм пересыщение $S = (e - E)/E$ обычно составляет сотые, редко десятые доли процента. В облаках конвективного происхождения S составляет десятые доли, но может достигать 1—2 % и даже более. При вовлечении безоблачного воздуха в облако (сверху или с боков) или при турбулентных потоках, направленных вниз, внутри облаков могут образоваться полости, в которых влажность ниже 100 %. В таких полостях капли могут полностью испариться,

а влажность, по-видимому, может быть несколько менее 100 %. Мы не располагаем экспериментальными данными о влажности воздуха в бескапельных зонах. Однако можно полагать, что если горизонтальные размеры этих зон не превосходят десятков метров, то вряд ли f может опуститься ниже 90 %.

Примерно то же можно сказать о влажности в смешанных облаках — в среднем она должна быть близка к состоянию насыщения над водой.

В чисто кристаллических облаках влажность, естественно, ниже значения, соответствующего состоянию насыщения над водой. В то же время она может быть как выше, так и ниже значения, соответствующего состоянию насыщения надо льдом. В настоящее время отсутствуют надежные статистические данные об этом важном параметре атмосферы в кристаллических облаках. Можно считать, по-видимому, что в стабильных и активных кристаллических облаках влажность заключена между значениями, соответствующими состоянию насыщения над водой и надо льдом. В диссипирующих облаках она должна быть ниже насыщения надо льдом.

Поскольку первоначально в облаке могут присутствовать довольно крупные кристаллы (размером в сотни микрометров), их испарение протекает не столь быстро, как испарение облачных капель в смешанных или капельных облаках. В итоге кристаллы могут сравнительно долго жить при влажности ниже значения, соответствующего состоянию насыщения над льдом.

Естественно, в смешанных облаках (смешанными называют не только облака, в которых одновременно присутствуют и капли, и кристаллы, но и такие облака, в которых фазовое строение разное в разных участках облака; например, вверху кристаллы, внизу капли) относительная влажность также может меняться от значений, близких к насыщению над водой, до значений, близких к насыщению надо льдом и даже ниже.

5.6.3. Влажность под облаками и над ними

В атмосфере вне зависимости от наличия облаков влажность в среднем уменьшается с высотой. Ее распределение хорошо описывается экспонентой. Так, для района Москвы А. Х. Хргиан нашел, что [22]

$$q = q_0 e^{-bz - cz^2}, \qquad (1)$$

где z — высота в километрах. Параметры q_0, b и c, приведенные в табл. 1 (5.6.3), несколько различаются для разных сезонов.

В среднем более медленное убывание влажности с высотой зимой объясняется более высокой повторяемостью приземных инверсий влажности в этот период года.

В дни, когда присутствуют облака нижнего яруса, влажность с высотой уменьшается медленнее. Так, при наличии Sc в среднем по данным самолетного зондирования [15]

$$q = q_0 e^{-bz}, \qquad (2)$$

где $b \approx 0{,}23 \ldots 0{,}25$ км$^{-1}$.

Относительная влажность под облаками растет с высотой, достигая 100 % на несколько десятков метров ниже основания облака.

Над облаками слоистых форм часто наблюдается инверсия температуры (см. п. 5.5.1.1). Соответственно на верхней границе

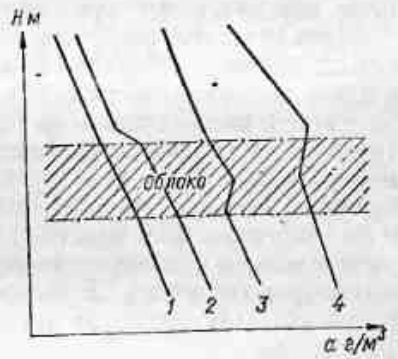


Рис. 1 (5.6.3). Типичные вертикальные распределения абсолютной влажности в слоистых облаках.

чаще всего начинается резкое убывание относительной влажности (иногда на несколько десятков процентов) в слое мощностью в 10—50 метров. Такое убывание часто наблюдается даже при отсутствии температурной инверсии на ВГ облачного слоя. При многослойной облачности на верхних границах облачных слоев резкого уменьшения относительной влажности обычно не наблюдается.

Примеры характерных вертикальных распределений абсолютной влажности на границах облаков приведены на рис. 1 (5.6.3).

Кривая *1* характеризует ситуацию, когда наблюдается монотонное убывание абсолютной влажности с высотой под нижней границей, затем обычно несколько более быстрое внутри облака; да-

Таблица 1 (5.6.3)

Значения параметров распределения влажности с высотой в формуле (1) в районе Москвы [22]

Сезон	q_0 %	b км$^{-1}$	c км$^{-2}$
Лето	3,82	0,2167	0,0375
Весна	8,89	0,2180	0,0318
Осень	5,01	0,2084	0,0286
Зима	1,50	0,1112	0,0364

лее влажность так же монотонно, хотя и с различными вертикальными градиентами, убывает над облаком. Такое распределение влажности характерно для нижних слоев облаков при многослойной облачности, в случаях когда эти слои не лежат на поверхности фронтального раздела, а также для фронтальных облаков, когда в поле температуры фронт выражен слабо — отсутствует фронтальная инверсия. Однако в случае фронтальной облачности вертикальный градиент абсолютной влажности в облаке может быть и меньше, чем в подоблачном пространстве, в связи с уменьшением вертикального градиента температуры в зоне фронта.

Кривая *2* соответствует монотонному убыванию абсолютной влажности под облаком и в облаке и резкому ее уменьшению в слое в несколько десятков метров на верхней границе (ВГ), после чего вновь происходит монотонное убывание с обычным вертикальным градиентом. Такое распределение характерно для внутримассовой слоистой облачности, чаще однослойной, в тех случаях, когда в надоблачном слое отмечается адвекция холодного сухого воздуха или облако формируется в антициклонических условиях и над облаком имеет место опускание сухого воздуха из вышележащих слоев. В последнем случае абсолютная влажность резко убывает несмотря на наличие температурной инверсии на ВГ облака.

Анализируя кривую *3*, мы видим монотонное убывание абсолютной влажности под облаком, более или менее резкое возрастание ее на НГ облака или несколько выше нее, продолжающееся в слое мощностью в несколько сотен метров (в тонких облаках — до их верхней границы) и сменяющееся выше понижением влажности с высотой. На верхней границе убывание абсолютной влажности либо монотонное, либо более быстрое вблизи нее. Данное распределение характерно для фронтальной облачности, формирующейся на активном фронте в зоне фронтальной инверсии температуры.

В случае кривой *4* имеет место монотонное убывание абсолютной влажности под облаком, рост ее на нижней границе и внутри облака до некоторого уровня, лежащего выше верхней границы облака. Такое распределение наблюдается редко. Для его формирования необходимо наличие адвекции на высоте теплого влажного, но не насыщенного воздуха. Эти условия возникают при подъеме вдоль фронтальной поверхности воздушной массы, уровень конденсации в которой лежит высоко или в холодное время года над низкими холодными антициклонами, а также при адвекции влажного воздуха на холодную подстилающую поверхность. В первых двух случаях образование облачности обусловливается турбулентным переносом на границе раздела между воздушными массами.

При адвекции на холодную подстилающую поверхность турбулентное перемешивание обусловливает образование облачного слоя

под верхней границей слоя трения. Процесс образования облаков здесь аналогичен широко известному процессу образования туманов смешения. Образующаяся при этом облачность всегда имеет малую мощность — от несколько десятков до сотни метров. Часто она бывает несплошной.

При непосредственных измерениях абсолютной влажности безынерционным гигрометром надоблачные инверсии влажности не встречались.

Распределение абсолютной влажности под НГ облаков, не дающих осадков, в горизонтальной плоскости достаточно однородно. При выпадении осадков, по-видимому, из-за неодинаковой их интенсивности в пространстве первоначально наблюдаются значительные колебания влажности по мере опускания под облако. Эти колебания наиболее заметны вблизи нижней границы и почти полностью затухают на некотором удалении от нее (не далее 100 м). Пространственная протяженность областей таких колебаний составляет от нескольких сотен метров до нескольких километров. Максимальное изменение абсолютной влажности достигает нескольких десятых долей ее значения. Наблюдающаяся неоднородность в поле влажности, очевидно, обусловлена в данном случае увлажнением подоблачного воздуха за счет испарения выпадающих осадков.

5.6.4. Влажность в зоне облаков вертикального развития

Относительная влажность под нижней границей кучевых облаков монотонно возрастает, и насыщение над водой достигается обычно на несколько десятков метров ниже визуально определяемой нижней границы облака. Абсолютная влажность под кучевыми облаками монотонно убывает, и каких-либо особенностей в ее распределении при пересечении нижней границы облака не отмечается. У боковых границ Cu по мере удаления от них в сторону от облака как относительная, так и абсолютная влажность убывают. При этом разность между относительной влажностью на большом удалении от облака и насыщающей в облаке увеличивается по мере подъема над его нижней границей. На достаточном удалении от облака на высоте его вершины влажность может составлять 30—50 %. Разность абсолютных значений влажности возрастает до некоторого уровня, выше которого она начинает уменьшаться. Над облаком в ряде случаев до уровня 500 м над верхней границей Cu четко прослеживается понижение значения абсолютной влажности по сравнению с влажностью на том же уровне вдалеке от облака. Наличие пониженных значений влажности здесь, по-видимому, обусловлено нисходящими движениями воздуха над облаком.

Ряд конкретных примеров распределения влажности, полученных при пересечении кучевых облаков, приведен на рис. 1—5 (5.6.4).

На рис. 1 (5.6.4) представлены результаты пролета через поле Cu med. на высоте 2100 м над Землей и примерно на 700 м выше нижней границы облаков. Абсолютная влажность при переходе от

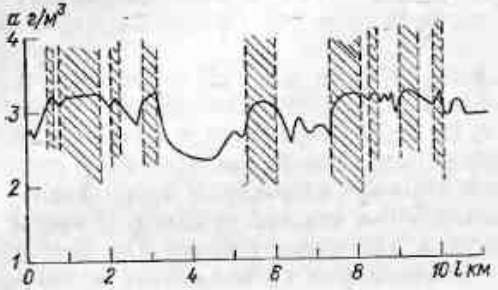


Рис. 1 (5.6.4). Пример горизонтального распределения абсолютной влажности на уровне, расположенном на 790 м выше нижней границы облака.

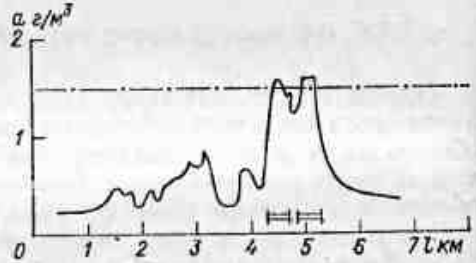
Штриховкой выделены облачные зоны. Полет происходил 3 июня 1982 г. на высоте 2140 м, на которой $T = -5$ °С; $H_{НГ} = 1410$ м, $H_{ВГ} = 2200$ м.

окружающего пространства к облаку колеблется от 0,2 до 1 г/м³. Падение влажности наблюдается на расстоянии до 5 км от облака.

На рис. 2 (5.6.4) приведены данные, полученные при пересечении двухвершинного облака на высоте 6800 м, примерно на

Рис. 2 (5.6.4). Пример горизонтального распределения абсолютной влажности на уровне, расположенном на 440 м ниже верхней границы капельного Cu cong.

Полет происходил 1 июля 1981 г. на высоте 6700 м, $T = -20$ °С, $H_{НГ} = 2100$ м, $H_{ВГ} = 7200$ м. Штрихпунктирная прямая соответствует значению абсолютной влажности при насыщении относительно воды при температуре окружающего воздуха; указаны также отрезки пути самолета в облаке.



700 м ниже его верхней границы. Абсолютная влажность в облаке была в 6 раз выше, чем в окружающем воздухе. Между вершинами одного облака влажность была значительно выше, чем в окружающем воздухе и только на 20 % ниже, чем в облаке на том же уровне.

Результаты, полученные при пролете через облако на высоте 5000 м, на 3750 м выше нижней границы приведены на рис. 3 (5.6.4). Высота верхней границы облака составляла приблизительно 5500 м. Внутри облака в данном случае отмечаются зоны повышенных и пониженных значений абсолютной влажности, колебания которой составляют 0,1—0,2 г/м³. Между двумя вершинами, вне облака, влажность на 20 % ниже, чем в облаке. Рядом с облаком (слева на рис. 3 (5.6.4)) отмечается участок с линейными размерами около 150 м, расположенный на расстоянии около 100 м от границы облака, на котором влажность в 2 раза

превосходит влажность окружающего воздуха. Аналогичные локальные повышения влажности отмечаются довольно часто. Возможно это связано с испарением попадающих сюда облачных частиц.

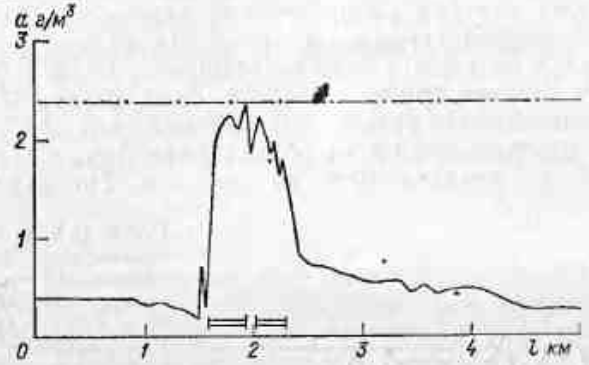


Рис. 3 (5.6.4). Пример горизонтального распределения абсолютной влажности на уровне, расположенном на 530 м ниже верхней границы капельного Cu cong.

Полет происходил 27 июня 1981 г. на высоте 4970 м, $T = -10$ °С, $H_{НГ} = 1200$ м, $H_{ВГ} = 5500$ м. Усл. обозначения см. рис. 2 (5.6.4).

Данные, приведенные на рис. 4 (5.6.4), получены при полете через поле кучевых облаков на высоте 2100 м, на 50 м выше нижней границы. В окружающем воздухе абсолютная влажность

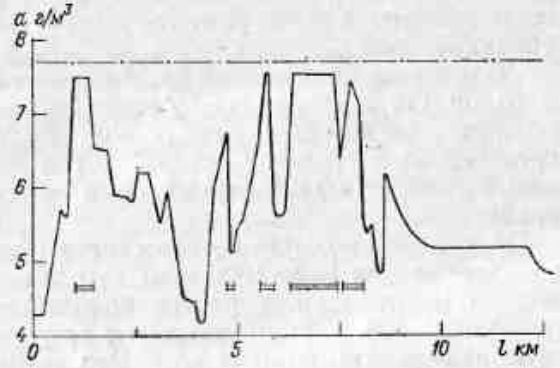


Рис. 4 (5.6.4). Пример горизонтального распределения абсолютной влажности на уровне, расположенном на 50 м выше нижней границы облаков Cu med.

Полет происходил 1 июля 1981 г. на высоте 2100 м, $T = 8$ °С; $H_{НГ} = 2050$ м, $H_{ВГ} = 3000$ м. Усл. обозначения см. рис. 2 (5.6.4).

составляла около 5 г/м³, в большинстве облаков — 7,5 г/м³; значения ее не менялись от облака к облаку. Различия полученных значений a и значений, соответствующих насыщению, находятся в пределах ошибок измерений. Между облаками минимальное значение влажности было равно 4,2 г/м³, а в большинстве случаев — около 5,5 г/м³ — несколько выше, чем на большом удалении от поля облаков.

На рис. 5 (5.6.4) представлено поле влажности вблизи полностью закристаллизованных, растекающихся вершин кучевых облаков, отличное от поля влажности вблизи капельных частей облака. Типичная картина распределения влажности получена при пролете оледеневшей вершины Cu cong. на 40 м ниже верхней границы облака на высоте 6760 м. Мощность облака была равна около 4500 м. Внутри кристаллической части облака, ближе к его краям, имело место резкое уменьшение влажности, иногда в 2 раза. В центральной части облака влажность колебалась незначительно — в пределах 10 % ее значения. По мере удаления

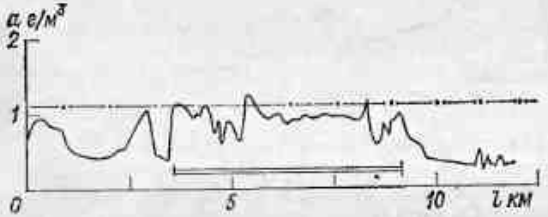


Рис. 5 (5.6.4). Пример горизонтального распределения абсолютной влажности на уровне, расположенном на 40 м ниже верхней границы растекающейся кристаллической вершины Cu cong.

Полет происходил 1 июля 1981 г. на высоте 6750 м, $T=-20$ °С, $H_{НГ}=2100$ м, $H_{ВГ}=6200$ м. Усл. обозначения см. рис. 2 (5.6.4).

от облака влажность несколько возрастает и вдали от облака может достичь значений, близких к насыщению над льдом или даже превосходящих его.

Общим для всех кучевых облаков является наличие узкой (шириной 50—100 м) зоны пониженной влажности, примыкающей непосредственно к зоне резкого увеличения влажности на границе облака.

Такая зона пониженной влажности отмечается по крайней мере с одной стороны облака; уменьшение влажности в ней может достигать нескольких десятых г/м³. Уменьшение влажности непосредственно у границы облака, вероятно, связано с компенсационными нисходящими движениями воздуха вблизи его боковых границ.

Небольшое повышение влажности сбоку от облака начинается не более чем за 500—1000 м от него и составляет 10—15 %. В основном же влажность растет непосредственно у границ облака в слое 50—100 м. Горизонтальные градиенты абсолютной влажности здесь достигают 0,04 г/м⁴. Это самые большие градиенты влажности, наблюдавшиеся в атмосфере. Возможно, еще большие градиенты существуют в узких областях внутри облаков на границах безоблачных промежутков в облаках.

На уровне, лежащем несколько выше нижней границы, влажность между двумя близко расположенными облаками обычно на 10—15 % ниже, чем на большем удалении от облаков, что, по-видимому, также связано с наличием здесь нисходящих движений.

Глава 6

Вертикальные движения в облаках

Направленные вверх вертикальные движения являются важнейшим фактором, определяющим образование облаков и поддерживающим их существование. При этом в формировании фронтальных облаков типа Ns, As, Cs главную роль играют упорядоченные вертикальные движения с линейными масштабами L_x порядка 10^2—10^3 км, тогда как образование конвективной облачности (Cu, Cb) и волнистообразных облаков (Sc, Ac, Cc) связано с мезомасштабными потоками ($L_x \approx 1 \ldots 10$ км). В образовании некоторых облачных форм, в первую очередь облаков St и Frnb, большую, а иногда и определяющую роль играют турбулентные движения.

В этой главе приводятся данные о мезо- и макромасштабных «упорядоченных» движениях. Сведения о турбулентности будут приведены в главе 7.

6.1. Вертикальные движения во фронтальных облаках

6.1.1. Методы измерений (оценок) скорости вертикальных движений

В умеренных широтах наиболее типичными формами фронтальной облачности являются Ns, As, Cs, слои которых или смыкаются друг с другом, или разделены безоблачными промежутками. Роль главного облакообразующего фактора играют крупномасштабные восходящие движения, наблюдающиеся одновременно на участках, линейные размеры которых в направлении вдоль фронта часто составляют тысячи, а поперек него — сотни километров. При этом, несмотря на особую диагностическую и прогностическую важность данных о скорости вертикальных движений во фронтальных зонах, и в первую очередь в облаках, количественных сведений о w_i еще очень мало, поскольку в преобладающей части облачных систем значения w_i не превышают 1—10 см/с, а непосредственные измерения столь малых скоростей пока еще остаются за пределами инструментальных возможностей. Поэтому

мы располагаем лишь косвенными сведениями о вертикальной скорости воздуха в слоистообразных облаках, рассчитанной по той или иной методике. При этом определяются не индивидуальные значения w_i (значения «в точке»), а скорости, осредненные по той или иной площади.

Оценка значений w_i чаще всего проводится следующим образом:

1) по данным сетевых радиозондовых измерений температуры и (или) ветра с последующим использованием какого-либо из уравнений гидротермодинамики атмосферы, например уравнения неразрывности, вихря скорости, переноса тепла;

2) с помощью уравнения неразрывности, в которое подставляются в качестве исходных данные о скорости ветра, измеренной с помощью доплеровских радиолокаторов.*

В настоящее время широкое применение (прежде всего в синоптической практике) нашел лишь первый из методов, причем при современной густоте аэрологической сети определение w_i по радиозондовым данным фактически означает осреднение их значений по ячейкам вычислительной сетки, площади которых равны 10^4—10^5 км^2. Разрешающая способность радиолокационного метода по площади примерно в сто раз лучше. Перечисленные способы количественной оценки значений w_i не позволяют использовать их для пространственных масштабов, меньших 10^2 км^2, хотя с практической точки зрения такие масштабы зачастую чрезвычайно интересны. Сравнение друг с другом значений $\overline{w}_i$, определенных разными способами, осложняется еще и тем, что характерная скорость вертикальных движений сильно зависит от масштаба осреднения, убывая по модулю с увеличением последнего. Иногда изменение масштаба осреднения может даже сопровождаться изменением знака $\overline{w}_i$.

В целом точность имеющихся оценок значений w_i невелика, и их ошибки могут достигать нескольких десятков и даже сотен процентов.

6.1.2. Скорость вертикальных движений во фронтальных облаках

В табл. 1 (6.1.2) приведены некоторые количественные оценки фоновых значений $\overline{w}_i$ в слоистообразных облаках типа Ns, As. Отметим, что хотя внутри областей, по которым осреднялись

* Поскольку в облаках основными отражателями радиолокационного сигнала являются частицы осадков, эта методика наиболее пригодна для измерения скорости движений в Ns и плотных As. Мощность сигнала, отраженного от Cs, гораздо меньше, поэтому радиолокационные измерения w_i в Cs возможны не всегда.

Значения вертикальной скорости ($\overline{w}$) внутри слоистообразных облаков, полученные по результатам расчета и с помощью радиолокационного (р/л) метода

№№ пп	Методика вычислений	Синоптическая ситуация	$\overline{w}$ см/с	Уровень	Литературный источник
1	Расчет	Теплый фронт	16—18	500 гПа	[5]
2	Р/л	Холодный фронт	6—9	1,5—2,0 км	[6]
		То же	8—20	3 км	
3	Расчет	„	4—9	2,5—3,0 км	[14]
		Теплый фронт	2—3,5	2 км	
		То же	3—7	5—6 км	[14]
		Фронт окклюзии	3—11	4 км	
4	Р/л	Теплый фронт	10—20	3 км	
5	Р/л	Холодный фронт	10—40	2—4 км	[20]
6	Р/л	Теплый фронт	10—20	4 км	[20]
7	Расчет	То же	до 10	4 км	[25]
8	Расчет	Фронт окклюзии	10—20	500 гПа	[28]
9	Р/л	Холодный фронт	30—100	4 км	[34]
10	Р/л	Фронт окклюзии	30—100	2,5 км	[34]
11	Расчет	Передняя часть циклона	2—4 *	800—600 гПа	
12	Расчет	То же	0—2 *	800—600 гПа	
13	Расчет	„	1—3 *	600—400 гПа	
14	Расчет	Центральная часть циклона	2—5 *	600—400 гПа	

* Значения получены в ЦАО Т. П. Капитановой по расчетам, основанным на вычислении дивергенции ветра внутри рассматриваемой области.

значения w_i, могли существовать локальные участки как с $w_i > 0$, так и с $w_i < 0$, в среднем внутри облаков $\overline{w}_i > 0$, поскольку в областях, занятых нисходящими движениями, облака длительно существовать не могут.

Анализ литературных данных, показывает, что для тех частей фронтальных облачных систем, которые удалены от фронта на несколько сотен километров, наиболее характерны значения $\overline{w}_i \sim$ $\sim 10^{-1}$... 10 см/с. Чаще всего в разных участках облаков Ns, As, дающих осадки, значения $\overline{w}_i$ колеблются в диапазоне от 1—5 до 15—20 см/с. По некоторым данным, в дождевых облаках значения w_i больше, чем в облаках, из которых выпадает снег [6]. Кроме того, чем быстрее перемещается фронт, тем при прочих равных условиях больше и скорость подъема воздуха внутри фронтальной облачной системы.. Так, в облачных полях, образующихся перед быстро перемещающимися холодными фронтами, значения $\overline{w}_i$ в 1,5—2 раза больше, чем около квазистационарных фронтальных

разделов [13]. Укажем также, что значения $\overline{w_i}$ убывают по мере удаления от фронтального раздела.

Самолетные, радиолокационные и другие исследования фронтальных облаков, а также фотографии их внешнего вида снизу и с искусственных спутников Земли показали, что характеристикам фронтальных облаков и осадков присуща большая пространственная и временная изменчивость [4, 6, 20, 21, 28]. В «теле» фронтальной облачности и в полях осадков почти всегда наблюдаются полосовые структуры и (или) округлые «очаги», внутри которых микроструктура, водность, вертикальная скорость воздуха и другие физические характеристики сильно отличаются от фоновых (табл. 2 (6.1.2)). Интенсивность осадков и скорость вертикальных движений в «полосах» и «очагах» иногда на порядок выше, чем в окружающей более однородной слоистообразной облачности. Многомасштабная структура поля вертикальных скоростей наблюдается не только непосредственно около фронта, но и в облаках, дающих обложные осадки, удаленных от него на 100 км и даже далее [6].

Таблица 2 (6.1.2)

Характерные значения пространственных и временных параметров мезоструктуры фронтальных облаков и осадков (по [11])

Параметр	Диапазон значений
Площадь, км²	
полосы	10^3—10^4
очаги	10^0—10^2
Расстояние между элементами, км	
полосы	10^1—10^2
очаги	10^0—10^2
Продолжительность существования, мин	
полосы	10^1—10^3
очаги	10^0—10^2

Наличие в полях осадков очаговых и полосовых образований обусловлено неоднородностью структуры поля w_i внутри облаков. Оно, в частности, отражает многомасштабность затопленных в Ns и As конвективных ячеек, причем ориентация мезонеоднородностей w_i в основном определяется строением наиболее крупных мезомасштабных структур, имеющихся в облачном слое. Такие мезоструктуры могут порождаться как различными видами ячейковой (целлюлярной) конвекции, так и короткими гравитационными волнами. Могут они возникать и вследствие разрешения бароклинной неустойчивости потока (см. [11]).

Согласно [18, 23, 26], внутри Ns вероятность ячейковой конвекции наиболее велика в слое толщиной до нескольких сотен метров, прилегающем к слою таяния (рис. 1 (6.1.2)), поскольку здесь из-за понижения температуры под изотермой 0 °С, вызываемого поглощением теплоты при таянии снежинок, возрастает неустойчивость. В результате поле w_i в нижней части облачного поля становится пространственно менее однородным, чем на большей вы-

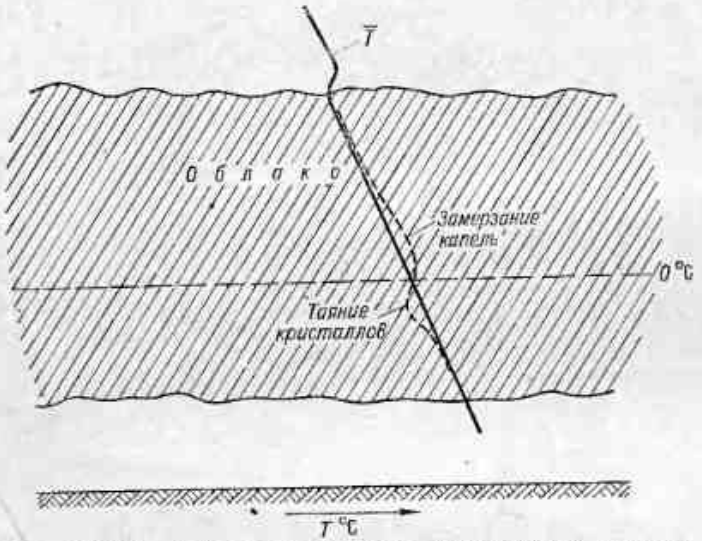


Рис. 1 (6.1.2). Деформация среднего вертикального профиля температуры вблизи нулевой изотермы.

соте. Как показали результаты измерений с помощью доплеровских РЛС [18, 26], в этом слое часто одновременно существуют ячейки с характерными горизонтальными размерами $L_x \leqslant 1$ км и более крупные образования с $L_x \approx 10 \ldots 100$ км.

Наблюдается довольно тесная корреляция между участками, где максимальны w_i и I_i. Поэтому скорость и направление горизонтальных перемещений (u) локальных максимумов скорости вертикальных движений и интенсивности осадков близки друг к другу [18]. Величина u мало отличается от скорости переноса элементов облака, генерирующих осадки [18], которая, в основном определяется средними значениями u на уровне ведущего потока, т. е., как правило, на высоте 3—5 км.

Конкретные примеры распределений w_i в облачных системах фронтов различного типа приведены на рис. 2 и 3 (6.1.2). На рис. 4 (6.1.2) приведена гипотетическая схема пространственного распределения значений w_i в облаках циклонов умеренных широт, построенная Н. А. Безруковой и С. М. Шметером.

Наибольшие значения w_i, иногда достигающие нескольких метров в секунду, наблюдаются в конвективных ячейках, затоплен-

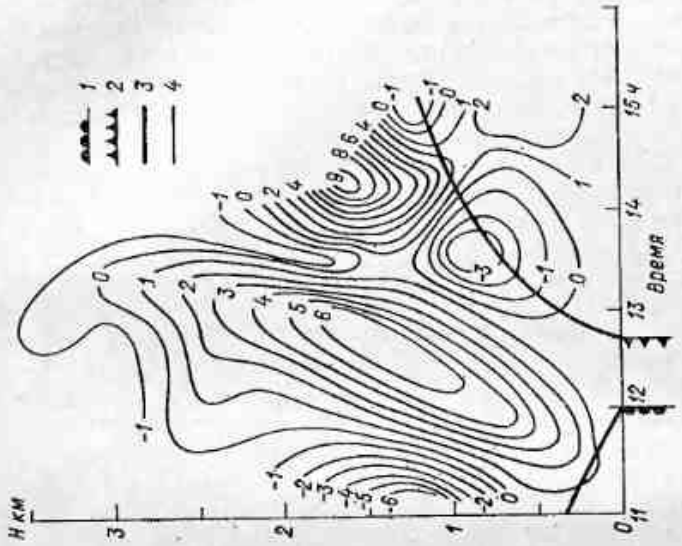


Рис. 3 (6.1.2). Распределение вертикальной скорости воздуха (см/с) во фронтальных облаках по данным за 6 февраля 1975 г. [7].

1 — теплый фронт, *2* — холодный фронт, *3* — фронтальная поверхность, *4* — изолинии w (см/с).

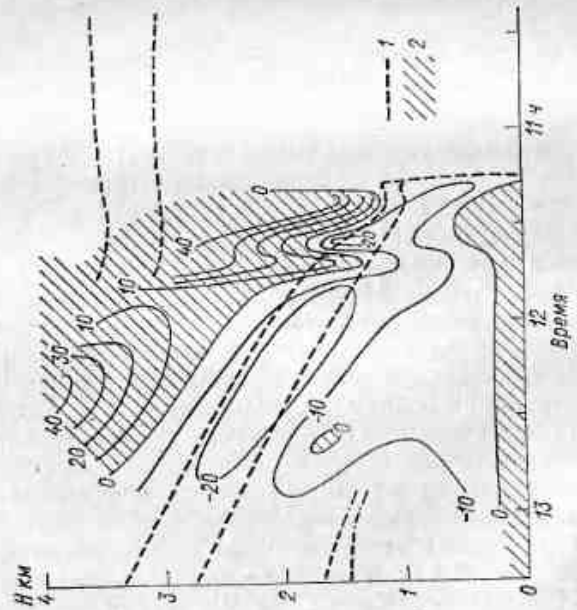


Рис. 2 (6.1.2). Распределение вертикальной скорости (изолинии w см/с) вблизи резко выраженного холодного фронта над Англией 6 февраля 1969 г.

1 — границы фронта и слоев повышенной устойчивости, *2* — облака.

ных внутри слоистообразной части фронтальной облачности. В зоне быстро перемещающихся летних холодных фронтов, а иногда (преимущественно ночью) и обостряющихся теплых фронтов, часто развивается глубокая конвекция, при которой значения w_i могут достигать нескольких десятков метров в секунду.

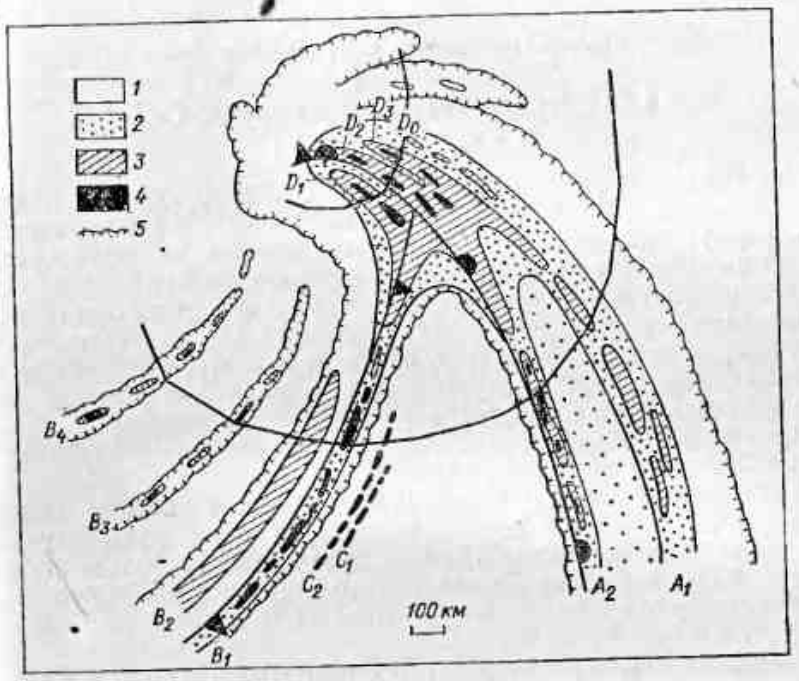


Рис. 4 (6.1.2). Распределение w во внетропическом циклоне.

1) $w<5$ см/с, *2*) $w=5\ldots20$ см/с, *3*) $w=20\ldots40$ см/с, *4*) $w>40$ см/с, *5*) граница массива сплошной облачности; A_1 — первая (передняя) полоса осадков теплого фронта; A_2 — вторая (тыловая) полоса осадков теплого фронта; B_1 — первая (передняя) полоса осадков холодного фронта; B_2 — вторая (тыловая) полоса осадков холодного фронта; B_3, B_4 — полосы осадков вторичных холодных фронтов; C_1, C_2 — осадки предфронтальных линий шквалов; D_1, D_2, D_3 — полосы осадков фронта окклюзии; D_0 — полоса осадков предфронтального похолодания.

Как уже говорилось выше, пространственные неоднородности в поле w_i внутри фронтальных облаков могут располагаться как хаотически, так и регулярным образом. Хаотическое расположение наиболее типично для периферии облачной системы, а регулярное — для участков вблизи фронта (см. [11]). Мезомасштабные полосы с повышенными значениями w_i приблизительно параллельны приземной линии фронта (см. рис. 4 (6.1.2)). Полосы, ориентированные под большим углом к приземной линии фронта, встречаются редко.

Можно предположить, что характерное для последних лет, быстрое развитие мезометеорологических измерений позволит

уже в ближайшее время заменить приведенные оценки, базирующиеся на материалах единичных измерений, на надежные статистические данные о строении полей w_i в слоистообразных, и в первую очередь фронтальных, облаках.

6.2. Вертикальные движения в кучевообразных облаках

6.2.1. Вертикальные потоки внутри Cu и в его окрестности

Как показали результаты измерений, внутри кучевых облаков горизонтальные профили вертикальных движений имеют изрезанную форму; при этом в большинстве случаев на фоне сравнительно высокочастотных пульсаций значений вертикальной скорости воздуха внутри облака (w_i) без труда можно выделить мезомасштабные (конвективные) вертикальные потоки. Они обычно имеют струеобразный характер, но могут состоять и из нескольких поднимающихся друг за другом изолированных объемов воздуха — конвективных «пузырей» [16].

Типичный пример горизонтального распределения значений w_i внутри Cu приведен на рис. 1 (6.2.1).

В облаках Cu hum. и в большинстве Cu med., обычно имеется лишь один восходящий поток, верхняя часть которую визуально различима по наличию облачного купола. В наиболее крупных Cu med. и почти во всех Cu cong. восходящих потоков может быть два-три, а иногда и более. Из-за этого такие облака имеют многокупольную форму.

В нижних двух третях растущих и зрелых Cu hum. и Cu med. восходящие потоки занимают 60—80 % объема облака. Внутри Cu cong. на их долю приходится только 30—40 % объема облака. Вблизи верхней кромки всех видов Cu воздух сильно турбулизирован и определить преобладающее направление его движения не всегда удается. Особенно это относится к облакам, прекратившим расти по вертикали.

Внутри крупных Cu med. и в Cu cong. сбоку от восходящих потоков воздух обычно опускается ($w_i < 0$). Область нисходящих движений окружает все облако, причем как внутри, так и вне облаков эти движения имеют преимущественно компенсационное * происхождение. Общая площадь, занятая компенсационным оседанием воздуха, часто более чем в 2 раза превышает суммарную площадь участков, на которых $w_i > 0$, и поэтому скорость опускания воздуха здесь в среднем меньше, чем скорость его подъема в восходящих потоках. Относительная площадь, занятая движениями с $w < 0$, около Cu cong. меньше, чем около Cu hum. и Cu med., так как баланс масс, охваченных вертикальными движениями, в зоне Cu cong. в большей степени поддерживается внутриоблачными нисходящими движениями.

* В соответствии с уравнением неразрывности нисходящие движения компенсируют подъем воздушных масс внутри облака. При развитии Cu в слое с большими вертикальными сдвигами ветра сбоку от облака могут иметься участки с $w > 0$, которые обусловлены частичным обтеканием Cu внешним потоком [11, 16].

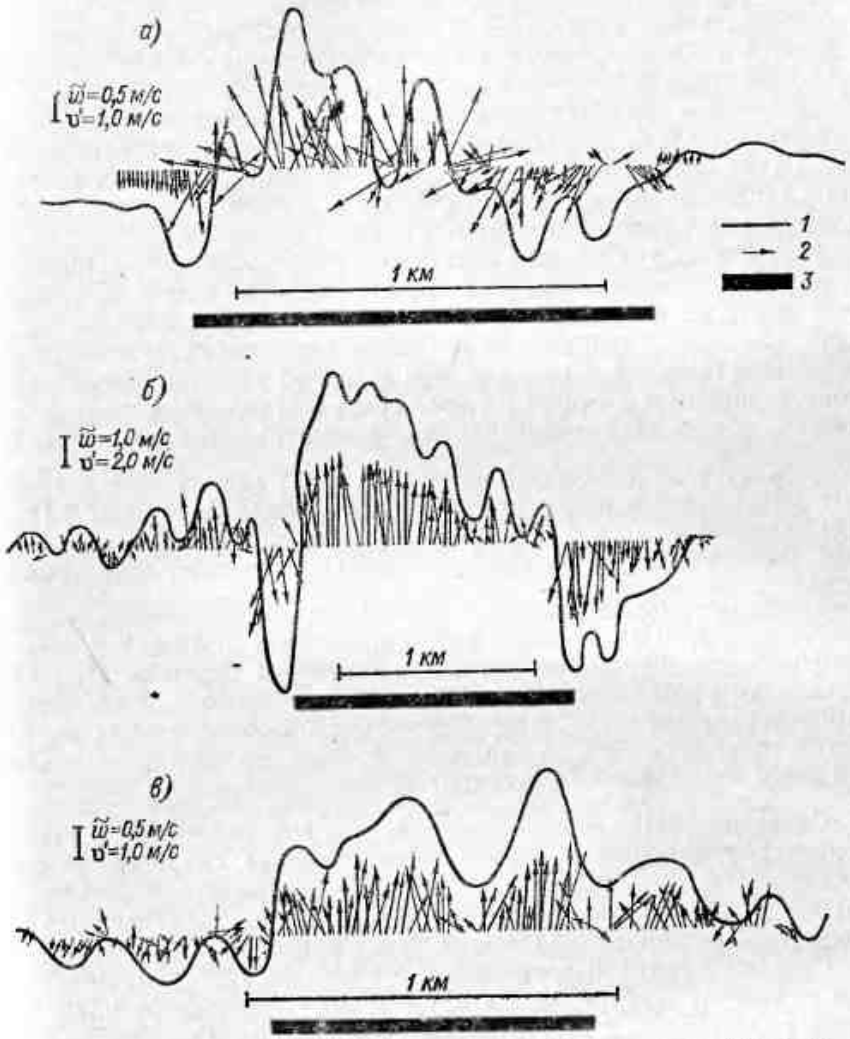


Рис. 1 (6.2.1). Скорость пульсаций ветра внутри Cu на высотах 1590 м (*а*), 850 м (*б*) и 140 м (*в*) над основанием облака.

1 — сглаженная вертикальная скорость воздуха $\tilde{w}$, *2* — вектор скорости пульсаций v' через интервалы 0,2 или 0,4 с, *3* — горизонтальная протяженность облака на уровне полета.

В слое толщиной в несколько десятков метров (иногда до 100—200 м) над всеми разновидностями кучевых облаков воздух опускается. Под основанием Cu, наоборот, преобладают восходящие движения.

В среднем уровень, на котором скорость восходящих движений максимальна, расположен несколько выше середины Cu. В слоях с влажнонеустойчивой стратификацией скорость восходящих движений растет с высотой. Наоборот, в устойчивых слоях восходящие движения постепенно ослабевают.

Над Cu воздух обычно стратифицирован устойчиво. При этом, если устойчивый надоблачный слой достаточно тонок, а значения w_i в вершине Cu велики, поднимающийся объем облачного воздуха может «пробить» устойчивый слой за счет накопленной ниже кинетической энергии и подняться до расположенного выше конвективно-неустойчивого слоя. На участке, где $\gamma < \gamma_{ва}$, значения w_i, естественно, уменьшаются, а выше, в слое с $\gamma > \gamma_{ва}$, они вновь растут. В результате на кривой $\overline{w}_i(z)$ образуются два частных максимума и она становится «двугорбой» (рис. 2 (6.2.1) [8, 10]). Очевидно, при наличии нескольких конвективно-неустойчивых слоев число частных максимумов на вертикальном профиле $\overline{w}_i$ может превышать два.

На рис. 3 (6.2.1) приведено распределение значений w_i внутри Cu (без учета ширины конвективных потоков) в слое от основания облака до уровня, расположенного на несколько сотен метров выше верхней границы [35]. Поскольку в вероятностных координатах точки ложатся на прямую, функция распределения $f(w_i)$ близка к нормальной (гауссовой).

Согласно [35], в слое, где $\partial\overline{w}_i/\partial z > 0$ (на участках «активной» конвекции), среднее квадратическое значение скорости восходящих потоков (σ_w) приблизительно линейно растет с ростом высоты (z), увеличиваясь в среднем на 0,7 м/с на 1 км подъема. Коэффициент корреляции между σ_w и z близок к 0,6.

Средние квадратические значения скорости восходящих потоков в нижних двух третях Cu hum. в центральной (в плане) их части равны 0,5—1,0 м/с, в Cu med. 1—2 м/с, а в Cu cong 2—4 м/с. Максимальные значения w_i на некоторых участках могут более чем в 3 раза превышать приведенные оценки.

Скорость нисходящих внутриоблачных потоков на 10—20 % меньше, чем скорость восходящих, причем это верно и для значений $\overline{w}_i$, осредненных по всему горизонтальному сечению потока, и для максимальных индивидуальных значений w_i. Согласно [8], над Украиной среднее квадратическое значение скорости восходящих потоков составляет примерно 1,6 м/с, а нисходящих 1,3 м/с.

Под облаком $\sigma_w = 1\ldots 2$ м/с, а над ним $-0{,}5\ldots -1{,}0$ м/с. Сбоку от Cu значения σ_w довольно редко превышают 0,3—0,4 м/с.

В одноячейковых (содержащих один восходящий конвективный поток) Cu диаметр восходящей струи составляет $0{,}6—0{,}8D_c$, где D_c — «диаметр» облака. В многоячейковых Cu отдельные конвективные струи в несколько раз уже, чем облако в целом. Ши-

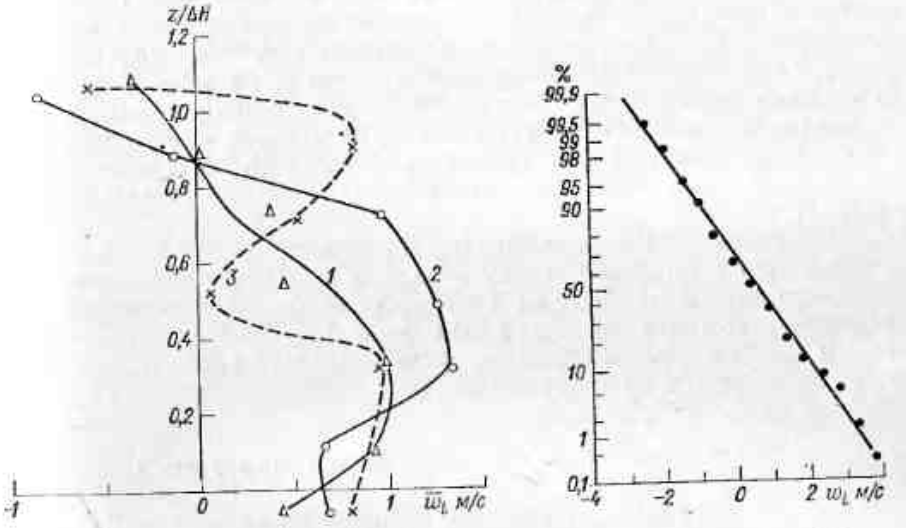


Рис. 2 (6.2.1). Вертикальные профили $\overline{w}$ в центральной части облака [10].
1 — Cu hum. и Cu med., 1973 г., число пересечений $n=143$; 2 — Cu hum. и Cu med., 1974 г., $n=194$; 3 — Cu cong., 1973 г., $n=66$.

Рис. 3 (6.2.1). Накопленная повторяемость (%) различных значений вертикальной скорости воздуха в нижней половине Cu [35].

рина компенсационных потоков сбоку от Cu и над ними может превышать D_c.

Типичный горизонтальный профиль w_i в индивидуальных конвективных ячейках (он аналогичен и в мелких одноячейковых Cu) характеризуется убыванием значений w_i от середины облака (ячейки) к его краям. В индивидуальных случаях из-за взаимного наложения мезомасштабных и турбулентных флуктуаций w_i такая закономерность может замаскироваться изрезанностью профиля w_i.

В крупных Cu, содержащих несколько восходящих потоков, горизонтальный профиль w_i имеет несколько частных максимумов.

6.2.2. Вертикальные потоки в зоне кучево-дождевых облаков

6.2.2.1. Структура воздушных потоков внутри Cb

Кучево-дождевые облака состоят из одной или (чаще) нескольких конвективных ячеек (КЯ) *, горизонтальные размеры которых составляют от 1,0—1,5 до нескольких километров. Внутри этих ячеек содержатся квазистационарные струеобразные восходящие и нисходящие воздушные потоки. Облака, состоящие из одной КЯ, называются одноячейковыми, а наиболее мощные квазистационарные облака этого типа — суперячейковыми. Cb, которые состоят из нескольких ячеек, называются мульти- или многоячейковыми [11, 17].

Отдельные, даже смежные, ячейки довольно слабо взаимодействуют друг с другом, поэтому в первом приближении можно считать, что многоячейковые Cb состоят из автономных конвективных «блоков», которые по своим основным характеристикам аналогичны одноячейковым облакам. В этом смысле приводимые ниже данные относятся к Cb любого типа.

6.2.2.2. Скорости и размеры конвективных струй внутри Cb

На рис. 1 (6.2.2.2) приведены распределения значений w_i для восходящих ($w_i > 0$) и нисходящих ($w_i < 0$) потоков. Они построены по данным, приведенным в [12, 22, 24, 30], и относятся к умеренным широтам. Бо́льшая часть измерений была выполнена в нижней и средней частях ливневых облаков. Объем эмпирических данных для грозовых и градовых облаков был в несколько раз меньше.

Как правило, медианные значения w_i внутри грозовых и градовых Cb на 2—3 м/с больше, чем в ливневых. Максимальные значения $w_{i\,max}$ в наиболее мощных грозовых и градовых облаках могут превышать 50 м/с [30, 31]. В ливневых Cb $w_{i\,max} = 30 \ldots 40$ м/с.

В первом приближении [16, 17] для внутриоблачного восходящего потока шириной D имеем

$$w_{i\,max} \approx \sqrt{D\,\Delta T}, \qquad (1)$$

где значения $w_{i\,max}$ выражены в м/с, D — в километрах, ΔT — в кельвинах. (Возможные значения ΔT см. в главе 5.)

* На практике выделение КЯ внутри Cb может быть произведено с помощью радиолокационных «разрезов» этих облаков. За «ячейку» принимают области, внутри которых имеются локальные максимумы радиолокационной отражаемости, окаймленные несколькими замкнутыми линиями изоэха. Радиолокационные КЯ обычно связаны с локальными максимумами концентрации в облаке крупных частиц и повышенными скоростями восходящих потоков.

Ширина участков, на которых значения w_i близки к $w_{i\,max}$, обычно не превышает 200—300 м. По вертикали наибольшие значения w_i чаще всего локализованы в середине или в верхней трети облака. Если облако пересекает несколько конвективно неустойчивых слоев, что типично для проникающей конвекции, в каждом из них формируется свой частный максимум w_i. Уровень с наибольшим частным максимумом в этих случаях не обязательно располагается в верхней половине облака.

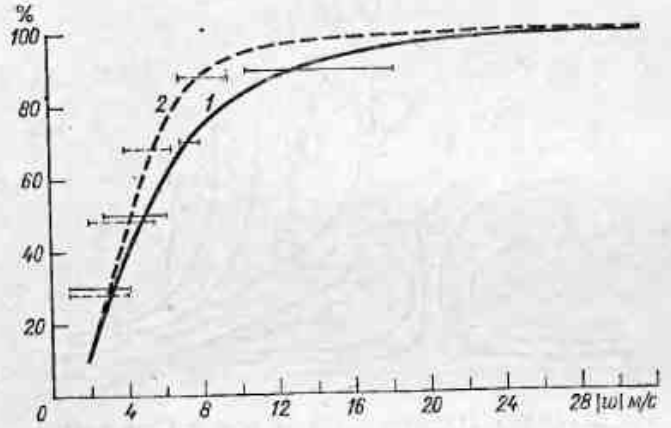


Рис. 1 (6.2.2.2). Накопленная повторяемость (%) модуля вертикальных скоростей $|\overline{w}_i|$ воздуха внутри Cb.

1) $\overline{w}_i > 0$, *2*) $\overline{w}_i < 0$; горизонтальные отрезки — разброс значений по данным разных исследователей.

Наряду с упомянутыми «основными» максимумами скорости подъема воздуха, в вертикальном профиле w_i всегда имеются более мелкие частные «пики», обусловленные сравнительно небольшими неоднородностями вертикальных потоков, размеры которых не превышают нескольких сотен метров [8, 19, 29]. Их наличие приводит к очень сильной изрезанности вертикальных профилей w_i.

Внутри Cb, особенно зрелых и диссипирующих, наряду с областями, где $w_i > 0$, всегда имеются и участки, на которых воздух опускается [16, 17, 22]. В растущих одноячейковых и суперячейковых облаках зоны оседания воздуха располагаются вблизи боковых границ облака, в первую очередь у тыловой относительно направления перемещения границы. В мультиячейковых облаках нисходящие потоки развиваются также и во внутриоблачных участках, удаленных от боковой поверхности Cb.

Наиболее мощный нисходящий поток локализуется в зоне осадков, и, по-видимому, инициируется и поддерживается ими. Более слабые нисходящие движения имеют компенсационное происхождение.

Как видно из рис. 1 (6.2.2.2), скорость восходящих потоков внутри Cb на 1—3 м/с больше, чем скорость нисходящих. Так, внутри ливневых облаков, медианные значения w_i в восходящих потоках на 2 м/с больше, чем в нисходящих.

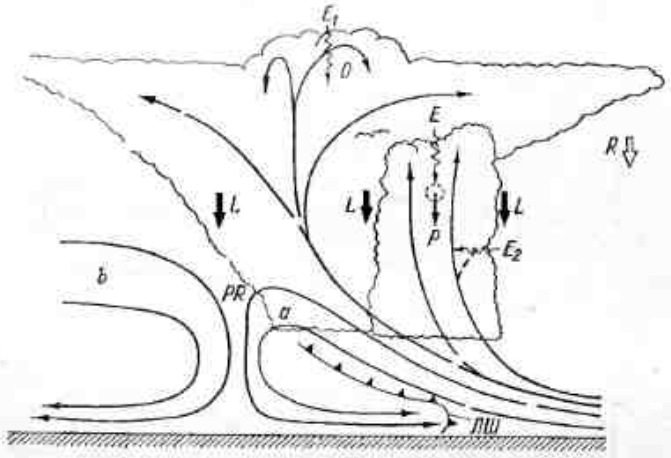


Рис. 2 (6.2.2.2). Воздушные потоки вблизи Cb и внутри него в системе координат, связанной с облаками [2].

PR — зона осадков, *R* — компенсационные нисходящие движения сбоку от облака, E_1 — вовлечение через его верхнюю кромку, *O* — поворот восходящего конвективного потока, *L* — боковые границы восходящего потока, E_2 — боковое вовлечение, *P* — движение частиц осадков, *a* и *b* — ветви подоблачного нисходящего потока, *ЛШ* — линия шквалов (подоблачный мезомасштабный холодный фронт).

Качественная схема распределения вертикальных потоков внутри Cb приведена на рис. 2 (6.2.2.2) [27].

Статистика горизонтальных размеров внутриоблачных вертикальных потоков (D) представлена на рис. 3 (6.2.2.2), для построения которого использованы эмпирические данные, содержащиеся в [12, 22, 24, 30]. Бо́льшая часть исходных данных относилась к нижним двум третям Cb. Поскольку кривые повторяемости значений D для случаев $\bar{w}_i > 0$ и $\bar{w}_i < 0$ близки друг к другу, рисунок построен без разделения на восходящие и нисходящие потоки. С высотой значения D несколько увеличиваются. Существует весьма четкая связь между толщиной (H) Cb и значением $\bar{D}$. Так, в не очень крупных ливневых облаках D_i в среднем в 1,5—2 раза меньше, чем в мощных Cb, и почти втрое меньше, чем в ураганах.

Кривые плотности распределения значений w_i и D_i имеют положительную асимметрию, т. е. модальные значения w_i и D_i меньше

средних ($\bar{w}$, $\bar{D}$). Эмпирические данные удовлетворительно аппроксимируются гамма-распределениями:

а) для скоростей восходящих потоков

$$f(w_i) = 38{,}5\left(\frac{w_i}{5}\right)^{k-1} e^{-\lambda(w-5)}, \qquad (2)$$

где $k = 2{,}76$; $\lambda = 0{,}35$ м$^{-1}\cdot$с; w — в м/с;

б) для скоростей нисходящих потоков

$$f(w_i) = 46{,}5\left(\frac{w_i}{4{,}8}\right)^{k-1} e^{-\lambda(w-4{,}8)}, \qquad (3)$$

где $k = 5{,}42$; $\lambda = 0{,}92$ м$^{-1}\cdot$с;

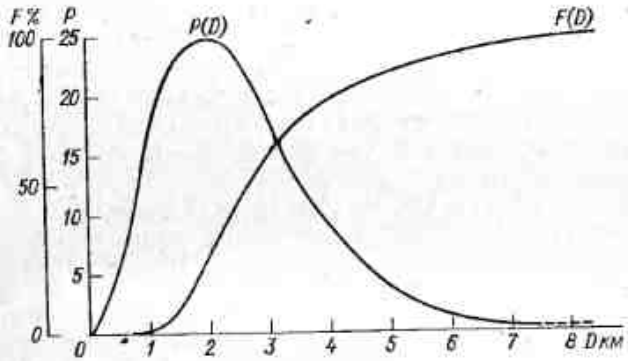


Рис. 3 (6.2.2.2). Повторяемость $P(D)$ и накопленная повторяемость $F(D) = \int_0^D P(D)\,dD$ горизонтальных размеров вертикальных конвективных потоков в Cb [5].

в) для горизонтальных размеров вертикальных потоков

$$f(D) = 25{,}5\left(\frac{D}{0{,}18}\right)^{k-1} e^{-\lambda(D-0{,}18)}, \qquad (4)$$

где $k = 3{,}51$; $\lambda = 13{,}94$ км$^{-1}$; D — в километрах.

Коэффициенты эксцесса E_x и асимметрии A_s имеют следующие значения:

для потоков, в которых $w_i < 0$, $E_x = 3{,}45$, $A_s = 1{,}3$;

для потоков, в которых $w_i < 0$, $E_x = 4{,}83$; $A_s = 1{,}59$;

для значений D (независимо от знака w_i) $E_x = 1{,}18$; $A_s = 1{,}26$.

6.2.2.3. Вертикальные движения в окрестностях Cb

Сбоку от верхней половины Cb в среднем воздух оседает со скоростью $|\bar{w}_i| \approx 0{,}5\ldots 1{,}5$ м/с, хотя на отдельных участках могут наблюдаться и восходящие движения с $\bar{w}_i = 0{,}5\ldots 1{,}0$ м/с. Сум-

марная площадь, внутри которой $w_i < 0$, в облаках и вне их в 2—3 раза превышает площадь восходящих внутриоблачных потоков.

Если в окружающей атмосфере вертикальный сдвиг ветра $\mathbf{u}'_z = \partial \mathbf{u}/\partial z$ мал, то ширина участков, на которых околооблачный воздух опускается, с разных сторон от Cb приблизительно одинакова. При больших $\mathbf{u}'_z$ поле w_i вокруг облака асимметрично и на участке длиной в несколько D_c, расположенном перед передним (по направлению переноса) краем облака, находится зона знакопеременных вертикальных движений с длиной волн $\lambda \approx D_c$ [15, 16].

Статистические данные о структуре вертикальных движений сбоку от нижней половины Cb пока отсутствуют, но, по-видимому, и здесь преобладает оседание воздуха.

Вблизи поверхности Земли перед передней (по направлению переноса) частью подоблачного нисходящего потока воздух поднимается, т. е. происходит вынужденная (динамическая) конвекция. Скорость подъема воздуха может достигать 5—7 м/с, а может и превышать это значение.

Под тыловой частью Cb, на участке, где выпадают осадки, скорость нисходящих движений наибольшая, причем она возрастает с усилением осадков и иногда превышает 10 м/с. Область, внутри которой $\bar{w}_i < 0$, может занимать бо́льшую часть горизонтального сечения подоблачного участка, а по вертикали простирается вплоть до подстилающей поверхности. Слой, где $|w_i| \approx |w_{i\,\max}|$, приподнят на несколько десятков метров, поскольку непосредственно около поверхности Земли опускающийся воздух тормозится и растекается в стороны.

Над Cb в слое толщиной в несколько сотен метров воздух опускается. Однако непосредственно над верхней кромкой Cb имеется прослойка толщиной до 100—200 м, внутри которой происходит подъем воздуха. Наиболее типична такая ситуация для растущих Cb, а в случаях когда в потоке велики вертикальные сдвиги ветра такая ситуация характерна и для зрелых Cb [16, 17].

После перехода облаков в стадию диссипации значения $\bar{w}_i$ во всех частях околооблачной зоны постепенно убывают.

6.3. Вовлечение

Согласно экспериментальным данным, между облаками и окружающим воздухом всегда происходит тепло- и массообмен. Это приводит к несовпадению фактических значений метеорологических параметров в облаке (температуры, водности, концентрации и размеров облачных элементов и др.) и значений, которые

наблюдались бы, если бы процесс развития облака происходил адиабатически.

Главной причиной нарушения адиабатичности является так называемое вовлечение — проникновение внутрь облака воздуха из окружающей «сухой» атмосферы [16, 17, 22]. Из-за вовлечения часть облачных элементов (капель, кристаллов) испаряется, а водность (ледность), температура и сила плавучести уменьшаются. Поскольку вовлечение осуществляется через боковые и верхнюю границы облака, указанные процессы наиболее интенсивны на его периферии и вблизи вершины.

Количественной мерой интенсивности (скорости) вовлечения служит коэффициент вовлечения (μ_z) — относительное изменение массы облачного воздуха на единичном расстоянии по вертикали:

$$\mu_z = \frac{1}{m}\frac{dm}{dz}, \qquad (1)$$

где dm — масса окружающего облако сухого воздуха, которая втекает внутрь облака на участке толщиной dz. Если одновременно с втеканием происходит и истечение воздуха (ситуация, наиболее типичная для случая турбулентного обмена воздухом между Cu (Cb) и окружающей атмосферой), то в формуле (1) $dm \equiv dm^+ - dm^-$, где m^+ и m^- — масса втекающего и вытекающего воздуха соответственно.

Иногда вместо μ_z рассматривается так называемый барический коэффициент вовлечения

$$\mu_p = \frac{1}{m}\frac{dm}{|dp|} = \frac{1}{\rho g}\mu_z, \qquad (2)$$

где dp — изменение давления между рассматриваемыми уровнями, ρ — плотность воздуха, g — ускорение свободного падения.

Основными формами вовлечения являются компенсационное (динамическое) вовлечение, обусловленное неразрывностью потока в слоях, где его вертикальная скорость (w) растет с высотой, и турбулентное вовлечение, связанное с турбулентным перемешиванием [17]. В слоях, где $\partial w/\partial z = 0$, динамическое вовлечение не происходит; при $\partial w/\partial z < 0$ вместо вовлечения происходит истечение воздуха. Турбулентное вовлечение наблюдается повсеместно, причем его интенсивность при прочих равных условиях увеличивается с ростом термической неустойчивости атмосферы. Зависимость значений μ_z от вертикальных градиентов скорости ветра $\partial \mathbf{u}/\partial z$ еще не изучена, однако, поскольку с ростом $\partial \mathbf{u}/\partial z$ возрастает интенсивность турбулентного перемешивания [3], следует ожидать, что и значения μ_z в этом случае увеличиваются.

6.3.1. Вовлечение в конвективные облака

В нижней части Cu и Cb, т. е. там, где $\partial w/\partial z > 0$, влияние динамического вовлечения скорее всего сравнимо с влиянием турбулентного вовлечения или даже более существенно. Чем больше

вертикальные градиенты w, тем интенсивнее динамическое вовлечение. Для турбулентного вовлечения такая зависимость отсутствует.

В слоях, где $\partial w/\partial z < 0$, динамическое вовлечение сменяется компенсационным истечением воздуха из облака и поэтому вовлечение здесь вызывается только турбулентностью.

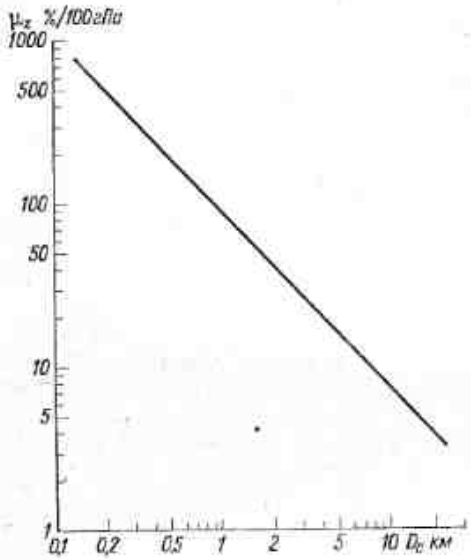


Рис. 1 (6.3.1). Зависимость интенсивности вовлечения μ_z от горизонтальных размеров конвективных облаков D_c.

На всех стадиях эволюции облаков происходит очень интенсивное турбулентное вовлечение через верхнюю кромку облака, причем воздушные «моли», попадая благодаря турбулентности в облако, охлаждаются в нем из-за испарения капель (кристаллов), становятся более плотными и могут опускаться внутрь облака на большую глубину, иногда даже пронизывая бо́льшую часть облачной толщи [17]. Поэтому во многих случаях в предвершинной части Cu (Cb) вклад вертикального перемешивания может превышать вклад горизонтального.

В среднем для всего Cu (Cb) вклады в $\mu_z(\mu_p)$ турбулентного и динамического вовлечения, по-видимому, близки друг к другу, о чем свидетельствуют результаты теоретических расчетов μ_z по отдельности для обоих типов вовлечения.

Для определения μ_z в настоящее время используется довольно много расчетных формул (см., например, [16, 17]). Практически все они разработаны с учетом того, что, согласно общим физическим соображениям, значения μ_z должны быть пропорциональны площади поверхности и обратно пропорциональны объему облака. Поэтому μ_z в большинстве расчетных формул берется обратно пропорциональным диаметру облака D_c. По данным лабораторных измерений, в тех случаях, когда конвективные элементы (термики) имеют форму струй, $\mu_z \approx 0{,}2R^{-1}$. Если конвективный подъем осуществляется в форме изолированных воздушных объемов (конвективных «пузырей»), $\mu_z \approx 0{,}6R^{-1}$, где R — радиус струй (пузырей). Этот вывод действителен и для сухих, и для облачных термиков [17].

На рис. 1 (6.3.1) приведены экспериментальные данные об интенсивности вовлечения в Cu и Cb по материалам [17, 22]. По оси абсцисс отложены данные о происходящем благодаря вовлечению увеличении массы облака при подъеме на каждые 100 гПа. Для Cu и нижней половины Cb в среднем это соответствует слою 0,9—1,1 км, а для верхней части Cb — слою 1,2—1,5 км.

Разброс экспериментальных данных очень велик, и хотя в индивидуальных конвективных ячейках значение μ_z в первом приближении обратно пропорционально их горизонтальным размерам, в среднем для многоячейкового облака возможны отклонения, иногда достигающие порядка самой величины μ_z. Это, в частности, связано с тем, что по мере эволюции Cu и Cb в облаке изменяются значения $\partial w/\partial z$, а значит, и μ_z.

Следует иметь в виду, что данных о значениях μ_z в Cb еще очень мало. По сведениям, приведенным в [9], при подъеме, соответствующем изменению давления на 100 гПа, увеличение массы облака в слое 700—500 гПа в среднем равно 40 %, в слое 850—700 гПа — 83 % и в слое от уровня 850 до основания Cb — 75 %.

В табл. 1 (6.3.1) указан порядок μ_z в конвективных облаках.

Таблица 1 (6.3.1)

Порядок величины μ_z в конвективных облаках

Тип облака	μ_z м$^{-1}$
Cu hum. — Cu med.	10^{-3}
Cu cong.	10^{-4}
Cb	10^{-4}—10^{-5}

Еще раз подчеркнем, что, как это следует и из таблицы, с ростом размера облака среднее вовлечение, отнесенное ко всей массе облака, уменьшается. Так, масса воздуха, содержащегося в облаках мощностью 1—2 км, увеличивается вдвое на пути подъема около 1 км, тогда как в облаках, мощность которых составляет 3 км и более, скорость вовлечения в десятки раз меньше.

6.3.2. Вовлечение в волнистообразные и слоистообразные облака

Механизмы вовлечения в волнистообразные облака, например в Sc и Ac, и в облака Cu и Cb приблизительно аналогичны. Однако из-за того, что скорость вертикальных движений (и ее градиенты) в Sc, Ac примерно в 10 раз меньше, чем в Cu и Cb, интенсивность упорядоченного вовлечения в Sc и Ac в 10^2 — 10^3 меньше, чем в случае развитых Cu [33]. В то же время интенсивность турбулентного вовлечения через границы Sc и Ac, по-видимому, имеет тот же порядок, что и в Cu.

В слоистообразных облаках (СО) компенсационные движения очень слабые, поэтому вовлечение практически полностью является турбулентным. При этом, поскольку горизонтальные размеры СО в 10^2—10^3 раз больше вертикальных, определяющую роль играет турбулентное вовлечение через верхнюю границу облака. Проникший внутрь облака воздух из-за испарения в нем облачных элементов становится холоднее и, следовательно, плотнее, окружающего и должен опускаться. Поэтому вовлечение через верхнюю кромку облака может быть довольно интенсивным.

Точные количественные оценки интенсивности турбулентного вовлечения в СО пока отсутствуют. Однако, судя по косвенным данным, она на отдельных участках может быть значительной, вследствие чего в средней по вертикали части облака образуются своеобразные «пустоты», т. е. участки, внутри которых концентрация облачных элементов и водность близки к нулю (см. п. 8.3.2). Укажем также, что большая горизонтальная перемежаемость турбулентности в слоистообразных облаках (см. в [3]) должна сопровождаться и значительной горизонтальной изменчивостью в них значений μ_z.

Глава 7

Турбулентность в облаках и околооблачном пространстве

Скорость движения воздуха и взвешенных в нем частиц весьма изменчива в пространстве и во времени. Она отражает как упорядоченное, так и турбулентное движение воздушных масс. Эти движения различаются прежде всего масштабами: крупномасштабные движения считаются упорядоченными, мелкомасштабные — турбулентными. Провести четкую границу между ними невозможно; она является чисто условной и зависит от решаемой задачи. Порой она существенно зависит и от методов измерений.

В этой главе речь пойдет о результатах самолетных измерений, и турбулентность будет характеризоваться пульсациями скоростей в масштабе 0,15—1,5 км и параметрами, определяющими статистику их распределения. Более высокочастотные (масштаб менее 150 м) и более низкочастотные (масштаб более $1{,}5 \cdot 10^3$ м) пульсации отфильтровывались непосредственно в приборе и в процессе обработки.

Обычно в атмосфере, в том числе и в облаках, турбулентные зоны чередуются со спокойными. О такого рода перемежаемости турбулентности можно судить по размерам турбулентных и спокойных зон, их повторяемости и т. д. В настоящей главе под турбулентными зонами подразумеваются участки в атмосфере, на которых средние квадратические значения пульсаций компонент скорости σ_u, σ_w превосходят 0,1 м/с. Спокойной зоной названы участки, на которых σ_u, $\sigma_w < 0{,}1$ м/с. Протяженности i-го турбулентного и j-го спокойного участков обозначены через l_i и λ_j соответственно; u — горизонтальная (продольная) компонента пульсаций скорости (под продольной здесь понимается компонента скорости ветра, ориентированная вдоль направления полета, независимо от направления ветра), w — вертикальная компонента пульсаций скорости, $l = \sum_i l_i$ — суммарная протяженность всех турбулентных участков для определенного вида облачности, $\lambda = \sum_j \lambda_j$ — суммарная протяженность спокойных участков, $\alpha = l/(l+\lambda)$ — коэффициент турбулентного заполнения (относительная протяженность турбулентных зон).

7.1. Турбулентность в облаках слоистых форм *

7.1.1. Пространственная перемежаемость турбулентности в облаках

О пространственной структуре турбулентности в облаках различных форм можно судить по табл. 1 (7.1.1). Средняя протяженность турбулентных и спокойных участков, как видно из таблицы, составляет десятки километров.

Таблица 1 (7.1.1)

Средняя протяженность турбулентных ($\bar{l}_i$) и спокойных ($\bar{\lambda}_j$) зон в облаках различных форм и коэффициент турбулентного заполнения α

	Форма облаков							КЗ *
	As—Cs	Ns—As	As	Cs	Ns—Sc	Sc	Ac	
$\bar{l}_i$ км	2·10	2·10	2·10	3·10	2·10	2·10	2·10	2·10
$\bar{\lambda}_j$ км	6·10	7·10	3·10	3·10	1·10	1·10	1·10	0
$\alpha = \bar{l}/(\bar{l}+\bar{\lambda})$	0,2	0,2	0,4	0,5	0,7	0,8	0,9	1,0

* Конвективные зоны (КЗ); к ним в облаках слоистых форм относились области с отчетливо выраженной болтанкой самолета, в которых, по мнению бортнаблюдателя, можно ожидать наличия «затопленных конвективных ячеек». Для них $\bar{l}_i = 1{,}5$ км, $\bar{\lambda}_j = 0$.

Накопленные повторяемости различных значений протяженностей турбулентных l_i и спокойных λ_i участков в облаках различных форм в умеренных широтах приведены на рис. 1 (7.1.1).

На кривых плотности распределения $f(l_i) = d\Phi/dl_i$ и $\varphi(\lambda_j) = \dfrac{d\Phi(\lambda_j)}{d\lambda_j}$ отчетливо выделяются максимумы в интервалах l_i, λ_j, равных 10—20 км. В облаках слоистых форм типа Ns—As, As и Cs намечается и второй максимум в области 60—70 км.

7.1.2. Распределение пульсаций компонент скорости ветра внутри турбулентных зон

В турбулентных зонах вертикальная компонента скорости колеблется вокруг среднего нулевого значения. Горизонтальная (или продольная для движущегося самолета) компонента колеблется

* В основу параграфа положены работы [3, 5].

вокруг некоторого среднего значения компоненты скорости ветра в данном направлении.

Случайные значения пульсаций $u_{k,i}$ (продольная компонента i-й пульсации скорости на k-м турбулентном участке) и $w_{k,i}$ (вертикальная компонента) подчиняются с высокой точностью (расхождения не более нескольких процентов) нормальному закону рас-

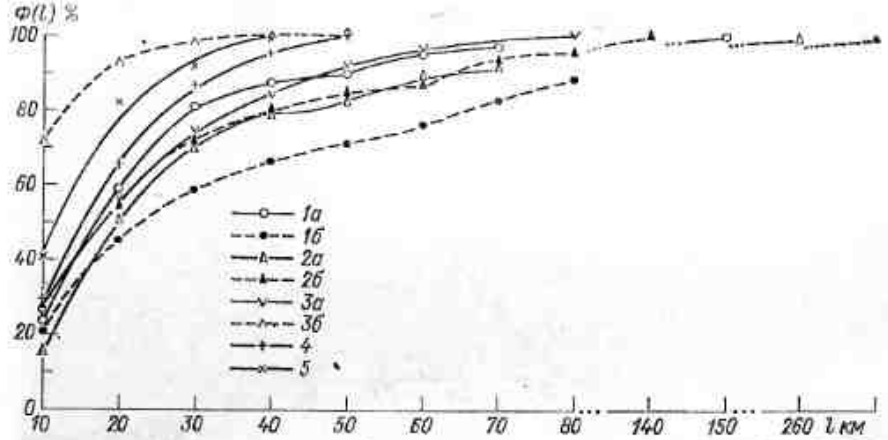


Рис. 1 (7.1.1). Эмпирические функции распределения протяженности турбулентных ($а$) и спокойных ($б$) зон в облаках различных форм.

1) Ns—As, *2)* Cs, *3)* Ac, *4)* конвективные зоны, *5)* Ns—Sc.

пределения с нулевым средним значением. Кривые плотности распределения имеют, следовательно, вид

$$f_k(u_{k,i}) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_{u,k}} \exp\left(-\frac{u_{k,i}^2}{2\sigma_{u,k}^2}\right), \qquad (1)$$

$$\varphi_k(w_{k,i}) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_{w,k}} \exp\left(-\frac{w_{k,i}^2}{2\sigma_{w,k}^2}\right). \qquad (2)$$

Средние значения $\bar{\sigma}_u$ и $\bar{\sigma}_w$ для облаков различных форм, приведенные в табл. 1 (7.1.2), были рассчитаны с помощью следующих соотношений:

$$\bar{\sigma}_u = \left(\frac{\sum_k \sigma_{u,k}^2 l_k}{\sum_k l_k}\right)^{1/2},$$

$$\bar{\sigma}_w = \left(\frac{\sum_k \sigma_{w,k}^2 l_k}{\sum_k l_k}\right)^{1/2}. \qquad (3)$$

Если рассматривать $\bar{\sigma}_u$ и $\bar{\sigma}_w$ для облака в целом, а не только для турбулентных зон, то соответствующие значения понизятся

примерно вдвое для облаков типа As, Ns—As, As—Cs, примерно на 20 % для Cs, на 10 % для Ns—Sc, Sc и Ac; при этом они не изменятся (поскольку $\alpha = 1$) для КЗ.

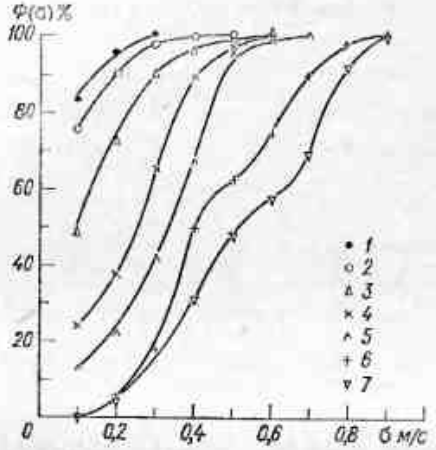


Рис. 1 (7.1.2). Распределение среднеквадратических значений пульсаций горизонтальной компоненты скорости ветра в облаках различных форм.

1) As—Cs, *2*) Ns, *3*) Cs, *4*) Ns—Sc, *5*) Ac, Sc, *6*) конвективные зоны, *7*) КЗ.

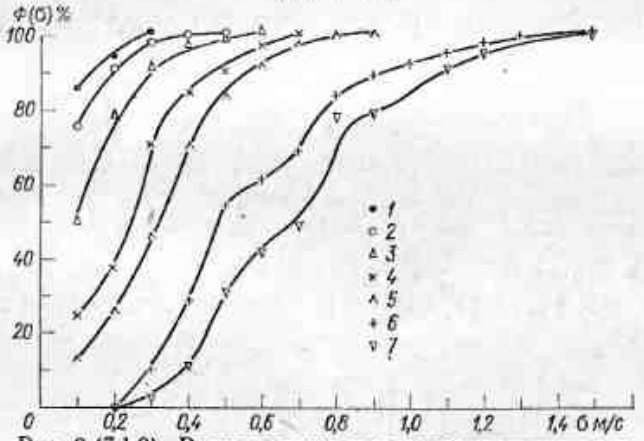


Рис. 2 (7.1.2). Распределение среднеквадратических значений пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра в облаках различных форм.

Усл. обозначения см. рис. 1 (7.1.2).

Эмпирические распределения значений пульсаций $\Phi(\sigma_u)$ и $\Phi(\sigma_w)$ представлены на рис. 1 и 2 (7.1.2) соответственно. Начальная ордината $\sigma = 0{,}1$ м/с на кривых соответствует доле спокойных участков ($\sigma < 0{,}1$ м/с) в облаках соответствующей формы.

Средние стандартные значения пульсаций компонент скорости ветра в турбулентных зонах облаков различных форм

Форма облаков	As — Cs	Ns — As	As	Cs	Ns — Sc	Sc	Ac	КЗ
$\bar{\sigma}_u$ м/с	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,4	0,4	0,5
$\bar{\sigma}_w$ м/с	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,4	0,4	0,6

Распределения $\Phi_u(\sigma_u)$ и $\Phi_w(\sigma_w)$ описываются либо нормальным законом (для облаков As—Cs, Ns—As и Cs), либо суперпозиций двух (для Ns—Sc, Sc и Ac) или трех (для КЗ) нормальных распределений:

$$\Phi_j(\sigma_i) = \sum_l c_{i,l}\Phi_{0,l}(\sigma_i), \tag{4}$$

$$\Phi_{0j}(\sigma_i) = \int_{-\infty}^{\sigma_i} f_{0j}(x)\,dx, \tag{5}$$

$$f_{0j}(x) = \frac{1}{s_j\sqrt{2\pi}}\exp\left[-\frac{(x-\mu_j)^2}{2s_j^2}\right]. \tag{6}$$

Здесь $j = 1, 2, 3$, а $i = j, w$. Функции $f_{0j}(x)$ представляют собой нормальные распределения с параметрами μ_j, s_j, которые приведены в табл. 2 (7.1.2) и, как видно из таблицы, могут быть различными для облаков различных форм и для разных компонент.

7.1.3. Анизотропия пульсаций скорости ветра

Если рассматривать индивидуальный турбулентный участок, то характеристики пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра обычно не совпадают с характеристиками пульсаций горизонтальной компоненты. Иными словами, на индивидуальных участках наблюдается определенная анизотропия турбулентности. Примем за меру анизотропии турбулентности на k-м участке отношение, которое будем называть степенью анизотропии турбулентности:

$$\varkappa_k = \frac{\sigma_{w,k}}{\sigma_{u,k}}. \tag{1}$$

В среднем по облакам слоистых форм величина $\bar{\varkappa}_k$ близка к 1 (табл. 1 (7.1.3)) для слоистообразных и волнистообразных облаков и заметно больше 1 для конвективных зон (КЗ). Это еще более заметно, если рассматривать кривые повторяемости различных значений $\varkappa_k$ (рис. 1 (7.1.3)). Примерно в 70 % случаев $\varkappa_k < 1$ для облаков типа As, Cs, Ns, в 65 % случаев $\varkappa_k > 1$ для Sc, Ac и всегда $\varkappa_k > 1$ для конвективных зон. Следует иметь в виду, что вертикальные потоки при пролете самолета воспринимаются как пульсации вертикальной скорости.

Таблица 2 (7.1.2)

Параметры эмпирических распределений стандартных значений (σ_u, σ_w) пульсаций компонент скорости ветра для облаков различных форм

Форма облаков	Компоненты пульсаций	Параметры распределений								
		c_1	μ_1 м/с	s_1 м/с	c_2	μ_2 м/с	s_2 м/с	c_3	μ_3 м/с	s_3 м/с
As — Cs	u, w	1	0,05	0,15	0	—	—	0	—	—
Ns — As	u, w	1	0	0,15	0	—	—	0	—	—
Cs	u, w	1	—0,12	0,15	0	—	—	0	—	—
Ns — Sc	u	0,55	—0,18	0,15	0,45	—0,32	0,10	0	—	—
	w	0,70	—0,18	0,15	0,30	—0,45	0,10	0	—	—
Sc, Ac	u	0,55	—0,28	0,15	0,45	—0,46	0,10	0	—	—
	w	0,70	—0,28	0,15	0,30	—0,54	0,10	0	—	—
КЗ	u	0,63	—0,35	0,15	0,37	0,65	0,10	0	—	—
	w	0,61	—0,40	0,15	0,31	0,75	0,10	0,08	—1,15	0,10

Эмпирические распределения $\Phi(\varkappa_k)$ приведены на рис. 1 (7.1.3). Отклонения $\varkappa_k$ от 1, достигающие в отдельных случаях нескольких десятков процентов, связаны, по-видимому, с механизмами формирования турбулентных зон, в том числе с элементами конвекции и волновыми движениями.

Рис. 1 (7.1.3). Эмпирические функции распределения коэффициента анизотропии турбулентности $\varkappa=\sigma_w/\sigma_u$ в облаках различных форм.

1 — слоистообразные облака, *2* — волнистообразные облака, *3* — конвективные зоны.

Таблица 1 (7.1.3)

Средние значения степени анизотропии турбулентности ($\bar{\varkappa}_k$) и стандартного отклонения $\sigma_\varkappa$ в облаках различных форм и в КЗ

	Тип облаков		КЗ
	Слоистообразные As, Cs, Ns	Волнистообразные Sc, Ac, Ns — Sc	
$\bar{\varkappa}_k$	0,94	1,14	1,31
$\sigma_\varkappa$	0,21	0,46	0,24

7.1.4. Спектры пульсаций компонент скорости ветра в облачных турбулентных зонах

Если $u(x)$ и $u(x+\xi)$ — значения продольной компоненты пульсаций скорости в точках x и $x+\xi$, то автокорреляционная функция пульсаций продольной компоненты имеет вид

$$k_u(\xi)=\frac{\overline{u(x)\,u(x+\xi)}}{\sigma_u^2} \qquad (1)$$

(черта означает осреднение по всем возможным значениям x). Спектральная плотность пульсаций (или сокращенно спектр) про-

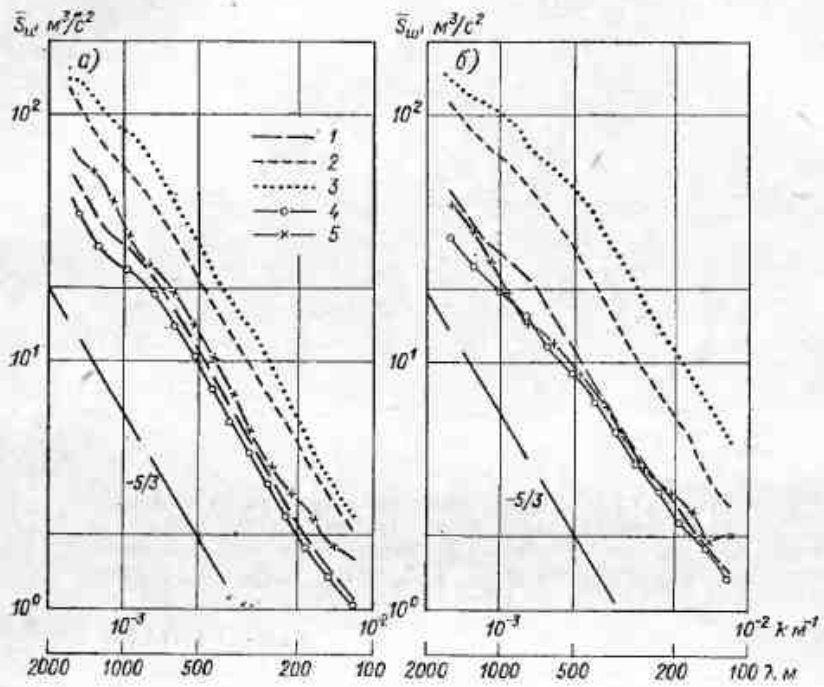


Рис. 1 (7.1.4). Средние спектральные плотности пульсаций горизонтальных ($а$) и вертикальных ($б$) компонент скорости ветра.

1) вне облаков, *2*) Sc—Ac, *3*) конвективные зоны, *4*) Ns—As, *5*) Ns—Cu cmb.

рис. *а*:

Кривая	*1*	*2*	*3*	*4*	*5*
n	165	137	76	111	54
$\bar{\sigma}_u$ м/с	0,22	0,32	0,37	0,21	0,25
$\bar{A}_s$	0,02	0,05	0,05	−0,01	−0,09
$\bar{E}_x$	1,10	1,18	1,23	1,36	1,25

рис. *б*:

Кривая	*1*	*2*	*3*	*4*	*5*
n	148	134	71	98	51
$\bar{\sigma}_w$ м/с	0,22	0,35	0,42	0,20	0,21
$\bar{A}_s$	−0,07	−0,04	0,06	0,19	−0,08
$\bar{E}_x$	0,13	0,14	1,85	0,18	0,73

дольной компоненты скорости ветра описывается выражением

$$S_u(k) = 2\int_0^\infty \cos(2\pi k\xi)\, K_u(\xi)\, d\xi. \qquad (2)$$

Аналогично для вертикальной компоненты

$$S_w(k) = 2\int_0^\infty \cos(2\pi k\xi)\, K_w(\xi)\, d\xi. \qquad (3)$$

Спектральные плотности $S_u(k)$ и $S_w(k)$, так же как и энергетические спектры $E_{u,w}(k) = \int S_{u,w}(k)\,dk$ дают представление о распределении кинетической энергии пульсаций по волновым числам k или по длинам волн $\lambda = 1/k$. В интервале длин волн λ от 200 до 800—900 м осредненные кривые $\bar{S}_u(k)$ и $\bar{S}_w(k)$ довольно хорошо следуют закону $-5/3$. В энергетических спектрах $kS_u(k)$ и $kS_w(k)$ при $\lambda > 800$ м (а в Sc и Ac для w при $\lambda > 500$ м) встречаются плато или даже локальные максимумы, свидетельствующие о возможном мезомасштабном источнике турбулентной кинетической энергии.

На рис. 1 (7.1.4) представлены средние спектры для облаков некоторых типов. На участке от 150 до 1000 м кривые близки к прямой, имеющей характерный наклон, соответствующий закону $-5/3$. Смещение кривых по вертикали определяется значениями скорости диссипации турбулентной энергии ε, рассмотренными ниже. На этом же рисунке для примера приведены средние значения асимметрии $\bar{A}_s$ и эксцесса $\bar{E}_x$ для рассмотренных случаев (n — число случаев, для которых построены средние спектры и найдены значения $\bar{\alpha}$, $\bar{A}_s$ и $\bar{E}_x$).

7.1.5. Скорость диссипации кинетической энергии турбулентности

Скорость диссипации турбулентной энергии ε, т. е. энергия, теряемая единицей массы воздуха за единицу времени, связана со спектром пульсаций компонент скорости ветра соотношением

$$\varepsilon = \alpha s^{3/2}(k)\, k^{5/2}. \qquad (4)$$

Величина ε измеряется в см²/с³.

Если ε определяется по пульсациям продольной компоненты u то $\alpha = 53{,}4$, если по вертикальной — то $\alpha = 35{,}3$ [3]. Характерные значения ε в турбулентных зонах облаков различных форм приведены в табл. 1 (7.1.5).

Таблица 1 (7.1.5)

Средние значения и характерный диапазон изменения скорости диссипации турбулентной энергии ε (см²/с³) в облаках различных форм и КЗ

	Форма облаков						КЗ
	As—Cs	Ns—As	Cs	Ns—Sc	Sc	Ac	
ε	1,5	3	3	8	14	14	40
$\Delta\varepsilon$	0,5—6,0	1,0—5,0	1,0—7,0	4,0—16,0	8,0—30	8,0—30	20—100

7.1.6. Коэффициент турбулентности

Во многих полуэмпирических теориях и численных моделях облаков используется понятие «коэффициент турбулентности» K.

Для локально изотропной турбулентности согласно соотношению Ричардсона

$$K = a\varepsilon^{1/3}L_T^{4/3}. \quad (1)$$

Если принять масштаб турбулентности $L_T = 200$ м, а безразмерный коэффициент $a = 0{,}20$, то рассчитанные по формуле (1) значения K (м²/с) практически совпадают со значениями K, вычисленными по широко используемой формуле Ляпина—Дубова, опирающейся на данные самолетных измерений.

Учитывая данные, приведенные в табл. 1 (7.1.5), и то, что $\overline{\varepsilon^{1/3}} < \overline{\varepsilon}^{1/3}$, можно получить представление о характерных значениях K в облаках различных форм. Для облаков типа As—Cs они составляют около 10 м²/с, для Ns—As и Cs — около 13—15 м²/с, для Sc и Ac — около 20—25 м²/с.

7.2. Турбулентность в околооблачном пространстве *

7.2.1. Пространственная перемежаемость турбулентности в облаках и вне их

Различия пространственной структуры турбулентности вне облаков и в облаках порой не очень велики. Судить об этом можно по табл. 1 (7.1.1) и 1 (7.2.1).

Таблица 1 (7.2.1)

Средняя протяженность турбулентных $\bar{l}_i$ и спокойных $\bar{\lambda}_j$ зон в облаках и вне их и коэффициент турбулентного заполнения $\alpha = \bar{l}/(\bar{l}+\bar{\lambda})$

	Вне облаков	Слоистообразные облака			Волнистообразные облака		
		в облаках	над облаками	под облаками	в облаках	над облаками	под облаками
$\bar{l}_i$ км	18	24	18	19	23	18	22
$\bar{\lambda}_j$ км	64	31	24	25	9	30	15
α	0,16	0,28	0,25	0,27	0,83	0,30	0,60

* В основу параграфа положены результаты работы [7].

7.2.2. Распределение среднеквадратических значений пульсаций компонент ветра σ_u и σ_w в окрестности слоистообразных (СО) и волнистообразных (ВО) облаков

Распределения σ_u и σ_w хорошо описываются нормальным распределением или суперпозицией двух нормальных распределений:

$$\Phi_i(\sigma_i) = \sum_j c_{j,i}\Phi_{0,j}(\sigma_i), \quad (1)$$

где

$$\Phi_{0j}(\sigma_i) = \int_{-\infty}^{\sigma_i} f_{0j}(x)\,dx. \quad (2)$$

$$f_{0j}(x) = \frac{1}{s_j\sqrt{2\pi}}\exp\left[-\frac{(x-\mu_j)^2}{2s_j^2}\right],$$

$$j = 1,\ 2. \quad (3)$$

Верхний предел интегрирования σ_i в формуле (2) равен σ_u для горизонтальной компоненты и σ_w для вертикальной компоненты пульсаций скорости ветра, как и в п. 7.1.2.

Параметры распределений приведены в табл. 1 (7.2.2).

Таблица 1 (7.2.2)

Параметры эмпирических распределений в формулах (1) и (3)

Форма облаков	Компоненты пульсаций	Параметры распределений					
		c_1	μ_1 м/с	s_1 м/с	c_2	μ_2 м/с	s_2 м/с
СО	u, w	1	—0,02	0,15	0	—	—
Под СО	u, w	1	—0,01	0,15	0	—	—
Над СО	u, w	1	—0,02	0,15	0	—	—
ВО	u	0,55	—0,14	0,15	0,45	0,38	0,1
	w	0,70	—0,25	0,15	0,30	0,50	0,1
Под ВО	u, w	0,60	—0,05	0,15	0,40	0,36	0,1
Над ВО	u, w	0,85	—0,04	0,15	0,15	0,34	0,1

7.2.3. Характерная скорость диссипации кинетической энергии турбулентности ε (см²/с³)

Вне облаков скорость диссипации ε несколько ниже, чем в облаках слоистых форм (табл. 1 (7.2.3)), и существенно ниже, чем в облаках конвективного развития (см. п. 7.3.1.2).

Таблица 1 (7.2.3)

Характерные значения скорости диссипации турбулентной энергии ε в окрестности облаков слоистых форм

Вне облаков	Слоистообразные облака			Волнистообразные облака		
	в облаках	над облаками	под облаками	в облаках	над облаками	под облаками
2	2,2	0,9	2,7	14	5	6,5

7.3. Турбулентность в конвективных облаках и в их окрестности

7.3.1. Турбулентность в различных частях зоны кучевых облаков

В конвективных облаках типа Cu и особенно Cb турбулентность развита сильнее, чем в облаках других форм. В частности, амплитуды горизонтальных (u) и вертикальных (w) пульсаций скорости ветра внутри самых мощных из конвективных облаков, (Cb) достигают 15—20 м/с. Столь значительные пульсации отмечаются вне облаков только при сильном ветре над гористой местностью в пограничном слое атмосферы.

Велик в конвективных облаках и коэффициент турбулентного заполнения $\alpha = l/(l+\lambda)$ (l и λ — суммарная протяженность турбулентных и ламинарных участков на фиксированной высоте внутри облака). Напомним, что участок мы условно считаем турбулентным, если на нем среднее квадратическое значение пульсаций скорости потока * σ_w и (или) σ_u превышают 0,1 м/с.

Значения α внутри Cu близки к единице, т. е. в облаке почти нет участков, на которых движения можно было бы считать ламинарными.

Как и в случае облаков других форм, кривые плотности распределения значений u и w внутри и в окрестностях различных разновидностей Cu обычно мало отличаются от нормального (гауссовского) распределения.

Внутри Cu hum. и Cu med. $\overline{\sigma_u} \approx \overline{\sigma_w} \approx 0{,}4 \ldots 0{,}9$ м/с. В Cu med., переходящих в Cu cong., и особенно часто внутри последних σ_u и $\sigma_w \approx 1 \ldots 2$ м/с [3, 4, 11, 12, 13]. Сбоку от Cu значения σ_u и σ_w

* Под пульсациями здесь мы понимаем короткопериодные пульсации, масштаб которых не превосходит 1—2 км. Это замечание позволяет отделить от турбулентности упорядоченные вертикальные потоки большого масштаба.

примерно в 2 раза, а над Cu — в 3—4 раза меньше, чем в облаке. Под Cu значения σ_u и σ_w меньше, чем внутри них, в 1,5—2 раза (см. табл. 1 (7.3.3)). Чем мощнее облако, тем в среднем интенсивнее турбулентность, т. е. больше значения σ_u и σ_w под облаком и внутри него. Сбоку от Cu эта зависимость выражена не столь четко. Кроме того, амплитуды пульсаций скорости потока в быстро растущих облаках больше, чем в медленно развивающихся, и особенно в диссипирующих.

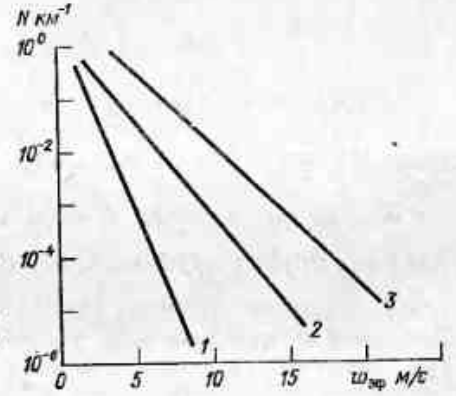


Рис. 1 (7.3.1). Среднее число порывов N на 1 км пути с вертикальной эффективной скоростью $w_{эф}$, превышающей значения, приведенные на оси абсцисс (по [14]).

1 — вне облаков, *2* — в Cu; *3* — в Cb.

На рис. 1 (7.3.1) приведены средние значения числа порывов на 1 км пути с пульсациями вертикальных скоростей, превышающими заданное значение при полетах в ясном небе и внутри Cu и Cb [14]. В качестве меры амплитуды пульсаций использованы значения так называемой эффективной скорости порывов $w_{эф}$, которыми обычно пользуются в авиационных расчетах [1]. Их значения рассчитывались по соотношению

$$w_{эф} = 2\frac{\Delta n \frac{G}{S}}{\beta \rho_H \sqrt{\frac{\rho_0}{\rho_H} C_y^{\alpha} v_i}}, \qquad (1)$$

где $\Delta n = n - 1$ — приращение перегрузки (n) в центре тяжести самолета (в долях ускорения свободного падения), G — полетная масса самолета (кг), S — площадь крыльев (м²), $C_y^{\alpha} = \partial C_y/\partial\alpha$ — производная коэффициента подъемной силы (C_y) по углу атаки (α), ρ_0 и ρ_H — плотность воздуха на уровне 1013 гПа и на высоте полета соответственно, v_i — «индикаторная», т. е. приведенная к давлению 1013 гПа, скорость полета (км/ч), β — коэффициент демпфирования самолетом порыва (кратковременного увеличения w). Значения β заключены в пределах от 1,1 до 1,25.

Индивидуальные значения $w_{эф}$, вообще говоря, не в точности равны значениям w, но в среднем $\overline{w_{эф}} \approx \overline{w}$, что позволяет использо-

вать эффективную скорость вертикальных порывов в качестве меры амплитуд пульсаций.

Как видно из рис. 1 (7.3.1), повторяемость заданных скоростей пульсаций в Cu и особенно в Cb на несколько порядков больше, чем в ясном небе.

Относительная порывистость потоков может быть оценена с помощью отношений

$$\delta_w = \left(\overline{\frac{\sigma_w}{|u_z|}}\right), \quad \delta_u = \left(\overline{\frac{\sigma_u}{|u_L|}}\right),$$

в которых u_z — вертикальная скорость упорядоченного (конвективного) потока, внутри которого происходят пульсации, а u_L — скорость втекания (вытекания) воздуха через боковые границы Cu.

В среднем значения δ обратно пропорциональны толщине облака H. Внутри крупных Cu cong. значения $\bar{\delta}$ чаще всего составляют несколько десятых, тогда как в Cu hum. и Cu med. $\bar{\delta} \approx 1$. Значения δ максимальны у боковых границ облака, где они могут достигать нескольких единиц. Столь же велики δ непосредственно под верхней границей облака. Под основанием Cu значения δ мало отличаются от наблюдаемых внутри облака [8, 13].

Степень анизотропии скоростей пульсаций в зоне Cu характеризуется значениями $\varkappa = \overline{(\sigma_w/\sigma_u)}$, которые внутри облака составляют примерно 1,0—1,4, а сбоку от него 0,8—0,9. Над Cu $\varkappa = 0{,}5 \ldots 0{,}7$, а под облаком 0,8—1,1 [8].

7.3.1.1. Спектральная структура пульсаций скоростей потока внутри и в окрестностях Cu

Наклон кривых спектральной плотности $S(k)$ горизонтальных и вертикальных пульсаций к оси абсцисс (оси $k = 1/\lambda$) в диапазоне длин волн (λ) от нескольких сотен метров до 1—3 км в логарифмических координатах равен 1,5—2,3 [9, 11—15]; в среднем он довольно близок к 1,7, т. е. к известному закону $-5/3$.

На индивидуальных кривых спектральной плотности и особенно четко на энергетических спектрах $E(k) = \int_{k_1}^{k_2} S(k)\,dk$ (k_1 и k_2 — волновые числа, на которых спектр спадает практически до нуля) в большинстве случаев заметны три частных максимума: основной в диапазоне длин волн $\lambda = 0{,}4 \ldots 0{,}6$ км и два вторичных около $\lambda = 100 \ldots 200$ м и $\lambda = 1 \ldots 3$ км (рис. 1 (7.3.1.1)). Средневолновый (основной) максимум соответствует характерному размеру термиков и проявляется даже на средних спектрах

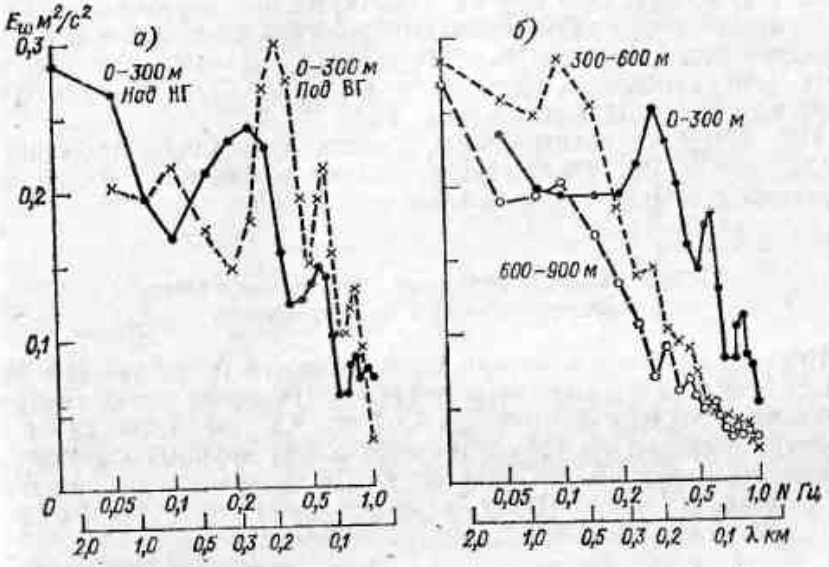


Рис. 1 (7.3.1.1). Энергетические спектры вертикальных скоростей пульсаций в Cu [15].

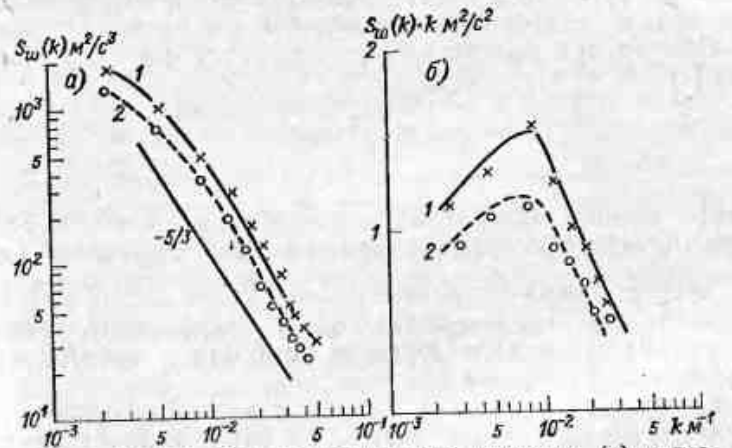


Рис. 2 (7.3.1.1). Средние спектральные плотности (*а*) и распределение энергии по спектру (*б*) для скоростей вертикальных движений в верхней (*1*) и нижней (*2*) частях кучевых облаков [2].

(рис. 2 (7.3.1.1)). Оба других максимума при осреднении сильно сглаживаются или даже исчезают. Это связано с тем, что на индивидуальных спектрах частные максимумы выражены не так резко, как основной и, кроме того, в разных случаях они наблюдаются на несовпадающих длинах волн.

На средних спектральных кривых пульсаций, относящихся к окрестности Cu, статистически значимых частных максимумов в фиксированных диапазонах λ нет.

7.3.1.2. Скорость диссипации кинетической энергии турбулентности (ε) в кучевых облаках

Средние значения ε внутри Cu колеблются от нескольких единиц до десятков и даже сотен см²/с³ [9]. Наиболее реалистичными оценками ε следует считать для Cu hum., Cu med. значения от нескольких десятков до 100—200 см²/с³, а для крупных Cu cong. до нескольких сотен см²/с³. Сбоку и над Cu значения ε не превосходят десятков см²/с³. В Cb ε может достигать 10^3 см²/с³ (см. п. 7.3.2.2).

7.3.1.3. Коэффициент турбулентности

Накопленные к настоящему времени сведения о значениях коэффициента турбулентности K в Cu получены в основном по данным измерений пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра. Обычно при расчетах K используется формула Ляпина—Дубова [1]

$$K = \frac{b\,\overline{|\Delta n|}\,\bar{\tau}_w v}{2}, \qquad (1)$$

где $\overline{|\Delta n|}$ — среднее абсолютное значение приращения перегрузки в центре тяжести самолета в долях ускорения свободного падения g, $\bar{\tau}_w$ — среднее время сохранения знака Δn, v — скорость полета относительно воздуха, b — поправочный коэффициент, зависящий от летно-технических характеристик самолета и частоты пульсаций вертикальной скорости воздуха.

Изменения K от облака к облаку и даже от одного участка внутри Cu к другому могут составлять от нескольких единиц до 100—120 м²/с, а в особо мощных Cu cong. — до 200—300 м²/с [9].

На рис. 1 (7.3.1.3) показано пространственное распределение коэффициентов турбулентности внутри Cu hum и Cu cong. и в их окрестности по данным измерений над Украиной (1973—1974 гг.). К Cu hum. отнесены облака толщиной $H < 1$ км, а к Cu cong.— с $H > 2$ км. Видно, что в обоих случаях максимальные значения

K наблюдаются в верхней половине облака, причем в Cu cong. они приблизительно на 20 % больше, чем в Cu hum. Сбоку от Cu различия в значениях $\bar{K}$ зависят от H довольно слабо.

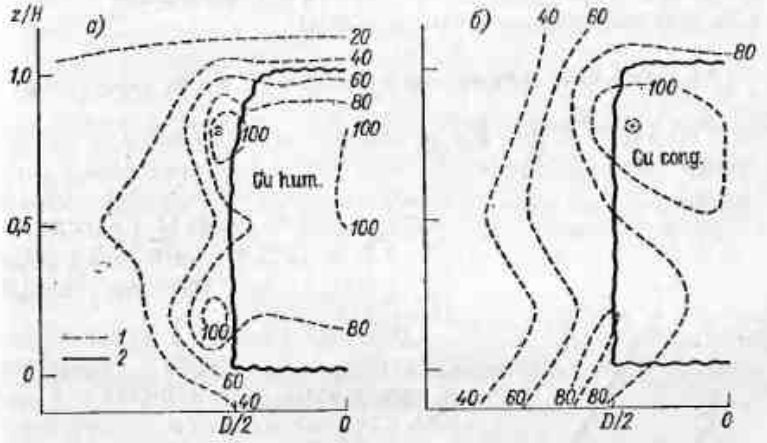


Рис. 1 (7.3.1.3). Пространственное распределение средних значений коэффициента турбулентности $\bar{K}$ (м²/с) в Cu hum. (*а*) и Cu cong. (*б*).

1 — изолинии K, *2* — контур облака; z — высота над основанием Cu, H — толщина облака.

7.3.2. Турбулентность внутри кучево-дождевых облаков и в их окрестности

Как уже указывалось в п. 7.3.1, максимальная скорость индивидуальных турбулентных пульсаций (u, w) в Cb может достигать 15—20 м/с. Даже средние квадратические скорости пульсаций $\bar{\sigma}_u$ и $\bar{\sigma}_w$, осредненные по горизонтальному сечению центральной по высоте части облака, в большинстве случаев заключены в диапазоне от 1—2 до 4—6 м/с. Чаще всего $\bar{\sigma}_u \approx \bar{\sigma}_w$ [1, 9, 14].

В отличие от Cu, внутри которых коэффициент турбулентного заполнения $\bar{\alpha}$ близок к 1, внутри Cb значения $\bar{\alpha}$ в отдельных случаях могут быть в 1,5—2 раза меньше, а центральная (в плане) восходящего конвективного потока может быть даже квазиламинарной [9]. Наибольшие значения σ_u и σ_w наблюдаются вблизи боковых границ внутриоблачной части восходящего и нисходящего конвективных потоков.

Внутри зрелых (квазистационарных) Cb все параметры турбулентности (σ_u, σ_w, ε, K и др.) за промежуток времени 10—15 мин меняются не более чем на 20—30 %.

Непосредственно над Cb и сбоку от него значения σ_u и σ_w редко превышают 0,5—1,0 м/с. На высоте более 200—300 м над

Cb и на расстоянии более 0,5—1,0D_c (D_c — горизонтальный размер облака на рассматриваемом уровне) от него по горизонтали все параметры турбулентности становятся близкими к их значениям в невозмущенной части атмосферы.

7.3.2.1. Спектры турбулентных пульсаций в Cb и их окрестности

Согласно [1, 2, 9, 14, 15], в диапазоне длин волн от $\lambda = 200...300$ и до $\lambda = 1500...2000$ м наклон кривых спектральной плотности скорости горизонтальных ($S_u(k)$) и вертикальных ($S_w(k)$) пульсаций внутри Cb в среднем удовлетворительно согласуется с законом $-5/3$ (рис. 1 (7.3.2.1)).

В то же время на индивидуальных спектральных кривых, относящихся к внутренней части облака в некоторых случаях имеются, упоминавшиеся в п. 7.3.1.1, частные максимумы; причем эти максимумы, а особенно средневолновый, локализуются при несколько бо́льших λ, чем в спектрах для Cu. Это означает, что характерные линейные размеры возмущений в Cb больше, чем в Cu.

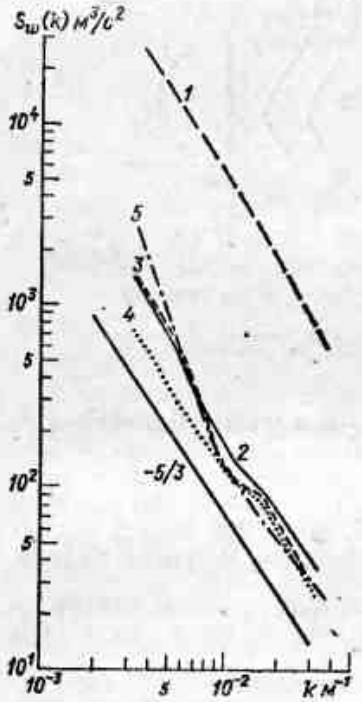


Рис. 1 (7.3.2.1). Средняя (по данным n измерений) спектральная плотность вертикальных пульсаций в разных частях зоны Cb (по С. М. Шметеру) [9].

1 — в центральной части Cb ($n=5$), *2* — в предвершинной части ($n=15$), *3* — над Cb ($n=17$), *4* — сбоку от Cb ($n=18$), *5* — под Cb ($n=10$).

Спектральные плотности пульсаций сбоку и над Cb увеличиваются с ростом λ (с уменьшением k) более резко, чем по закону $-5/3$ (см. рис. 1 (7.3.2.1)).

7.3.2.2. Скорость диссипации кинетической энергии турбулентности в Cb

Разброс индивидуальных значений ε в разных облаках и даже на различных участках внутри одного и того же облака может достигать двух-трех порядков [1, 9]. В центральной части мощных Cb значения ε могут достигать тысяч см²/с³, что в десятки раз больше, чем в Cu cong. Вне облаков значения ε обычно колеблются около 10—20 см²/с³.

7.3.2.3. Коэффициент турбулентности в зоне Cb

На отдельных участках значения K в зрелых грозовых и градовых Cb могут превышать 500 м²/с. Для стадии распада облака типичны $K \leqslant 100$ м²/с.

В крупных мультиячейковых облаках значения K в разных ячейках не одинаковы. Наиболее велики они в зрелых и быстро растущих ячейках, а минимальны — в распадающихся. Поскольку образование новых ячеек обычно происходит на периферии Cb, максимальные значения K тоже могут быть локализованы вблизи боковых границ облака. Сбоку от Cb и над ними значения K редко превышают 100—200 м²/с.

7.3.3. Характерные значения параметров турбулентности в конвективных облаках

В табл. 1 (7.3.3) приведены характерные значения параметров турбулентности в зонах Cu и Cb умеренных широт.

Таблица 1 (7.3.3)

Характерные значения параметров турбулентности в разных частях зоны Cu и Cb

	Cu				Cb			
	внутри	сбоку	над	под	внутри	сбоку	над	под
$\bar{\sigma}_u$ $\bar{\sigma}_w$ м/с	1,0	0,4	0,2	0,5	4,0	0,7	0,6	0,9
$\bar{\sigma}_w / \bar{\sigma}_u$	1,3	0,9	0,6	1,0	1,2	0,8	0,6	1,0
α %	95	20	10	60	80	25	30	70
$\bar{\varepsilon}$ см²/с³	$3 \cdot 10^2$	$2 \cdot 10$	$2 \cdot 10$	$1 \cdot 10^2$	$2{,}6 \cdot 10^2$	$4 \cdot 10$	$1 \cdot 10^2$	$8 \cdot 10^2$
$\bar{K}$ м²/с	70	30	30	50	150	40	50	100

Примечание. Характерные значения параметров турбулентности в Cb в основном рассчитаны по результатам измерений в не очень мощных ливневых облаках. В зоне наиболее развитых грозовых и градовых Cb они, по-видимому, могут быть в несколько раз больше.

Сведения, приведенные для Cu, наиболее типичны для хорошо развитых Cu med. и не очень мощных Cu cong. Данные для Cb относятся к ливневым и грозо-градовым облакам. Для менее развитых по вертикали Cb следует использовать значения σ_u, σ_w, ε и K, промежуточные между данными для Cu и Cb, приведенными в таблице.

Чертой сверху обозначено осреднение по горизонтальному сечению облака в его центральной по высоте части. Участок «сбоку» от облака — часть окружающей Cu (Cb) атмосферы, отстоящая от боковой границы облака на расстояние, не превышающее полуширины последнего. К участкам «под» и «над» облаком отнесены слои толщиной в несколько десятков метров, прилегающие к основанию или вершине Cu (Cb) соответственно.

Поскольку в зоне конвективных облаков значения $\bar{\sigma}_u$ и $\bar{\sigma}_w$ близки друг к другу, они в таблице не разделены.

Нелишне подчеркнуть еще раз, что разброс индивидуальных значений параметров турбулентности внутри Cb от случая к случаю чрезвычайно высок, а общее число таких измерений еще невелико. Поэтому оценки, приведенные в табл. 1 (7.3.3), являются приближенными.

Глава 8

Микроструктура облаков

8.1. Фазовое строение облаков

8.1.1. Основные понятия

При отрицательных температурах всегда существует ненулевая вероятность замерзания капель в облаках и появления кристаллов. Если эта вероятность очень мала, то концентрация появляющихся кристаллов столь незначительна, что они практически не оказывают влияния ни на свойства облаков, ни на протекающие в них процессы. В таких случаях кристаллы в облаках порой даже трудно обнаружить существующими методами измерений. Поэтому на практике подобные облака в англоязычной литературе называют жидкими (liquid), а у нас — капельными. Реальная концентрация кристаллов N_i в капельных облаках при отрицательных температурах не превосходит 1 $л^{-1}$, т. е. обычно ниже концентрации капель более чем в 10^5—10^6 раз.*

При отсутствии вертикальных движений смешанные облака неустойчивы — капли замерзают или испаряются, кристаллы растут. Время полной кристаллизации такого смешанного облака зависит от температуры, водности облака и концентрации кристаллов в нем. Оно может быть оценено по номограмме, приведенной на рис. 1 (8.1.1). Так, при температуре $\theta = -20\,°C$, водности $Q = 0{,}1$ г/м³ и $N_i = 1$ $л^{-1}$ для этого потребуется около 5 ч, а при $N_i = 10^2$ $л^{-1}$ только около 10 мин.

В активной стадии формирования облаков при наличии восходящих потоков, обеспечивающих приток избыточной влаги, смешанное облако может существовать сколь угодно долго, если сток пара на кристаллы не превышает его приток. Такая ситуация возникает тогда, когда отношение $\mu = 2u_z/\delta N_i \bar{a}$ превышает определенное зависящее от давления и температуры значение $\mu_0(p\theta)$. Здесь u_z — вертикальная скорость, $\bar{a}$ — некоторый средний размер (диаметр) кристалла, δ — фактор формы, зависящий от формы кристаллов и способа определения величины a и равный обычно

* Даже при столь низкой концентрации кристаллы могут играть важную, а порой и определяющую роль в формировании осадков и радиолокационного сигнала от облака, ибо размеры кристаллов обычно в десятки и сотни раз превосходят размеры капель.

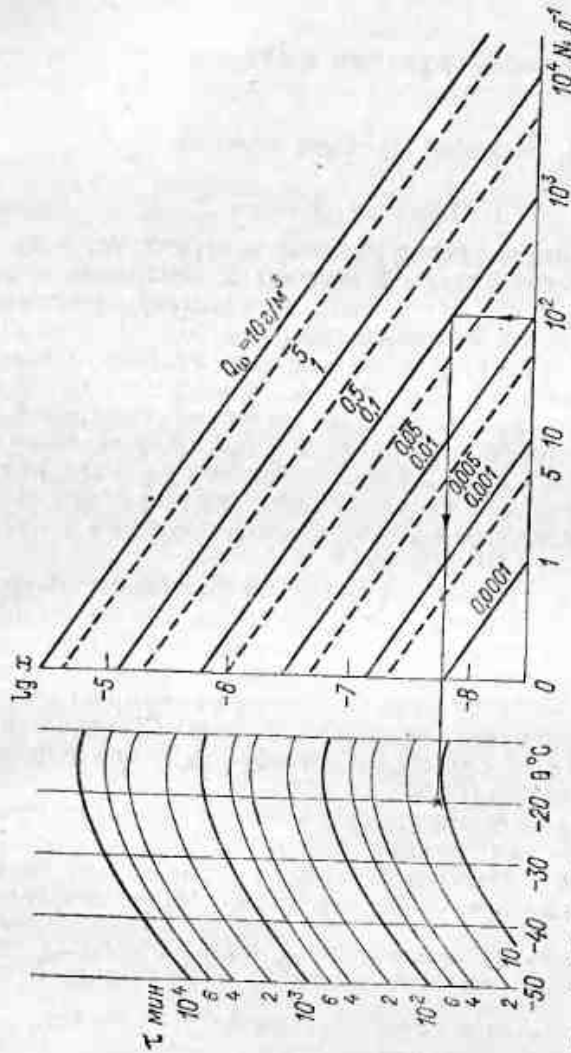


Рис. 1 (8.1.1). Номограмма для оценки времени τ перехода смешанного облака с капельной водностью Q_w (г/м³) в кристаллическое при отсутствии вертикальных потоков и концентрации кристаллов N_i [21].

Например, при $N_i = 10^3$ л⁻¹, двигаясь по вертикали до наклонной прямой, соответствующей Q_w=0,1 г/м³, и далее влево по горизонтали до вертикальной линии, соответствующей температуре θ=—20 °С, находим, что время оледенения облака τ при указанных условиях составляет около 10 мин.

0,6±0,2. Значения $\mu_0(p, \theta)$ и номограмма для определения ситуаций, когда $\mu > \mu_0$, приведены на рис. 2 (8.1.1).

Следует подчеркнуть также, что под фазовым строением, или структурой облака понимается соотношение капель и кристаллов (по массе, по числу частиц или по другому интегральному пара-

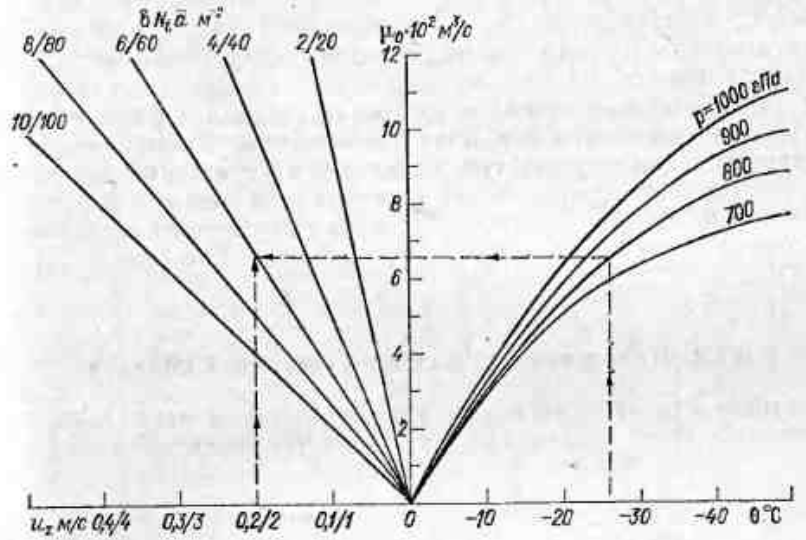


Рис. 2 (8.1.1). Номограмма для определения возможности существования смешанного облака при температуре θ, скорости восходящего движения u_z и суммарной протяженности кристаллов в единице объема облака $\delta N_i \bar{a}$.

Числитель и знаменатель на шкале $\delta N_i \bar{a}$ соответствуют числителю и знаменателю на шкале u_z. Например, при θ=—25 °С и p=800 гПа для устойчивого существования смешанного облака необходимо, чтобы при скорости подъема u_z=0,2 м/с произведение концентрации на средний размер кристаллов не превышало 6 м⁻², а при скорости 2 м/с — не превышало 60 м⁻². Таким образом, в первом случае в 1 литре было, в частности, не более 100 частиц радиусом $\bar{a}$=60 мкм, а во втором — не более 1000 частиц такого размера.

метру) в единице объема воздуха. Фазовая структура облака не является застывшей. В процессе жизни облака кристаллы зарождаются, растут и выпадают, капли возникают и испаряются. Таким образом, фазовое строение облака может быть различным в разных точках облака и меняться со временем. Фазовое строение облаков — одна из важнейших облачных характеристик при отрицательных температурах, во многом определяющих степень активности облачных процессов и процессов формирования осадков. Они наиболее активны при смешанной структуре облаков. Наиболее пассивными в этом отношении являются кристаллические облака.

До последнего времени техника наблюдений микроструктуры облаков по существу не позволяла надежно различать вклад ка-

пель и кристаллов в интегральные параметры. Таким образом, сегодня практически отсутствуют данные о фазовом строении облаков. По полученным ранее материалам мы имеем возможность лишь выделить три градации фазового состояния облака — капельное, смешанное или кристаллическое. При этом облако считалось капельным или кристаллическим, если в нем не были обнаружены кристаллы или капли соответственно. Если же в облаке (независимо, в одном и том же месте или в разных его частях) обнаруживались и капли, и кристаллы, то оно называлось смешанным. Ниже приводятся средние статистические результаты, полученные при сравнительно примитивной технике и методике наблюдений, проводившихся на пунктах самолетного зондирования гидрометеослужбы в конце 50-х — начале 60-х годов [1] (см. п. 4.1).

8.1.2. Повторяемость фазового состояния облаков

Фазовое строение того или иного объема облака зависит от многих факторов; основными при этом остаются температура и

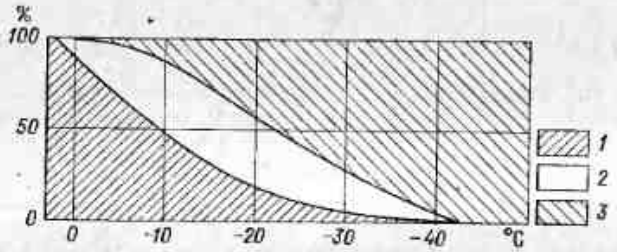


Рис. 1 (8.1.2). Повторяемость (%) различного фазового состояния облаков при разной температуре [1].

1 — капельные облака, *2* — смешанные облака, *3* — кристаллические облака.

вертикальные движения. В настоящее время накоплены определенные статистические данные о повторяемости различного фазового состояния облаков умеренных широт при разных температурах вне зависимости от вертикальных движений, приведенные на рис. 1 (8.1.2). Здесь облака отнесены к капельным, кристаллическим или смешанным в зависимости от того, встречались или не встречались капли или кристаллы во время пролета облака. Приведенные данные следует рассматривать как ориентировочные, ибо практически только с 80-х годов появились достаточно надежные инструментальные методы обнаружения кристаллов. Статистика, опирающаяся на новые методы наблюдений, пока еще не накоплена. Однако ясно, что повторяемость чисто капельных облаков будет ниже приведенной на рис. 1 (8.1.2).

8.1.3. Зависимость фазового состояния от формы облаков

Различия в фазовом состоянии облаков различных форм определяются прежде всего их температурным режимом. Определенное влияние оказывают облака вышележащих слоев и толщина рассматриваемого облачного слоя. Для умеренных широт повторяемость различного фазового состояния облаков разных форм дана в табл. 1 (8.1.3).

Таблица 1 (8.1.3)

Среднегодовая повторяемость (%) фазового состояния облаков различных форм для умеренных широт (по А. М. Боровикову [1])

Сезон	Фазовое состояние	Форма облаков				
		St	Sc	Ns	Ac	As
Лето	Капельное	99,5	98,8	29	80	44
	Смешанное	0,5	1,2	71	17	40
	Кристаллическое	0	0	0	3	16
Зима	Капельное	85	73	13	44	15
	Смешанное	14	24	84	44	36
	Кристаллическое	1	3	3	12	49
Год	Капельное	89	83	17	62	24
	Смешанное	10	16	81	30	36
	Кристаллическое	1	1,5	2	7	40

В Арктике и Антарктике при той же температуре повторяемость капельных облаков несколько выше, а кристаллических — ниже, чем в умеренных широтах. Это связано с тем, что в облаках полярных широт воздух чище, а капли при той же температуре обычно мельче и ниже вероятность их замерзания. В тропиках, наоборот, вероятность появления кристаллов в облаках при той же температуре выше, чем в умеренных широтах.

8.2. Распределение облачных частиц по размерам

8.2.1. Спектр размеров облачных капель

В облаках распределение капель по размерам является довольно изменчивой характеристикой, которая может сильно зависеть от масштабов осреднения. Отмечаются случаи, когда «локальные» спектры размеров капель, т. е. спектры размеров, осредненные по малым объемам (линейные размеры порядка 1—10 м), довольно узкие и относительное стандартное отклонение (коэффициент вариации) ζ_r не превышает 0,1—0,2. В то же время спектры размеров, осредненные по большим объемам (порядка 1 км и более) в одних случаях становятся значительно шире (ζ_r до 0,5 и более), в других остаются почти столь же узкими ($\zeta_r \approx 0{,}2$).

Возможны случаи, когда локальные спектры также очень широки ($\xi_r = 0{,}5 \ldots 0{,}6$) и даже являются бимодальными.

Вид типичных локальных спектров размеров облачных капель (при достаточном объеме осреднения) приведен на рис. 1 (8.2.1). Область левее $r_{\min}$ соответствует обводненным ядрам конденсации (см. п. 2.3), т. е. каплям растворов солей, концентрация которых

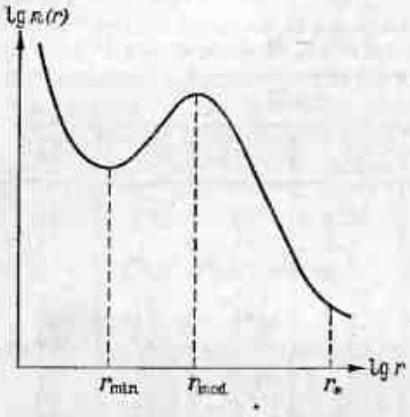


Рис. 1 (8.2.1). Характерная форма локального спектра размеров капель в облаках.

при влажности 100 % обычно не превосходит 1 %. Минимум в спектре размеров капель может быть выражен сильнее или слабее, а значения $r_{\min}$ обычно не выходят за пределы 0,2—1,5 мкм. Значение r_{mod} обычно заключено между 3 и 7 мкм, а в смешанных облаках — между 1,5 и 5 мкм. Собственно облачные капли сосредоточены в области радиусов от единиц до десятков микрометров. В этой области от $r_{\min}$ до r_* (где r_* характеризуется тем, что концентрация более крупных капель $N(r_*) = \int_{r_*}^{\infty} n(r)\,dr$ невелика и составляет около 0,1—1 см$^{-3}$) спектр размеров в среднем хорошо описывается одномодальной кривой, которую можно аппроксимировать логарифмически нормальным или гамма-распределением (см. П.3). На практике широкое распространение получило описание спектра размеров капель с помощью гамма-распределения [9]:

$$n(r) = \frac{N_0}{\Gamma(\alpha+1)\,\beta^{\alpha+1}}\, r^{\alpha} \exp\left(-\frac{r}{\beta}\right). \qquad (1)$$

Соответственно нормированный на единицу спектр размеров капель имеет вид

$$f(r) = \frac{1}{\Gamma(\alpha+1)\,\beta^{\alpha+1}}\, r^{\alpha} \exp\left(-\frac{r}{\beta}\right). \qquad (2)$$

Для облаков данной формы осредненные по большому пространству и многим случаям спектры размеров капель обычно хорошо описываются частным случаем формулы (1), когда $\alpha = 2$ (так называемое распределение Хргиана—Мазина). Таблица 1 (8.2.1) связывает характерные размеры облачных капель и ряд важных характеристик спектров размеров с параметрами распределения α и β (см. также П. 3.2.4). При этом полагается, что спектр размеров облачных капель описывается формулой (1) во всем диапазоне от $r = 0$ до $r = \infty$. Вклад участков $r < r_{\min}$ и $r > r_*$ в приводимые в табл. 1 значения (кроме r_p и M_p при $p > 4$) не очень велик и полученные значения мало отличаются от значений, рассчитанных для усеченных распределений, совпадающих с гамма-распределением (1) на участке от $r_{\min}$ до r_* и 0 вне этого интервала, т. е. при $r \in (r_{\min}, r_*)$. При определении величин, связанных с моментами распределения высокого порядка ($p > 4$), например радиолокационной отражаемости, пропорциональной M_6, пользоваться аппроксимацией (1) нельзя, ибо она может привести к существенным ошибкам.

Таблица 1 (8.2.1)

Связь характерных размеров капель и других характеристик спектра с параметрами гамма-распределения

Характеристическая функция	$\varphi(t) = \mathrm{M}(e^{itr}) = (1 - i\beta t)^{(1-\alpha)}$
Модальный радиус	$r_{\mathrm{mod}} = \beta\alpha$
Средний радиус	$r_1 = M_1 = \beta(\alpha+1)$
Объемный модальный радиус	$r_{m\ \mathrm{mod}} = \beta(\alpha+3)$
Суммарное сечение капель	$S = \pi r_2^2 N_0 = \pi N_0 \beta^2 (\alpha+1)(\alpha+2)$
Водность	$Q = \frac{4}{3}\pi N_0 r_{3\Omega}^3 \Omega_w = \frac{4}{3}\pi N_0 \Omega_w \beta^3 (\alpha+1) \times (\alpha+2)(\alpha+3)$
p-й начальный момент распределения	$M_p = \mathrm{M}(r^p) = \beta^p \frac{\Gamma(\alpha+p+1)}{\Gamma(\alpha+1)}$
Средний радиус p-го момента	$r_p = (M_p)^{1/p} = \beta\left[\frac{\Gamma(\alpha+p+1)}{\Gamma(\alpha+1)}\right]^{1/p}$
Стандартное (среднее квадратическое) отклонение	$\sigma_r = \left(M_2 - M_1^2\right)^{1/2} = \beta(\alpha+1)^{1/2}$
Относительная ширина спектра (коэффициент вариации)	$\xi_r = \frac{\sigma_r}{r_1} = (\alpha+1)^{-1/2}$
Коэффициент асимметрии	$\gamma_1 = \frac{\mathrm{M}(r-r_1)^3}{[\mathrm{M}(r-r_2)^2]^{3/2}} = 2(\alpha+1)^{-1/2}$
Коэффициент эксцесса	$\gamma_2 = \frac{\mathrm{M}(r-r_1)^4}{[\mathrm{M}(r-r_1)^2]^2} = 6(\alpha+1)^{-1}$

Примечание. M — математическое ожидание; $r_{m\ \mathrm{mod}}$ — радиус капель, дающих максимальный вклад в водность.

В смешанных облаках и вблизи облачных границ спектры размеров более узкие ($\alpha > 2$) и более мелкокапельные ($r_{\text{mod}} < 4$ мкм). В облаках умеренных широт средний радиус капель r_1 заключен обычно в пределах 3—10 мкм, стандартное отклонение ζ_r — в пределах 0,3—0,7; β — в пределах 0,3—3,0 мкм.

На рис. 2 (8.2.1) кривая *1* ограничивает область встречавшихся на практике максимальных концентраций капель радиусом больше

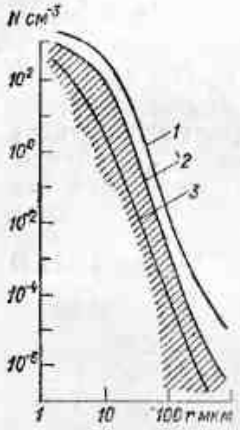


Рис. 2 (8.2.1). Обобщенное эмпирическое распределение облачных капель по размерам.

1 — максимальные концентрации; *2* — кривая, ограничивающая сверху область (на рисунке заштрихована) обычно встречаемых концентраций капель размером больше указанного на оси абсцисс; *3* — кривая, соответствующая параметрам $\alpha=2$, $Q=0{,}4$ г/м³, $r_1=4{,}5$ мкм, $\delta=6$, $N_{100}=0{,}1$ л⁻¹, $r_{max}=400$ мкм, характерным для капельных облаков слоистых форм в умеренных широтах.

указанного на оси абсцисс. Как правило, однако, концентрация капель не выходит за пределы, ограниченные кривой *2*.

В области размеров капель представляющих собой обводненные ядра конденсации, т. е. при 0,1 мкм $< r < r_{\min}$, спектр размеров капель хорошо описывается степенной функцией (см. п. 2.3.9). В области от $r_{\min}$ до $r_* = 20\ldots25$ мкм в среднем, как отмечалось выше, он хорошо передается гамма-распределением (1) и (2).

Оптические характеристики облаков и их водность в основном определяются именно этим участком спектра, что позволяет связать параметры спектра размеров капель α, β и N_0 с относительной шириной спектра ζ_r и интегральными параметрами Q и ε (см. табл. 1 (8.2.1)):

$$\alpha = \zeta_r^{-2} - 1, \quad \beta = \frac{3}{2(\alpha+3)}. \tag{3}$$

Из выражения

$$Q = \frac{4}{3}\pi\rho_w N_0 \int_0^\infty r^3 n(r)\,dr$$

следует, что

$$N_0 = \frac{2(\alpha+3)^2 N_*}{9(\alpha+1)(\alpha+2)}. \tag{4}$$

Здесь

$$a = \frac{Q}{\varepsilon}\frac{F}{2\rho_w}, \quad N_* = \frac{Q}{\pi\rho_w a^3}, \tag{5}$$

ε — объемный показатель ослабления, и $F = \varepsilon/s$ — фактор эффективности рассеяния (см. п. 9.1.1), s — суммарная площадь сечения капель находящихся в единице объема облака, F есть функция r_1, где

$$r_1 = \beta(\alpha+1) = \frac{3}{2}\frac{\alpha+1}{\alpha+3}a.$$

При $r_1 > 3$ мкм $F \approx 2$ [9].

Для «локальных» спектров размеров облачных капель, т. е. спектров, осредненных по объемам с линейными размерами порядка 10 м, более вероятны высокие индексы α. Вообще говоря, α может колебаться от случая к случаю от 1 до 10.* Пока не будут получены надежные эмпирические данные о повторяемости α в локальных спектрах размеров облаков различных форм, можно рекомендовать параметризацию $\alpha = 4$. При больших масштабах осреднения или при осреднении по многим облакам определенной формы лучшим будет приближение $\alpha = 2 \pm 1$. Так, при $\alpha = 3$ имеем $r_1 = a$ и, например, при $Q = 0{,}2$ г/м³ и $\varepsilon = 40$ км⁻¹ из формул (3)—(5) следует, что $a = 5 \cdot 10^{-4}$ см $= 5$ мкм, $N_* \approx 500$ см⁻³, а $N_0 \approx 200$ см⁻³.

В среднем параметр β и в меньшей степени N_0 зависят от температуры θ и высоты z над нижней границей облака. При необходимости более детальная параметризация спектра размеров капель в облаках различных форм может быть получена, если в соответствии с формулами (3)—(5) выразить β и N_0 через α, $\varepsilon(z)$ и $Q(\theta, z)$. Зависимость интегральных параметров Q и ε от z и θ приведена в п. 8.3.5 и 8.3.4.

В облаках, как правило, присутствуют и капли с $r > 20$ мкм. Это правое крыло спектра размеров уже не описывается соотношением (2). Концентрация крупных капель с ростом их размера уменьшается обычно заметно медленнее, чем по экспоненте. Так, часто концентрация капель радиусом $r > 100$ мкм до некоторого размера $r = r_{\max}$ успешно сглаживается степенной зависимостью

$$n(r) = \frac{(\delta-1)N_{100}}{100}\left(\frac{100}{r}\right)^\delta \quad \text{при } 100 < r < r_{max}. \tag{6}$$

Здесь

$$N_{100} = N\{r > 100 \text{ мкм}\} = \int_{100}^\infty n(r)\,dr,$$

а r измеряется в микрометрах. Под $r_{\max}$ понимается радиус столь крупных капель, что концентрация капель, превосходящих $r_{\max}$, не превышает 0,2 м⁻³ и резко уменьшается с ростом их размера.

* Нередки случаи, однако, когда локальные спектры имеют бимодальный вид и не очень хорошо описываются гамма-распределением.

Практически можно считать, что $N(r > r_{max}) = 0$. В умеренных широтах, в тонких ($H < 200$ м) капельных облаках слоистых форм (St, Sc, Ac) и Cu hum. с $H < 0{,}5$ км практически отсутствуют капли радиусом более 100 мкм, т. е. $N_{100} = 0$. В случае более мощных St, Sc можно считать, что $N_{100} \approx 10^2$ м$^{-3}$, $\delta = 6 \ldots 7$, $r_{max} \approx 300$ мкм. В Cu hum. $N_{100} \approx 10$ м$^{-3}$, $r_{max} < 300$ мкм, в Cu med. $N_{100} \approx 10^2$, а $r_{max} \approx 500 \ldots 600$ мкм, в Cu cong. $N_{100} \approx 5 \cdot 10^2$ м$^{-3}$, $r_{max} \approx 700 \ldots 800$ мкм. Вообще говоря, параметры N_{100}, r_{max} и δ зависят от температуры на нижней границе облаков. С ростом температуры в среднем увеличиваются значения N_{100} и r_{max} и уменьшаются значения δ. Так, в восточной зоне тропической Атлантики N_{100} в Sc, Ac возрастает примерно на порядок (до 2×10^3 м$^{-3}$), а r_{max} в 5—6 раз (до 2000 мкм).

В отдельных локальных спектрах параметры δ и N_{100} колеблются в очень широких пределах: δ от 3—4 до 10—12, N_{100} от 0 (в умеренных широтах) до значений, превосходящих приведенные выше в 2—3 раза.

В диапазоне от r_{min} до r_{max} спектр размеров капель хорошо отписывается суммой двух членов:

$$n(r) = \frac{N_0}{\Gamma(\alpha+1)\beta^{\alpha+1}} r^{\alpha} s^{-r/\beta} + \frac{(\delta-1)N_{100}}{100}\left(\frac{100}{r}\right)^{\delta}. \qquad (7)$$

8.2.2. Средние размеры капель в облаках различных форм

Для решения многих прикладных задач часто ограничиваются представлением о средних размерах капель в облаках. Значение среднего радиуса $\bar{r}$, очевидно, зависит от диапазона размеров капель, по которому проводится осреднение, т. е. в конечном счете от методики измерения и обработки данных. Поэтому сведения об $\bar{r}$ без указания диапазона осреднения не имеют ясного физического смысла и практической ценности. Ниже речь пойдет о среднем радиусе $\bar{r}$ в диапазоне от r_{min} до r_* (см. п. 8.2.1):

$$\bar{r} = \frac{\int_{r_{min}}^{r_*} r n(r)\, dr}{\int_{r_{min}}^{r_*} n(r)\, dr}. \qquad (1)$$

Для облаков St, Sc, Ac в среднем на высоте z над нижней границей в слое от 0,1 до 0,6 км

$$\bar{r} = 3{,}4(1 + b\vartheta)(1 + 0{,}3a_1 z + 0{,}3a_2 z^2 + 0{,}3a_3 z^3), \qquad (2)$$

где $\bar{r}$ измеряется в микрометрах, температура на нижней границе ϑ и высота над ней z в °С и в километрах соответственно, а значения параметров a_1, a_2, a_3 и b имеют следующие значения:

$a_1 = 5{,}0$ км$^{-1}$; $a_2 = -6{,}0$ км$^{-2}$; $a_3 = 2{,}1$ км$^{-3}$; $b = 3{,}7 \cdot 10^2$ К$^{-1}$

Аналогично для Ns

$$\bar{r} = 5(1 + b_1\vartheta + b_2\vartheta^2)(1 + 0{,}3a_1 z + 0{,}3a_2 z^2). \qquad (3)$$

Параметры a_i и b_i для этого случая приведены в табл. 1 (8.3.5.4).

В облаках конвективных форм $\bar{r}$ в восходящих потоках в среднем заметно (примерно в 1,5 раза) выше, чем в нисходящих. Значения $\bar{r}$ зависят от интенсивности вовлечения в облака окружающего более сухого воздуха, времени жизни облака и других факторов. В литературе отсутствуют детальные, статистически обеспеченные данные об этих зависимостях. В облаках умеренных широт в среднем, для всего облака в целом можно ожидать, что величина $\bar{r}$ имеет следующие значения (H — мощность облака):

Форма облаков	Cu hum.	Cu med.	Cu cong.	Cu cong.	Cb
H км	$\leqslant 0{,}5$	$1{,}5 \pm 0{,}5$	$2{,}5 \pm 0{,}5$	3—4	>4
$\bar{r}$ мкм	3—4	4—5	5—6	6—7	7—9

В смешанных облаках $\bar{r}$ уменьшается на 1—3 мкм.

8.2.3. Характеристики распределения облачных частиц (кристаллов и капель) в смешанных и кристаллических облаках

8.2.3.1. Распределение капель и кристаллов по размерам в смешанных и кристаллических облаках

До конца 70-х годов экспериментальные данные о концентрации и распределении кристаллов по размерам относились в основном к крупным кристаллам с размерами $L > 100 \ldots 200$ мкм (L — максимальный размер кристалла). В настоящее время ясно, что в облаках присутствуют и более мелкие кристаллы, концентрация которых может быть на 2 порядка выше. В кристаллических и смешанных облаках одновременно могут присутствовать кристаллы разной формы, в том числе и неправильной. В этом случае трудно дать определение понятию «размер» частицы. Эта проблема со всей остротой возникает при интерпретации и сравнении эмпирических данных, полученных разными методами. Обычно измеренные значения зависят не только от формы и размеров частиц, но и от их ориентации относительно прибора.

Если за характерный размер кристалла a принять величину, определяющую его некоторые оптические свойства, например среднее сечение рассеяния (при этом для частиц сферической формы a есть диаметр), то распределение частиц в смешанных и

кристаллических облаках по размерам в общем случае хорошо описывается суммой трех членов [7]:

$$n(a) = f_0(a) + f_1(a) + f_2(a), \quad (1)$$

где

$$n_0(a) = \frac{N_0}{\Gamma(\alpha_0+1)\lambda_0^{\alpha_0+1}} a^{\alpha_0} \exp\left(-\frac{a}{\lambda_0}\right), \quad (2)$$

$$n_1(a) = \frac{N_1}{\lambda_1^2} a \exp\left(-\frac{a}{\lambda_1}\right), \quad (3)$$

$$n_2(a) = \frac{N_2}{\lambda_2} \exp\left(-\frac{a}{\lambda_2}\right). \quad (4)$$

В смешанных облаках капельная фракция, как правило, описывается первым членом $f_0(a)$. Экспериментальные данные в этой области пока еще очень скудны и приводимые ниже оценки носят ориентировочный характер. Есть основания полагать, что индекс α_0 довольно высок, возможно, близок к $\alpha_0=6$. Средние размеры капель $r_1=\lambda_0(\alpha_0+1)$ сравнительно невелики и вряд ли выходят за пределы 1—4 мкм. Следовательно, параметр λ_0 не превосходит примерно 0,5 мкм. Концентрация N_0 имеет порядок 10^2 см$^{-3}$. В чисто кристаллических облаках фракция $f_0(a)$ встречается, по-видимому, при довольно низких температурах ($\theta < -35$ °С) и далеко не всегда — не чаще, чем в 20—30 % случаев. При этом r_1 и λ_0 примерно вдвое выше значений, характерных для капельной фракции, а N почти на порядок ниже.

И в смешанных, и в кристаллических облаках $N_1=10^2\ldots 10^4$ л$^{-1}$, $\lambda_1=6\ldots 25$ мкм, $N_2=10\ldots 5\cdot10^2$ л$^{-1}$, $\lambda_2=50\ldots 300$ мкм. В указанных пределах параметры λ_1 и λ_2 возрастают с ростом температуры от —40 до —10 °С.

Меньше изучены перистые облака на очень больших высотах при чрезвычайно низких температурах. Хеймсфилд [17] приводит результаты измерений, выполненных во внутримассовых облаках толщиной около 0,5 км, образовавшихся на высоте 16 км при температуре около —83 °С. Их протяженность составляла около 350 км. Репликатор фиксировал кристаллы размером от 5 мкм (минимальный размер улавливаемых прибором частиц) до 50 мкм. Концентрация частиц доходила до 100 л$^{-1}$, ледность составляла около 10^{-4} г/м^3. Кристаллы состояли наполовину из пулек и столбиков, наполовину из треугольных толстых пластинок. Облака были неплотные и на фотографиях со спутника DMSP не обнаруживались.

8.2.3.2. Форма кристаллов

Форма кристаллов в большой степени зависит от температуры и влажности, при которых они образуются. При влажности, близкой к равновесной (к значению, соответствующему состоянию

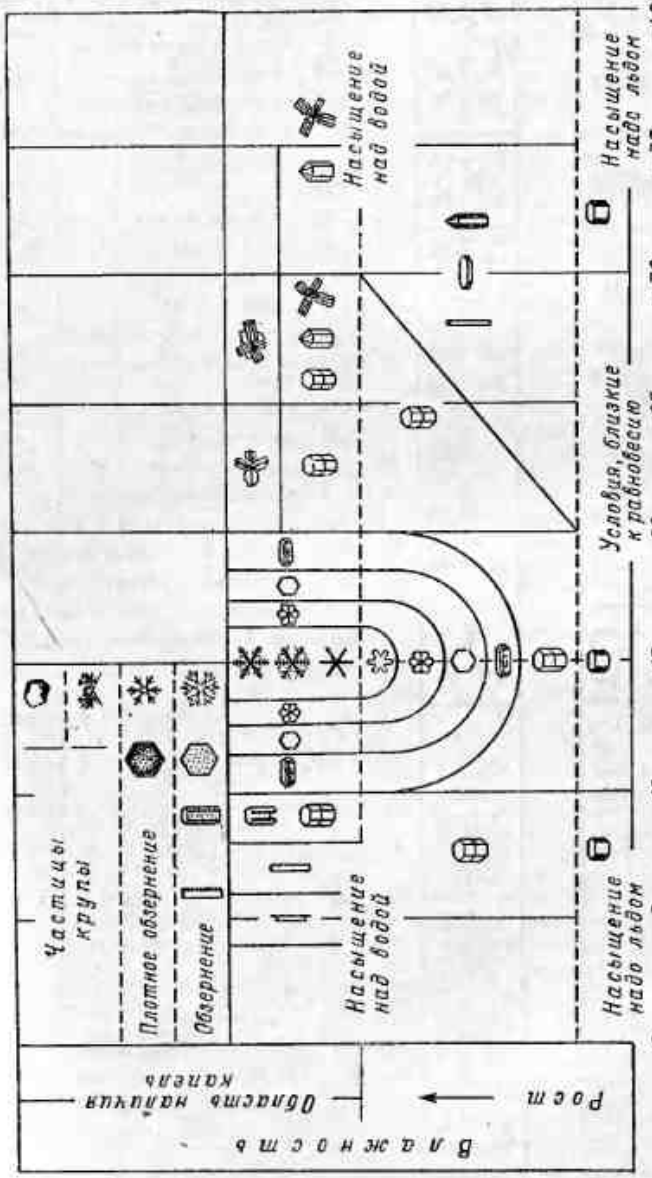
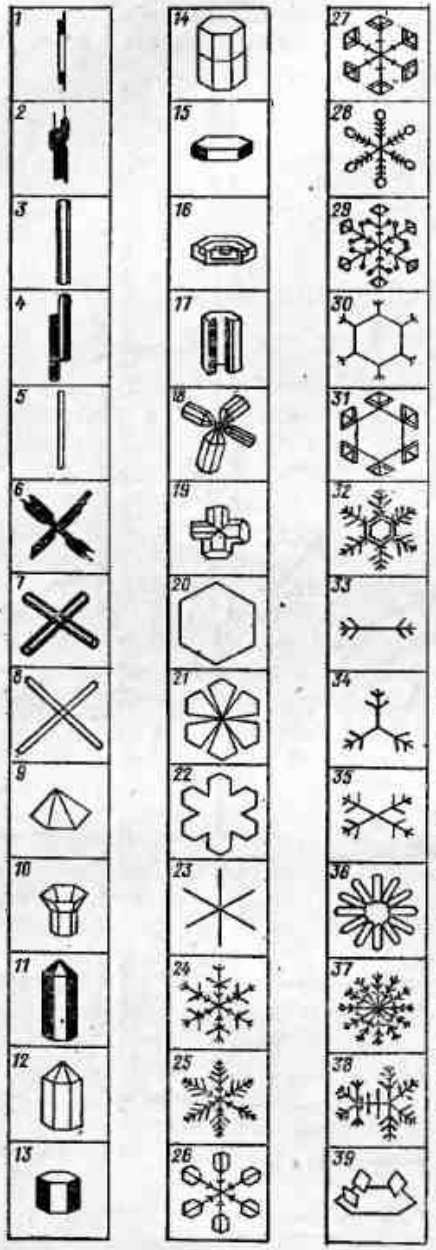
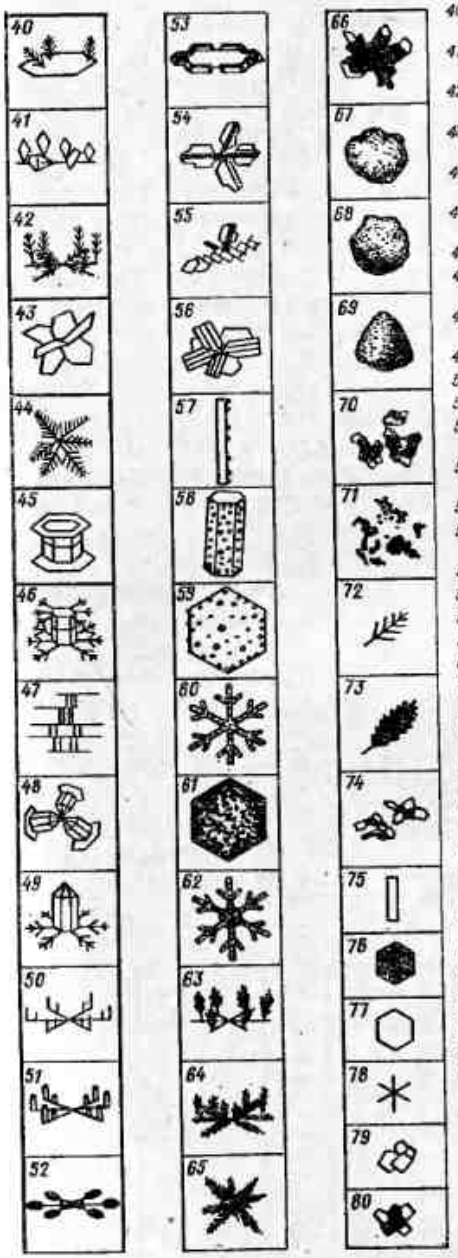


Рис. 1 (8.2.3.2). Обобщенная диаграмма зависимости преимущественной формы ледяных кристаллов от условий их роста — температуры и влажности (по Магоно и Ли) [12, 21].



1 — N1a простая игла
2 — N1b связка простых игл
3 — N1c простой футляр (полый цилиндр)
4 — N1d связка полых цилиндров
5 — N1e длинный сплошной столбик
6 — N2a пучок игл
7 — N2b пучок полых цилиндров
8 — N2c пучок длинных сплошных столбиков
9 — C1a пирамида
10 — C1b чаша
11 — C1c сплошная пулька
12 — C1d полая пулька
13 — C1e сплошной столбик
14 — C1f полый столбик
15 — C1g сплошная толстая пластина
16 — C1h толстая пластина скелетной структуры
17 — C1i виток спирали
18 — C2a пучок пулек
19 — C2b пучок столбиков
20 — P1a гексагональная пластина
21 — P1b кристалл с лучами в виде секторов
22 — P1c кристалл с широкими лучами
23 — P1d звездчатый кристалл
24 — P1e обыкновенный дендритный кристалл
25 — P1f папоротникообразный кристалл
26 — P2a звездчатый кристалл с пластинами на концах
27 — P2b звездчатый кристалл с пластинами секторной формы на концах
28 — P2c дендритный кристалл с пластинами на конце
29 — P2d дендритный кристалл с пластинами секторной формы на концах
30 — P2e пластины (шестигранные) с простыми отростками на ребрах
31 — P2f пластины (шестигранные) с отростками секторной формы
32 — P2g пластины с дендритными отростками
33 — P3a двухлучевой кристалл
34 — P3b трехлучевой кристалл
35 — P3c четырехлучевой кристалл
36 — P4a кристалл с 12 широкими лучами
37 — P4b дендритный кристалл с 12 лучами
38 — P5 кристалл неправильной формы
39 — P6a пластина с пространственно расположенными пластинами



40 — P6b пластина с дендритными лучами, расходящимися в пространстве
41 — P6c звездчатый кристалл с расходящимися в пространстве пластинками
42 — P6d звездчатый кристалл с пространственными дендритными лучами
43 — P7a пучок расходящихся лучей — пластин
44 — P7b пучок расходящихся дендритных лучей
45 — CP1a столбик с пластинами у оснований («заплатки»)
46 — CP1b столбики с дендритными отростками
47 — CP1c множество покрывающих друг друга столбиков
48 — CP2a пучки пулек с пластинками у основания
49 — CP2b пульки с дендритными отростками
50 — CP3a звездчатый кристалл с иглами
51 — CP3b звездчатый кристалл со столбиками
52 — CP3c звездчатый кристалл с витком спирали на концах
53 — CP3d пластина с витками спирали по краям
54 — S1 расходящиеся в стороны пластины
55 — S2 пластины в виде ступенчатой лестницы
56 — S3 пучки пулек, столбиков и пластин
57 — R1a обзерненный игольчатый кристалл
58 — R1b обзерненный столбчатый кристалл
59 — R1c обзерненная пластина или сектор
60 — R1d обзерненный звездчатый кристалл
61 — R2a густо обзерненная пластина или сектор
62 — R2b густо обзерненный звездчатый кристалл
63 — R2c звездчатый кристалл с намерзшими пространственными отростками
64 — R3a плотная снежинка с гексагональными отростками
65 — R3b плотная снежинка в виде комочка
66 — R3c плотная снежинка с необзерненными отростками
67 — R4a крупа с признаками гексагональной структуры
68 — R4b комкообразная крупа
69 — R4c крупа конической формы
70 — I1 частичка льда
71 — I2 обзерненная частица
72 — I3a лучевой обломок
73 — I3b обзерненный лучевой обломок
74 — I4 обзерненная смесь
75 — G1 мельчайший столбик
76 — G2 зародыш скелетной структуры
77 — G3 мельчайшая гексагональная пластинка
78 — G4 мельчайший звездчатый кристалл
79 — G5 мельчайший пучок пластин
80 — G6 бесформенный зародыш

Рис. 2 (8.2.3.2). Детальная типизация атмосферных кристаллов льда, их схематическое изображение и кодовое название (по Магоно и Ли) [12, 21].

насыщения надо льдом) практически при любой температуре от 0 до —40 °С образуются толстые шестигранные пластины, толщина которых примерно вдвое меньше диаметра. При влажности, близкой к насыщению над водой (условия, при которых чаще всего и образуются облачные кристаллы), форма кристаллов меняется. Обобщенная диаграмма Магоно и Ли хорошо передает преимущественные формы ледяных кристаллов в зависимости от условий их роста (рис. 1 (8.2.3.2)). Например, в облаках верхнего яруса, где температура не превышает —20 °С, преимущественной формой являются столбики (пульки) и пучки столбчатых кристаллов. На рис. 2 (8.2.3.3) представлена получившая широкое распространение детальная типизация атмосферных кристаллов льда — их обозначения и схематическое изображение.

Форма облачных кристаллов, как мы видим, чрезвычайно разнообразна. Одновременно в той или иной части облака и тем более в облаке в целом могут присутствовать кристаллы разной формы. В этом многообразии, однако, удается выявить определенные закономерности. Для многих практических задач, связанных прежде всего с оптическими и радиационными свойствами облаков, можно ограничиться более простой классификацией форм кристаллов. Так, А. М. Боровиков приводит повторяемость шести основных форм кристаллов в облаках при разной температуре (табл. 1 (8.2.3.2)).

Таблица 1 (8.2.3.2) характеризует некоторую среднюю повторяемость той или иной формы кристаллов в заданном диапазоне температур. В отдельных же случаях могут быть заметные отклонения. Так, при температуре, близкой к —5 °С, можно порой встретить облака, состоящие преимущественно из игольчатых кристаллов. В целом же в диапазоне от 0 до —10 °С преимущественно

Таблица 1 (8.2.3.2)

Повторяемость (%) кристаллов различных форм в облаках при разной температуре (по А. М. Боровикову)

Форма кристаллов	Температура, °С										
	0,0... —4,0	—4,1... —7,0	—7,1... —10,0	—10,1... —13,0	—13,1... —16,0	—16,1... —19,0	—19,1... —22,0	—22,1... —25,0	—25,1... —28,0	—28,1... —31,0	—31,1... —35,0
Иглы	22	25	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Тонкие пластинки	67	62	71	45	12	2	3	—	—	—	—
Толстые пластинки	—	3	2	—	7	16	8	4	—	—	—
Столбики и пучки столбиков	11	10	25	50	71	70	77	88	88	100	100
Объемные (пирамидальные, бесформенные)	—	—	2	5	10	12	3	8	12	—	—

наблюдаются тонкие пластинчатые кристаллы. С понижением температуры все чаще встречаются столбики, пульки, пучки столбиков, которые при температуре ниже —20 °С составляют от 50 до 100 % всех кристаллов. В диапазоне от —10 до —16 °С повторяемость тонких пластинок и столбиков примерно одинакова. Такое большое относительное число столбиков (противоречащее данным, приведенным на рис. 1 (8.2.3.2)) объясняется по-видимому, попа-

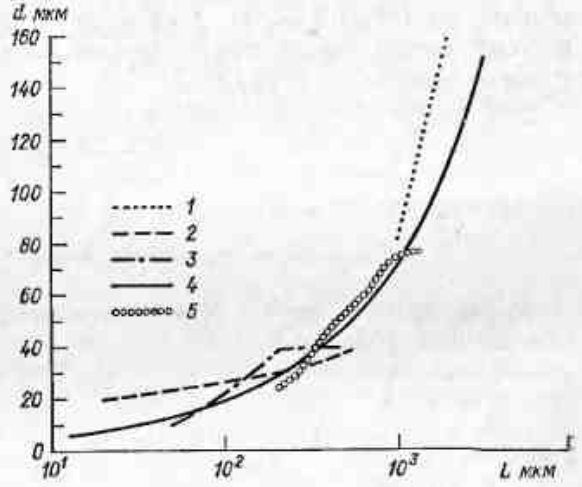


Рис. 3 (8.2.3.2). Связь диаметра d игольчатых кристаллов с их длиной L.

1—5 — экспериментальные данные, полученные разными авторами [12, 21].

данием их из более холодных вышележащих слоев. При сверхнизких температурах (около —80 °С), характерных для стратосферных облаков, Хеймсфилд наблюдал толстые треугольные пластины (отношение толщины к диаметру близко к 1) в смеси со столбиками. Исследованные им облака находились на высоте 16 км вблизи экватора [17].

Характерными размерами кристаллов пластинчатых форм являются диаметр d и толщина h, а кристаллов столбчатых или игольчатых форм — диаметр d и длина L. Обычно толщина пластин и диаметр игл составляют десятки микрометров, а диаметр пластин и длина игл колеблются от десятков (чаще от сотен) до тысяч микрометров. Для тонких пластин и дендритов h/d составляет 0,01—0,2, для толстых пластин — 0,2—0,5. Для игл $d/L = 0{,}04 \ldots 0{,}2$, а для столбиков и пулек $d/L = 0{,}2 \ldots 0{,}5$.

Связь h с d и d с L выражают степенной зависимостью:

$$h = Ad^{\alpha}, \qquad (1)$$

$$d = BL^{\beta}. \qquad (2)$$

По Дэвису [27], $A \approx 10^{-2}$, $\alpha \approx 0{,}42$. Для некоторых разновидностей столбчатых кристаллов B меняется от 0,3 до 0,6, а $\beta \approx 0{,}93 \pm 0{,}03$. Для игл $B = (0{,}03 \ldots 0{,}6) \cdot 10^{-2}$, а $\beta = 0{,}45 \ldots 0{,}6$. В среднем связь d с L для игольчатых кристаллов представлена на рис. 3 (8.2.3.2).

8.2.3.3. Объемная плотность кристаллов

Объемная плотность кристаллов ρ_i в случае мелких столбиков близка к 0,9 г/см³, т. е. к плотности сплошного льда. С ростом кристаллов за счет воздушных включений плотность может уменьшиться до 0,3—0,4 г/см³. Для оценки плотности кристаллов ρ_i в г/см³ можно использовать соотношения, предложенные Хеймсфилдом (здесь L — в мм) [16]:

для кристаллов в форме пулек

$$\rho_i = 0{,}8L^{-0{,}664}, \qquad (3)$$

для кристаллов в форме столбиков

$$\rho_i = 0{,}65L^{-0{,}60}. \qquad (4)$$

Массу кристаллов m_i Хеймсфилд предлагает оценивать по аналогичной формуле

$$m_i = AL^{\beta}. \qquad (5)$$

Если m_i выразить в граммах, а L в миллиметрах, то параметры A и β для кристаллов разных форм определяются по табл. 1 (8.2.3.3).

Таблица 1 (8.2.3.3)

Параметры A и β в эмпирическом соотношении, связывающем массу кристалла m_i (г) с его максимальной длиной L (мм)

Форма кристалла	$A \cdot 10^3$	β	Источник
Столбики	1,7	1,7	[17]
Пучки пулек и столбиков	4,4	3,0	[17]
Пластины	2,6	2,5	[17]
Дендриты	1,5	2,0	[21]
Обзернённые дендриты	1,5	2,3	[21]
Необзернённые агрегаты дендритов	7,3	1,4	[21]
Необзернённые агрегаты пластин, пулек, столбиков	3,7	1,9	[21]
Капли воды	52	3,0	

Разнообразие пластинчатых и дендритных форм кристаллов приводит к различным соотношениям, связывающим массу кристаллов с их размерами. В частности, для снежинок в районе Каскадных гор (США) Локателли и Хобс обнаружили, что связь массы снежинки с ее максимальным размером L также хорошо описывается степенной зависимостью (5), что можно видеть из рис. 1 (8.2.3.3).

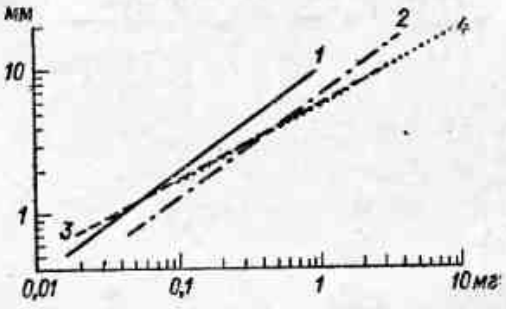


Рис. 1 (8.2.3.3). Связь массы снежинок (мг) с их максимальным размером (мм) для различных видов снежинок (*1—4*) (наблюдения Локателли и Хобса в Каскадных горах, США) [21].

8.2.3.4. Скорость падения кристаллов и их ориентация

Скорость падения кристаллов является сложной функцией их размеров, формы, плотности, а также параметров воздуха. В соответствии с экспериментальными данными, если кристаллы малы настолько, что для них $\mathrm{Re} < 1$ (где Re — число Рейнольдса), то можно считать, что они ориентированы хаотически.

При больших Re кристаллы ориентируются преимущественно так, что сопротивление среды их падению максимально, а скорость падения, следовательно, минимальна. Это означает, что кристаллы пластинчатых и игольчатых форм ориентируются в основном горизонтально. Падая снежинки и крупные кристаллы вращаются со скоростью до нескольких оборотов в секунду.

Для практических оценок можно принять, что с высотой скорость падения кристаллов возрастает обратно пропорционально корню квадратному из плотности воздуха:

$$u(z) = u(0)\left[\frac{\rho_0}{\rho(z)}\right]^{1/2}, \qquad (1)$$

где $u(0)$ — скорость на высоте, где плотность равна ρ_0, $u(z)$ и $\rho(z)$ — соответственно скорость падения и плотность воздуха на высоте z над этим уровнем.

Для определения скорости падения кристаллов разных форм и размеров обычно используют экспериментально установленные критериальные соотношения. В частности, связь критериев Re и Be может быть описана эмпирическим соотношением вида

$$\mathrm{Re} = A(\mathrm{Be})^{\alpha}, \qquad (2)$$

где Re — число Рейнольдса, а $\mathrm{Be} = (C_D\mathrm{Re})^2$ — число Беста. Для кристаллов, имеющих форму круглых пластин, сфероидов, круговых цилиндров, были найдены следующие значения α [21]:

Re	0,1	0,1—4	4—20	20—400	400—10 000
α	1	0,9	0,75	0,65	0,57

Из этих соотношений следует, что приведенная выше формула (1) справедлива только для крупных кристаллов, когда $\alpha \approx 0{,}5$. С уменьшением их размеров α возрастает и отношение $u_z/u_0 \sim (\rho_0/\rho_z)^{1-\alpha}$ все меньше зависит от высоты.

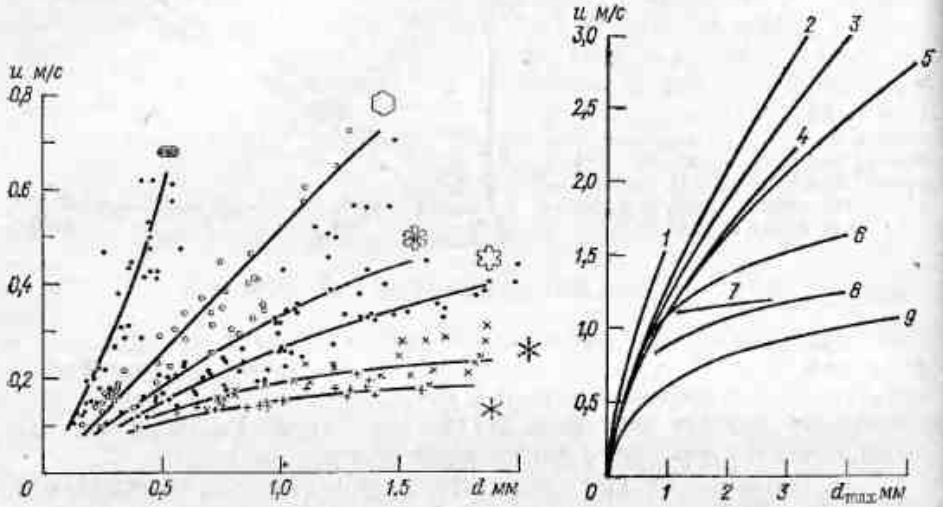


Рис. 1 (8.2.3.4). Зависимость скорости падения u кристаллов пластинчатых форм от их размеров (по Кажикава) [12, 22].

Рис. 2 (8.2.3.4). Зависимость скорости падения кристаллов от их максимального линейного размера (по Локателли и Хобсу) [12, 21].

1, 2 — шарики снежной крупы плотностью 0,1—0,2 мг/м³ (*1*) и 0,2—0,45 мг/м³ (*2*); *3* — крупа конической формы; *4* — плотные обзерненные столбики; *5* — гексагональные частицы крупы; *6* — снежные шарики в виде крупы; *7* — плотно обзерненные пучки дендритов; *8* — снежинки, похожие на гексагональные частицы крупы; *9* — плотно обзерненные дендриты.

Представление о реальных скоростях падения облачных кристаллов разной формы и размеров дают рис. 1 (8.2.3.4) для кристаллов пластинчатых форм в зависимости от их диаметра и рис. 2 (8.2.3.4) для более компактных форм при обзерненных кристаллов.

Часто в расчетах используют эмпирически найденную связь скорости падения кристалла с каким-либо его характерным размером. Обычно эта зависимость имеет степенной вид. Так, Ланглебен [21] использует связь вида

$$u = kd_m^n. \qquad (3)$$

Здесь d_m — диаметр капли, масса которой равна массе кристалла. Если u выразить в м/с, а d_m — в метрах, то параметры k и n определяются из табл. 1 (8.2.3.4).

Таблица 1 (8.2.3.4)

Параметры k и n в соотношении (3) [21]

Форма кристаллов	k	n
Дендриты	9,87	0,372
Обзерненные дендриты	7,73	0,283
Комбинации пластин со столбиками	7,70	0,274
Комбинация дендритных и пластинчатых агрегатов	61	0,611

Примечание. Если измерять d_m в сантиметрах, то следует при том же n домножить k на 10^{2n}.

Согласно Девису [21], связь u с размером кристалла может быть также описана соотношением

$$u = AL^n, \qquad (4)$$

где параметры A и n для кристаллов разной формы приведены в табл. 2 (8.2.3.4), если u выражено в см/с, L — в сантиметрах.

Таблица 2 (8.2.3.4)

Значения параметров A и n в формуле (4) для кристаллов разной формы

Форма кристаллов *	A	n	Диаметр кристаллов, мкм **
Pla	$2{,}96 \cdot 10^2$	0,824	10—300
Plb	$2{,}96 \cdot 10^2$	0,824	10—2000
Plc	$1{,}39 \cdot 10^2$	0,748	10—500
Pld	$4{,}22 \cdot 10$	0,442	500—3000
Cld	$3{,}48 \cdot 10^3$	1,375	10—1000
Cll	$7{,}31 \cdot 10^3$	1,415	10—100 при $L/d \leqslant 2$
Cll	$2{,}43 \cdot 10^3$	1,309	10—1000 при $L/d > 2$
Clf	$7{,}31 \cdot 10^3$	1,415	10—1000 при $L/d < 2$
Clf	$2{,}43 \cdot 10^3$	1,309	10—1000 при $L/d > 2$
Sl	$7{,}92 \cdot 10^2$	0,99	400—1200

* См. рис. 2 (8.2.3.2).

** Указан диапазон, для которого справедливы приведенные значения параметров A и n.

Для кристаллов в виде пулек (что типично для облаков верхнего яруса) Хеймсфилд нашел, что u (см/с) с ошибкой не более 20 % связано с их длиной L (мм) соотношением

$$u = -1{,}2 + 170L - 84{,}5L^2. \qquad (5)$$

Для столбиков аналогично

$$u = -0{,}53 + 157L - 85L^2. \quad (6)$$

8.3. Интегральные микроструктурные параметры облаков

8.3.1. Определения

Интегральные микроструктурные параметры характеризуют всю совокупность облачных частиц в том или ином объеме облака. Обычно эти характеристики могут быть выражены через интеграл по спектру размеров облачных частиц. Так, если некоторая характеристика облачной частицы φ (например, поверхность или масса) есть функция ее определенного размера, т. е. $\varphi(a)$, а число частиц размером a в единице объема облака известно и есть $n(a)da$, то единица объема облака будет иметь интегральную характеристику

$$\Phi = \int_0^\infty \varphi(a)\, n(a)\, da. \quad (1)$$

Простейшей интегральной характеристикой является концентрация частиц N. В этом случае $\varphi(a) = a^0 = 1$ и

$$N = \int_0^\infty n(a)\, da. \quad (2)$$

Можно говорить о суммарной длине облачных частиц l, где $\varphi(a) = a$ и

$$l = \int_0^\infty an(a)\, da, \quad (3)$$

или о суммарном поперечном сечении частиц s. Так, для сферических частиц $\varphi(a) = \pi a^2/4$ и

$$s = \frac{\pi}{4} \int_0^\infty a^2 n(a)\, da \quad (4)$$

и т. д. Примером интегральных облачных характеристик могут служить водность, радиолокационная отражаемость.

8.3.2. Концентрация облачных частиц

Практически при определении концентрации облачных частиц суммирование (интегрирование) проводится не от 0 до ∞, а от некоторого значения $a_{\min}$ до $a_{\max}$. Спектр размеров облачных капель имеет чаще всего одномодальный вид с модальным радиусом, равным нескольким микрометрам (см. п. 8.2). Поэтому величина N сильно зависит от нижнего предела интегрирования. Внутри облака полная концентрация частиц $N\{r > r_{\min}\}$ (при осреднении по компактным объемам, линейные размеры которых составляют метры) может меняться практически от 0 до 10^3 см$^{-3}$. Здесь $r_{\min}$ соответствует провалу в спектре размеров капель (см. рис. 1 (8.2.1)).

Бескапельные полости «каверны» в облаках, их размеры и повторяемость, еще только начинают изучаться. Данные выборочных измерений [3] свидетельствуют о том, что характерные размеры каверн составляют от единиц до десятков метров в облаках слоистых форм, что они чаще встречаются вблизи облачных границ и, вообще говоря, занимают небольшую долю (около процента) общего объема облака.

В среднем в континентальных капельных облаках концентрация капель $N\{r > r_{\min}\}$ составляет 200—600 см$^{-3}$, а в морских — в 5—10 раз меньше. В то же время в отдельных объемах облака, линейные размеры которых составляют десятки метров, концентрация частиц может быть в десятки раз меньше приведенных средних значений или в несколько раз больше их. Если говорить о высотном ходе, то N резко возрастает при подъеме в пределах нескольких десятков метров над нижней границей облака. Достигнув максимума, концентрация слегка уменьшается с высотой, убывая в 1,5—2 раза к верхней границе облака, вблизи которой она резко спадает до нуля. Такова общая картина изменения концентрации капель в пространстве облаков.

В смешанных облаках концентрация капель имеет тот же порядок (10^2—10^3 см$^{-3}$), что и в капельных облаках. В то же время концентрация кристаллов N_i в смешанных облаках имеет те же характерные значения, что и в кристаллических. Обычно N_i заключено в пределах 10—10^3 л$^{-1}$. При этом минимальные размеры кристаллов составляют, по-видимому, около 10 мкм. Более детально о распределении кристаллов по размерам и об их концентрации см. п. 8.2.3.1.

8.3.3. Суммарная длина облачных частиц, заполняющих единицу объема облака. Время фазовой релаксации

8.3.3.1. Определения

Суммарную длину l цепочки, составленной из частиц единицы объема облака, можно считать следующим по порядку интегральным микроструктурным параметром. Для капельных облаков

$$l_w = 2N\bar{r} = 2N \int_{r_{\min}}^\infty r f(r)\, dr. \quad (1)$$

Для кристаллических облаков

$$I_i = N \int_{a_{\min}}^{\infty} af(a)\,da. \qquad (2)$$

Параметр I играет важную роль в процессах фазовых переходов и характеризует интенсивность стока пара на капли или кристаллы при их конденсационном росте, или интенсивность их испарения при влажности ниже значения при насыщении над водой или льдом соответственно.

Параметр I однозначно связан со временем фазовой релаксации τ_p, характеризующим время приспособления облачной среды к равновесному давлению пара [12]. Оно равно времени, в течение которого отклонение давления паров воды от равновесного значения уменьшается в e раз.

В капельных облаках

$$\tau_{p,w} \cong (4\pi D_v N \bar{r})^{-1} = \frac{1}{2\pi D_v I_w}, \qquad (3)$$

в кристаллических

$$\tau_{p,i} \approx (2\pi D_v \delta N \bar{a})^{-1} = \frac{1}{2\pi D_v \delta I_i}. \qquad (4)$$

Здесь D_v — коэффициент диффузии пара в воздухе, N — концентрация капель (кристаллов), $\bar{r}$ — средний радиус капель, $\bar{a}$ — средний линейный размер кристалла, δ — фактор формы, зависящий от формы кристалла и от способа определения размера a. Для сферических или близких к ним частиц $\bar{a} \approx 2\bar{r}$, $\delta \approx 1$. Для эллипсоидов вращения, если a — длина оси вращения эллипсоида, а r — его максимальный радиус вращения, параметр δ определяется из табл. 1 (8.3.3.1).

Таблица 1 (8.3.3.1)

Значения параметра формы δ для эллипсоида вращения

	Форма								
	Вытянутый эллипсоид				Сфера	Сплюснутый эллипсоид			
$a/2r$	10	5	3	2	1	1/2	1/3	1/5	1/10
δ	0,68	0,72	0,77	0,83	1,0	0,66	0,54	0,43	0,33

8.3.3.2. Характерные значения I и τ_p

Наиболее надежно и непосредственно измеряемыми интегральными облачными параметрами являются показатель ослабления видимого света ε и водность Q. Поэтому при определении характерных значений и статистики распределений таких параметров, как N и I, целесообразно их выразить через ε и Q, статистические характеристики распределения которых известны с большей детальностью и надежностью.

Если облачные частицы являются сферическими (например, капли) и распределение их по размерам описывается гамма-распределением (см. п. 8.2.1) с индексом α, то τ_p связано с водностью и параметрами распределения α и β соотношением

$$\tau_p = \frac{\rho_w}{3D_v Q_w}\beta^2(\alpha+2)(\alpha+3). \qquad (1)$$

Поскольку $\bar{r} = r_1 = \beta(\alpha+1)$, то можно записать:

$$\tau_p = \frac{\rho_w r_1^2}{3D_v Q_w}\frac{(\alpha+2)(\alpha+3)}{(\alpha+1)^2}. \qquad (2)$$

Полагая, что α равно 2 или 3, для грубой оценки можно принять:

$$\tau_p \approx 0{,}03\frac{r_1^2}{Q_w}, \qquad (3)$$

где τ_p измеряется в секундах, средний радиус капель r_1 — в микрометрах, а Q_w — в г/м³. Так, если $r_1 = 5$ мкм и $Q_w = 0{,}2$ г/м³, то $\tau_p \approx 4$ с. Вблизи облачных границ, где водность резко падает, время фазовой релаксации, очевидно, резко возрастает.

Аналогично для кристаллических облаков, учитывая, что ледность Q_i описывается выражением

$$Q_i \approx \frac{\pi N_i \rho_i \delta^*}{6}\int_0^{\infty} a^3 f(a)\,da = \frac{\pi N_i \rho_i \delta^*}{6}\bar{a}^3, \qquad (4)$$

где δ^* — фактор, зависящий от формы кристаллов, а ρ_i — объемная плотность кристаллов, в соответствии с формулой (4) из п. 8.3.3.1 получаем:

$$\tau_{p,i} = \frac{\rho_i \delta^*}{12\delta D_v}\frac{\bar{a}^3}{\bar{a}Q_i}. \qquad (5)$$

Для приближенной оценки можно положить $\delta^*\rho_i/\delta \approx 10^3$ кг/м³. В этом случае

$$\tau_{p,i} \approx 0{,}03\frac{\bar{a}^3}{\bar{a}Q_i}. \qquad (6)$$

Если спектр размеров кристаллов имеет экспоненциальный вид, т. е. $f(a) \sim e^{-a/\lambda}$, то τ_{pi} можно оценить по формуле

$$\tau_{p,i} \approx 0{,}2\frac{\lambda^2}{Q_i}. \qquad (7)$$

В формулах (6) и (7) τ_{pi} измеряется в секундах, a и λ в микрометрах, Q_i — в г/м³. Так, если $\lambda = 100$ мкм и $Q_i = 10^{-2}$ г/м³, то

$\tau_{pi} \approx 50$ ч. Если же $\bar{a}^3/\bar{a} = 100^2$ мкм^2, то $\tau_{pi} \approx 8$ ч. Уменьшение характерных размеров кристаллов на порядок при той же водности понижает τ_{pi} на два порядка.

8.3.4. Суммарное геометрическое сечение облачных частиц. Оптическая плотность облаков

8.3.4.1. Определения

Суммарным геометрическим сечением капель в единице объема облака называют величину

$$s_w = \pi N \int_{r_{min}}^{\infty} r^2 f(r)\, dr. \qquad (1)$$

Для кристаллов

$$s_i = \frac{\pi N \delta}{4} \int_{a_{min}}^{\infty} a^2 f(a)\, da. \qquad (2)$$

Фактор формы δ обычно близок к 1, если размер кристаллов a определяется с помощью современных самолетных приборов. Если $f(r)$ описывается гамма- распределением (см. формулы (1) и (2) в п. 8.2.1), то в соответствии с табл. 1 (8.2.1)

$$s_w = \frac{\Gamma(\alpha+3)}{\Gamma(\alpha+1)} \beta^2 \pi N. \qquad (3)$$

С величиной s непосредственно связаны основные оптические характеристики облаков. Так, прозрачность облаков можно охарактеризовать показателем ослабления в них видимого света ε или метеорологической дальностью видимости $L = 3{,}5/\varepsilon$. Иногда используют понятие «глубина проникновения излучения» или совпадающее с ним понятие «длина свободного пробега фотонов» L_Φ, где $L_\Phi = 1/\varepsilon$. Со спектром размеров частиц ε связано следующими соотношениями:

для капель

$$\varepsilon = \pi N \int_{r_{min}}^{\infty} r^2 K_w(\rho) f(r)\, dr, \qquad (4)$$

для кристаллов

$$\varepsilon = \pi N \int_{a_{min}}^{\infty} a^2 K_i(\rho) f(a)\, da. \qquad (5)$$

Для видимого света с длиной волны λ и $r > 1$ мкм $K_w(\rho) = K_w\left(\frac{2\pi r}{\lambda}\right) \approx 2$. Таким образом, $\varepsilon \approx 2s$. Для кристаллов $K_i(\rho)$ зависит также от формы и ориентации последних и соотношение $\varepsilon = 2s$ является лишь довольно грубой оценкой. Ниже приводятся эмпирические данные, полученные при измерениях в диапазоне длин волн 0,5—0,7 мкм.

8.3.4.2. Средние ($\bar{\varepsilon}$) и медианные (ε_{50}) значения показателя ослабления для облаков различных форм

По своим оптическим характеристикам облака довольно неоднородны. Показатель ослабления света в них, вообще говоря, может значительно меняться от точки к точке и от случая к случаю. Даже средние значения $\bar{\varepsilon}$ для облаков одной и той же формы могут существенно (в 2—3 раза и более) отличаться друг от друга в зависимости от объема осреднения, района полетов и периода измерений.

В облаках слоистых форм в среднем чем ниже облака, тем они оптически более плотные [11]. Так, среднее значение показателя ослабления $\bar{\varepsilon}$ в облаках верхнего яруса в умеренных широтах не превосходит обычно 4 км$^{-1}$, а в St и Sc $\bar{\varepsilon}$ колеблется в пределах от 20 до 50 км$^{-1}$. Медианные значения ε_{50} обычно несколько ниже. Представление о возможных значениях $\bar{\varepsilon}$ и ε_{50} дает табл. 1 (8.3.4.2), построенная по материалам [5, 11, 14].

Для облаков верхнего яруса в умеренных широтах $\varepsilon_{75} \approx 2{,}5$ км$^{-1}$ (в 25 % случаев $\varepsilon > \varepsilon_{75}$), в Арктике $\varepsilon_{75} \leqslant 2{,}5$ км$^{-1}$, в восточной зоне тропической части Атлантики $\varepsilon_{75} \approx 10$ км$^{-1}$.

В отдельные периоды измерений средние значения $\bar{\varepsilon}$ отличаются от приведенных в табл. 1 (8.3.4.2), как правило, не более чем в 1,5 раза.

Таблица 1 (8.3.4.2)

Значения $\bar{\varepsilon}$ и ε_{50} (км$^{-1}$) для облаков слоистых форм

Форма облаков	Европейская территория СССР		Арктика		Восточная зона тропической Атлантики	
	$\bar{\varepsilon}$	ε_{50}	$\bar{\varepsilon}$	ε_{50}	$\bar{\varepsilon}$	ε_{50}
St, Sc	40	30	35	30	15	6
Ns	20	10	30	25	—	—
Ac	15	10	20	20	8	4
As	10	5	4	3	7	6
Cl sp., Cs	$\approx 2{,}5$	$\leqslant 2{,}5$	$< 2{,}5$	$< 2{,}5$	8	5

В среднем значения $\bar{\varepsilon}$ определенным образом связаны с мощностью облака. Характер этой зависимости для облаков слоистых форм виден на рис. 1 (8.3.4.2).

В конвективных облаках умеренных широт $\bar{\varepsilon}$ возрастает с увеличением мощности облаков H и в среднем описывается соотношением [8]

$$\bar{\varepsilon} = 50H + 70, \qquad (1)$$

где H — в км, ε — в км$^{-1}$.

Соотношение (1) следует рассматривать как ориентировочное. При его выводе авторы опирались на результаты измерений, в которые вошли существенные поправки, достигающие порой 100 %. Значения же поправок определялись с ошибкой 20—40 %.

Медианные значения ε_{50} заметно ниже $\bar{\varepsilon}$, однако точные сведения о повторяемости ε в кучевых облаках разной мощности и, следовательно, о величине ε_{50} сегодня в литературе отсутствуют.

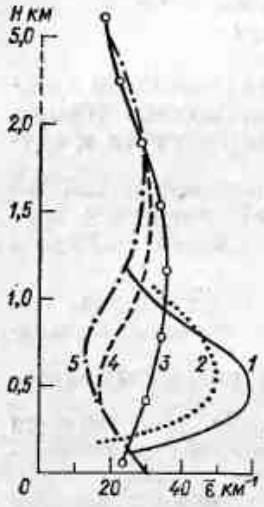


Рис. 1 (8.3.4.2). Связь среднего по облачному слою значения показателя ослабления $\bar{\varepsilon}$ с мощностью слоя H.
1 — Sc, *2* — St, *3* — Ns, *4* — As, *5* — Ac.

В восточной зоне тропической части Атлантики конвективные облака более «рыхлые» и оптически менее плотные. Наиболее плотными там являются Cu hum. с $\bar{\varepsilon} \approx 40$ км$^{-1}$ ($\varepsilon_{50} \leqslant 20$ км$^{-1}$). В Cu med. и Cu cong. значения $\bar{\varepsilon}$ и ε_{50} в 1,5—2 раза ниже, а именно $\bar{\varepsilon} \approx 25$ км$^{-1}$, $\varepsilon_{50} \approx 12$ км$^{-1}$.

8.3.4.3. Повторяемость различных значений показателя ослабления ε в облаках разных форм

В настоящее время накоплен большой объем данных о значениях ε в облаках слоистых форм [5, 11]. Повторяемость значений ε представлена на рис. 1 (8.3.4.3). Начальная ордината на этом рисунке указывает повторяемость (%) случаев, когда $\varepsilon < 2{,}5$ км$^{-1}$.

Плотность распределения ε по логарифмическим интервалам в диапазоне изменений $\lg\varepsilon$ от 0,4 до 2,1 (диапазон изменения ε от 2,5 до 125 км$^{-1}$) для облаков различных форм описывается гамма- или бета-распределением (см. П.3.2).

Если $N(x)$ — повторяемость (%) значений $\varepsilon \leqslant x$, то в диапазоне x от 2,5 до 120 км$^{-1}$ для St и Sc ($N(120) - N(2{,}5) \approx 90$ %)

$$\frac{dN(\varepsilon)}{d\lg\varepsilon} = 2{,}5 + 22{,}6\,(\lg\varepsilon - 0{,}2)^{6{,}3}\,(2{,}1 - \lg\varepsilon)^{1{,}6}. \qquad (1)$$

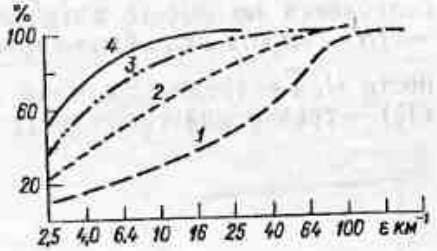


Рис. 1 (8.3.4.3). Накопленная повторяемость (%) значений показателя ослабления ε для облаков слоистых форм.
1 — St, Sc; *2* — Ac, Ns, Ns—As; *3* — As; *4* — Cs, Ci sp.

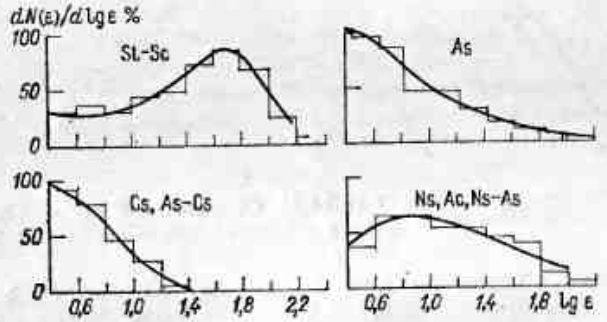


Рис. 2 (8.3.4.3). Плотность распределения значений показателя ослабления ε в облаках различных форм.

Для As при $\varepsilon > 2{,}5$ км$^{-1}$ ($N(2{,}5) = 38$ %)

$$\frac{dN(\varepsilon)}{d\lg\varepsilon} = 2{,}76 \cdot 10^3\,(\lg\varepsilon)^2\, e^{-4\lg\varepsilon}. \qquad (2)$$

Для Ns, Ac, Ns—As при $\varepsilon > 2{,}5$ км$^{-1}$ ($N(2{,}5) \approx 24$ %, $N(100) \approx \approx 100$ %)

$$\frac{dN(\varepsilon)}{d\lg\varepsilon} = 7{,}53 \cdot 10^2\,(\lg\varepsilon)^2\, e^{-2{,}5\lg\varepsilon}. \qquad (3)$$

Для Cs, Ci при $\varepsilon > 2{,}5$ км$^{-1}$ ($N(2{,}5) \approx 52$ %)

$$\frac{dN(\varepsilon)}{d\lg\varepsilon} = 6{,}91 \cdot 10^5\,(\lg\varepsilon)^{3{,}9}\, e^{-7{,}8\lg\varepsilon}. \qquad (4)$$

На рис. 2(8.3.4.3) представлены кривые плотности повторяемости $\varphi(\lg\varepsilon) = dN(\varepsilon)/d\lg\varepsilon$, где N — в процентах, ε — в км$^{-1}$.

8.3.4.4. Распределение показателя ослабления по высоте

Для облаков слоистых форм среднее распределение показателя ослабления по высоте показано на рис. 1 (8.3.4.4). Здесь $\xi = z/H$ — высота над нижней границей облака в долях от его мощности H, $\bar{\varepsilon}$ — среднее значение показателя ослабления в слое H, $\varepsilon(\xi)$ — среднее значение ε на уровне ξ.

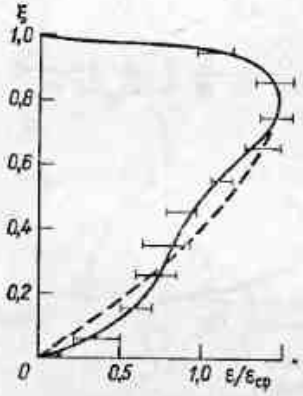


Рис. 1 (8.3.4.4). Осредненный ход показателя ослабления ε с высотой для облаков слоистых форм.

Штриховая кривая на рис. 1 (8.3.4.4) описывается соотношением

$$\frac{\varepsilon}{\bar{\varepsilon}} = 2{,}8\xi(1-\xi)^{0{,}25}. \qquad (1)$$

В конвективных облаках умеренных широт при мощности $H < 1$ км среднее значение ε на данном уровне не меняется с высотой и редко падает вблизи границ. В более мощных облаках на уровне около $1{,}5 \pm 0{,}5$ км в профиле ε образуется провал, в центре которого ε уменьшается в 1,5—2 раза.

8.3.4.5. Пространственные колебания показателя ослабления

В «теле» облаков встречаются полости («пустоты»), размер которых достигает десятков метров, концентрация облачных капель в них либо резко понижена, либо даже практически равна нулю. Если не учитывать такие участки, то в общем в облаках слоистых форм относительное среднеквадратическое отклонение ζ_ε (коэффициент вариации) показателя ослабления в подавляющем большинстве случаев не выходит за пределы 0,2—1,5. В однородных St часто ζ_ε не превосходит 0,2.

Пространственные масштабы корреляции L весьма изменчивы (табл. 1 (8.3.4.5)).

Таблица 1 (8.3.4.5)

Средние значения $\bar{L}$ и значения ряда квантилей масштабов корреляции L_n показателя ослабления ε для облаков различных форм

L	Форма облаков				
	St	Sc	Ns	As	Ac
$\bar{L}$	1,9	1,3	1,7	1,5	0,9
L_{25}	0,2	0,4	0,5	0,4	0,2
L_{50}	0,4	0,8	1,0	1,1	0,5
L_{75}	1,1	1,7	2,3	2,1	1,4
L_{90}	2,2	3,2	4,2	4,0	2,0

8.3.4.6. Оптическая толщина облаков

Оптическая толщина облаков τ есть натуральный логарифм коэффициента направленного пропускания T облачного слоя [5]:

$$T = \frac{\Phi_H}{\Phi_0}, \qquad (1)$$

$$\tau = \ln T = \ln \frac{\Phi_H}{\Phi_0}, \qquad (2)$$

где Φ_0 и Φ_H — световые потоки на входе и выходе из облачного слоя соответственно.

Оптическая толщина облака τ в вертикальном направлении связана с показателем ослабления света ε и толщиной облака H соотношением

$$\tau = \int_0^H \varepsilon(z)\,dz = \bar{\varepsilon} H. \qquad (3)$$

Таким образом, зная $\bar{\varepsilon}$ (см. п. 8.3.4.2 и 8.3.4.4) и H, легко определить и τ.

Учитывая зависимость (1) из п. 8.3.4.2 для облаков конвективного развития, для оптической толщины в вертикальном направлении в среднем получаем:

$$\tau = 50H^2 + 70H. \qquad (4)$$

Следовательно τ составляет 10^2—10^3 при мощности облака от 1 до 3 км.

В таких облаках слоистых форм, как St, Sc, оптическая толщина первоначально (до $H \approx 0{,}3$ км) растет пропорционально H^2, затем рост замедляется. При мощности $H = 0{,}5$ км, например $\tau \approx 20$. В облаках Ns, As, Ac такую оптическую толщину имеют

примерно вдвое более мощные облака, т. е. облака с $H \approx 1$ км. Для облаков верхнего яруса толщиной около 1 км τ не превосходит нескольких единиц.

8.3.5. Водность облаков

8.3.5.1. Определения

Водностью облаков Q называют массу воды, находящейся в конденсированном состоянии в единице объема воздуха. Если облака чисто капельные, то

$$Q_w = \frac{4}{3}\pi\rho_w \sum_i r_i^3, \qquad (1)$$

где $\rho_w = 10^3$ кг/м^3 $= 1$ г/см^3 — плотность воды, r_i — радиус i-й капли, а суммирование производится по всем каплям единицы объема облака.

Если известна плотность распределения капель по размерам $f(r)$ (см. п. 8.2.1), то

$$Q_w = \frac{4}{3}\pi\rho_w N \int_0^\infty r^3 f(r)\,dr = \frac{4}{3}\pi\rho_w N r_3^3. \qquad (2)$$

Если облако кристаллическое, то

$$Q_i = \sum_i m_i, \qquad (3)$$

где m_i — масса i-го кристалла. И здесь суммирование производится по всем кристаллам единицы объема. Иногда величину Q_i называют ледностью облака. Масса одного кристаллика зависит от его размеров, формы и плотности льда.

Полная водность в смешанном облаке Q есть сумма:

$$Q = Q_w + Q_i. \qquad (4)$$

Водность облаков зависит от многих факторов и не остается постоянной даже в одном и том же облаке. Если по горизонтали колебания водности можно назвать случайными, то по вертикали в среднем отчетливо проявляется определенная закономерность изменения водности (см. п. 8.3.5.4). Адиабатическая водность в облаках полностью определяется температурой и давлением у нижней границы облака и высотой над ней (см. п. 8.3.5.2). Фактическая средняя водность облаков в основном также определяется именно этими параметрами.

8.3.5.2. Адиабатическая водность

Если некоторый объем облака поднимается адиабатически, без обмена с окружающим воздухом энергией и водяным паром, и весь пар, избыточный по отношению к состоянию насыщения над водой, конденсируется и остается в этом же объеме, не выпадая, то масса сконденсировавшегося таким образом пара, приходящаяся на единицу объема воздуха, называется адиабатической водностью $Q_{w,a}$, которая зависит от температуры и давления на уровне конденсации и высоты над нижней границей облака.

Согласно приведенному определению

$$\frac{Q_{w,a}}{\rho_z} = q_{w,0}(\theta_0,\ p_0) - q_{w,z}(\theta_z,\ p_z), \qquad (1)$$

где $q_{w,0}$, $q_{w,z}$ — массовая доля влаги при насыщении над водой на уровне конденсации $z = 0$ и на высоте z над ним соответственно; θ и p — температура и давление на этих уровнях соответственно; ρ_z — плотность воздуха на высоте z.

Номограммы на рис. 1 (8.3.5.2) позволяют легко определить значения $Q_{w,a}$, рассчитанные по формуле (1). Расчеты проведены до высоты $z = 6$ км, если $\theta_z > -40$ °С, и до высоты $z_{гр} < 6$ км, если $\theta_{z_{гр}} = -40$ °С. Для расчетов удобно пользоваться аппроксимационной формулой [4]

$$Q_{w,a}(\theta_0,\ p_0,\ z) = (a_1 + a_2\theta_0)z + (a_3 + a_4\theta_0 + a_5\theta_0^2)z^2. \qquad (2)$$

Если $Q_{w,a}$ измеряется в г/м^3, θ_0 — в °С, а z — в километрах, то коэффициенты могут быть получены из табл. 1 (8.3.5.2).

Таблица 1 (8.3.5.2)

Значения коэффициентов a_i в формуле (2)

p_0, гПа	a_1	a_2, 10^{-2}	a_3	a_4, 10^{-3}	a_5, 10^{-4}	$\Delta\theta$ °С
900	1,48	4,5	—0,194	—1,70	0,95	20... —20
800	1,39	3,9	—0,183	—1,25	0,80	15... —25
700	1,82	3,6	—0,168	—0,77	0,60	15... —30
600	1,20	3,0	—0,146	—0,48	0,40	10... —30
500	1,11	2,6	—0,131	—0,06	0,22	5... —30

Величина $\Delta\theta$ в табл. 1 (8.3.5.2) — диапазон значений температур на нижней границе θ_0, для которых при расчете $Q_{w,a}$ по формуле (1) с коэффициентами a_i, приведенными в табл. 1, ошибка не превышает 5 %. Эти оценки справедливы в слое 0,1 км $< z < z_1$, где z_1 — высота, на которой $\theta_{z_1} = -35$ °С. При $\theta_z = -40$ °С ошибки резко возрастают до 13 %. Практически не выходя за пределы

указанной точности расчетов, коэффициенты a_i можно представить в виде линейной функции давления p_0 на нижней границе облака:

$$a_i(p_0) = b_i + c_i p_0. \qquad (3)$$

Значения b_i и c_i при p_0 (гПа) приведены в табл. 2 (8.3.5.2).

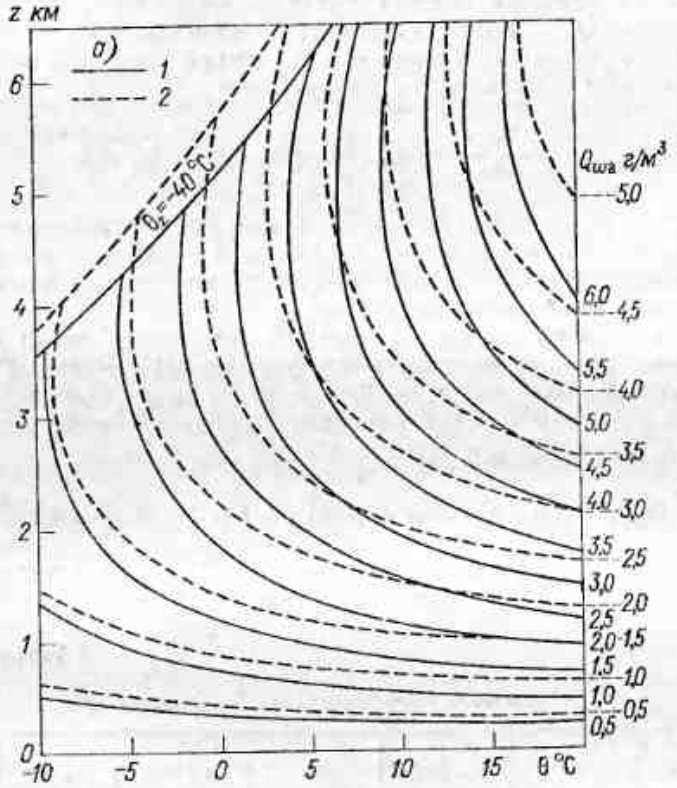


Рис. 1 (8.3.5.2). Номограмма для расчета адиабатической водности ($Q_{w,\,a}$) (*а*) (по А. Л. Косареву)

θ — температура у нижней границы облака, z — высота над нижней границей облака; 1 — при давлении на нижней границе облака, равном 900 гПа; 2 — при 600 гПа.

При температуре $\theta_z < -40$ °С вероятность наличия капель близка к нулю и правильнее говорить об адиабатической ледности облаков $Q_{i,\,a}$ (см. п. 8.4.1).

Таблица 2 (8.3.5.2)

Значения коэффициентов b_i и c_i в формуле (3)

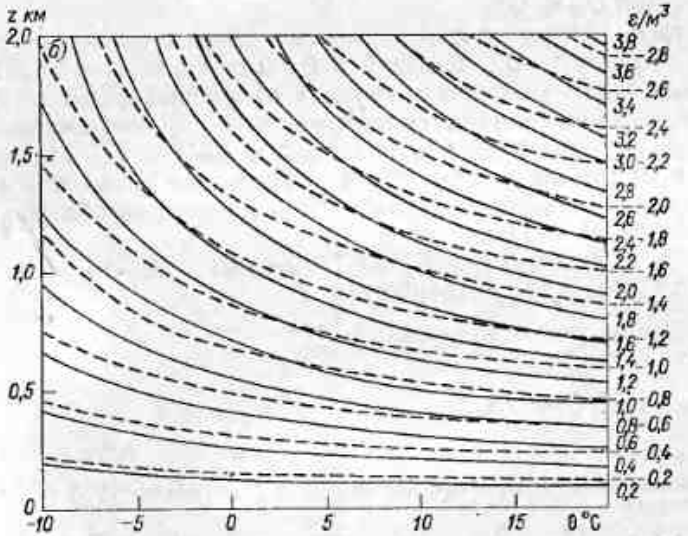
b_i . . .	0,657	$2{,}55\cdot10^{-3}$	$-5{,}03\cdot10^{-2}$	$1{,}89\cdot10^{-3}$	$-6{,}82\cdot10^{-5}$
c_i . . .	$9{,}2\cdot10^{-4}$	$4{,}6\cdot10^{-5}$	$-1{,}6\cdot10^{-4}$	$-3{,}9\cdot10^{-6}$	$1{,}8\cdot10^{-7}$

В табл. 3 (8.3.5.2) указаны граничные значения $z_{гр}$, до которых (при $z < z_{гр}$) можно рассчитывать $Q_{w,\,a}$ по формуле (2). Если $z_{гр} < 6$ км, то при $z > z_{гр}$ следует рассчитывать не $Q_{w,\,a}$, а $Q_{i,\,a}$, ибо в этом случае $\theta_z < \theta_{z_{гр}} = -40$ °С.

Таблица 3 (8.3.5.2)

Граничные значения высоты $z_{гр}$ (км) над нижней границей для расчетов $Q_{w,\,a}$ по формуле (2)

p_0 гПа	θ_0 °С										
	20	15	10	5	0	−5	−10	−15	−20	−25	−30
900	6	6	6	6	5,1	4,2	3,5	2,8	2,2	—	—
800		6	6	6	5,2	4,3	3,5	2,9	2,2	1,4	—
700		6	6	6	5,4	4,4	3,6	2,9	2,2	1,6	1,0
600			6	6	5,6	4,6	3,7	3,0	2,3	1,6	1,1
500				6	5,9	4,8	3,9	3,1	2,3	1,7	1,1



8.3.5.3. Повторяемость различных значений водности в облаках разных форм в умеренных широтах

К настоящему времени накоплен большой экспериментальный материал о повторяемости значений водности (массы капель в единице объема облака), превосходящих некоторое минимальное значение Q^*. Для территории СССР в среднем за год для об-

лаков всех форм повторяемость (%) водности $F(Q_w)$ в диапазоне $Q_w > Q^*$ может быть описана соотношением

$$F(Q_w) = \begin{cases} 100\left[1 - \exp\left(-\frac{Q_w - Q^*}{Q_0}\right)\right] & \text{при } Q_w \geqslant Q^*, \\ 0 \text{ при } Q_w < Q^*. \end{cases} \quad (1)$$

Здесь отдельное значение Q_w есть средняя водность на участке протяженностью 5—10 км. В таком распределении стандартное отклонение $\sigma \approx Q_0$, среднее значение $\overline{Q} = Q_0 + Q^*$, коэффициент вариации $\zeta_Q = \sigma/\overline{Q} = 1 - Q^*/(Q_0 + Q^*)$. Параметр Q_0 зависит от температуры; $Q^* = 0{,}032$ г/м³ для отрицательных температур и $Q^* = 0{,}05$ г/м³ для положительных. В соответствии с формулой (1) $F(Q^*) = 0$. В реальных капельных облаках отмечаются, естественно, и случаи $Q_w < Q^*$.

Более того, внутри одного и того же облака можно встретить участки с водностью Q_w, близкой к 0. Для установления относительной доли таких участков в облаках различных форм требуется более совершенная техника измерений, чем применявшийся на пунктах самолетного зондирования прибор СИВ-3 [2]. Можно думать, что в ближайшие годы такая информация будет накоплена. Доля маловодных участков ($Q_w < Q^*$) в капельных облаках вряд ли превосходит 10—20 %.

Связь Q_0 с температурой θ °С можно задать таблицей (табл. 1 (8.3.5.3)) или соотношением

$$Q_0 = 52{,}5\,\frac{e^{0{,}043\theta}}{273 + \theta}. \quad (2)$$

Здесь Q_0 — в г/м³, θ — в °С.

Таблица 1 (8.3.5.3)

Связь параметра Q_0 и средней водности $\overline{Q}$ с температурой θ

θ °С	10	5	0	−5	−10	−15	−20	−25	−30
Q_0 г/м³	0,28	0,23	0,19	0,16	0,13	0,11	0,09	0,07	0,06
$\overline{Q}$ г/м³	0,33	0,28	0,23	0,19	0,16	0,14	0,12	0,10	0,09

Среднее значение водности рассматриваемого диапазона ($Q_w > Q^*$) согласно формуле (1) описывается выражением

$$\overline{Q} = \frac{1}{100}\int_{Q^*}^{\infty} Q\,\frac{dF}{dQ}\,dQ \approx Q_0 + Q^*; \quad (3)$$

N-я процентиль распределения Q_N (в N (%) случаев $Q_w \leqslant Q_N$) определяется соотношением

$$Q_N = \frac{Q_0}{\lg e}[2 - \lg(100 - N)] + Q^*. \quad (4)$$

Так, в 99 % случаев $Q < Q_{99}$, где

$$Q_{99} \approx 4{,}6Q_0. \quad (5)$$

На рис. 1 (8.3.5.3) приведены кривые ряда процентилей распределения Q_N (N=99, 95, 90, 80...), среднего значения водности $\overline{Q}$ и

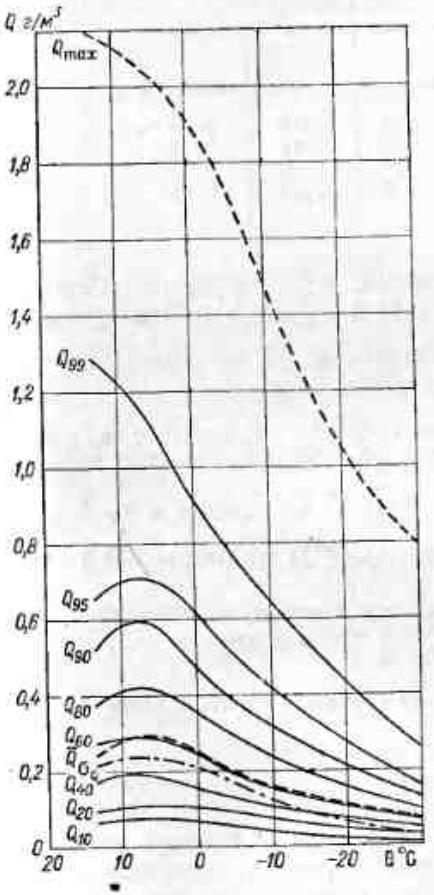


Рис. 1 (8.3.5.3). Зависимость среднего значения водности $\overline{Q}$, стандартного отклонения σ_Q и ряда процентилей распределения Q_N от температуры.

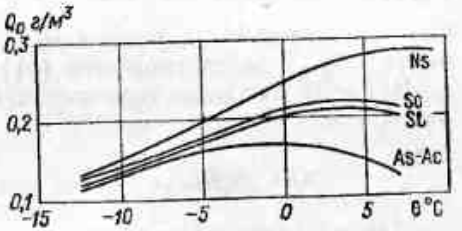


Рис. 2 (8.3.5.3). Зависимость параметра Q_0 в распределении (1) (п. 8.3.5.3) от температуры θ для облаков слоистых форм.

стандартного отклонения σ в зависимости от температуры. Накопленный эмпирический материал позволил выделить зависимость параметра Q_0 от формы облаков (рис. 2 (8.3.5.3)) [1]. Эта зависимость, по-видимому, отражает определенное влияние на параметр Q_0 мощности облаков и характера перемешивания облачного воздуха с сухими слоями, разных в среднем для облаков различных форм.

В соответствии с формулой (3) и рис. 2 (8.3.5.3) средние значения водности в облаках различных форм при разной температуре представлены в табл. 2 (8.3.5.3).

Таблица 2 (8.3.5.3)

Средняя водность $\overline{Q}$ (г/м³) в облаках различных форм при разной температуре (°С)

Форма облаков	Температура, °С				
	5	0	−5	−10	−15
Ns	0,33	0,26	0,22	0,18	0,15
Sc	0,27	0,24	0,21	0,17	0,14
St	0,26	0,23	0,20	0,16	0,12
Ac As	0,21	0,20	0,18	0,16	0,12

Обобщая экспериментальные данные, полученные над Североамериканским континентом Джек [19] получил для совокупности облаков слоистых форм средние значения $\overline{Q}$, отличающиеся от приведенных в табл. 2 (8.3.5.3) не более чем на 10—15 %. Для облаков Cu, Cb он получил значения $\overline{Q} \approx 0{,}4 \ldots 0{,}6$ г/м³, т. е. в 2—3 раза более высокие, чем для облаков слоистых форм. Максимальные значения водности превосходят $\overline{Q}$ по Джеку в 3—5 раз, что соответствует (с учетом того, что $Q_0 \leqslant \overline{Q}$) примерно 99-й процентили Q_{99} (см. соотношение (5)).

В целом средние характеристики распределений водности облаков над территориями СССР и США близки друг к другу.

8.3.5.4. Вертикальный ход водности в облаках слоистых форм

Для решения ряда задач недостаточно знать среднюю зависимость водности облаков от температуры. Желательно также иметь представление о характере ее пространственной изменчивости. И если можно считать, что по горизонтали изменчивость водности носит случайный характер (см. п. 8.3.5.6), то по вертикали прослеживается в среднем довольно четкая закономерность.

Слоистые и слоисто-кучевые облака

В облаках типа St, Sc толщиной H до 600—700 м водность растет с высотой почти до самой верхней границы, вблизи которой она резко убывает. При большей толщине облака при $H > 700$ м водность в среднем убывает. Ход средней водности с высотой показан на рис. 1 (8.3.5.4). Аналитически такая зависимость Q от θ и z хорошо описывается соотношением

$$\overline{Q} = A(1 + b\theta)(1 + a_1 z + a_2 z^2 + a_3 z^3), \qquad (1)$$

где θ и z — температура на нижней границе и высота над ней соответственно.

Если z выражено в километрах, а θ — в °С, то для St, Sc коэффициенты в формуле (1) имеют следующие значения: $A = 0{,}13$ г/м³, $b = 3{,}7 \cdot 10^{-2}$ (°С)$^{-1}$, $a_1 = 5{,}0$ км$^{-1}$, $a_2 = -6{,}0$ км$^{-2}$ и $a_3 = 2{,}1$ км$^{-3}$.

Формула (1) и приведенные значения коэффициентов A, b и a_i пригодны для описания $\overline{Q}$ при $z > 0{,}1$ км. В слое ниже 0,1 км $\overline{Q}$ быстро уменьшается до нуля.

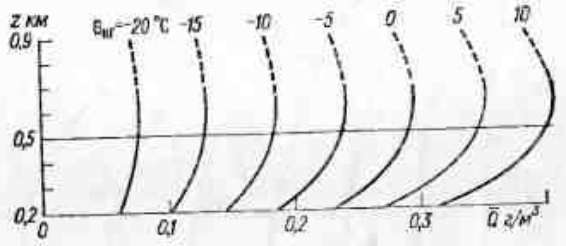


Рис. 1 (8.3.5.4). Ход средней водности $\overline{Q}$ с высотой в облаках St, Sc при разной температуре $\theta_{нг}$ у нижней границы.

При модельных расчетах и оценках, требующих знания повторяемости водности Q_w, можно использовать параметризацию

$$N(Q_w) = 100\left[1 - \exp\left(-\frac{Q_w - Q^*}{\overline{Q} - Q^*}\right)\right], \qquad (2)$$

где $N(Q_w)$ — повторяемость (%) водности $Q \leqslant Q_w$ в общем числе случаев $Q > Q^*$, $\overline{Q}$ — задано формулой (1), а $Q^* = 0{,}032$ г/м³ при отрицательных температурах и 0,05 г/м³ при положительных.

Стандартное отклонение случайных колебаний водности от среднего значения равно $\sigma_Q(\theta, z) = \overline{Q}(\theta, z) - Q^*$. Коэффициент вариации такого распределения, следовательно, несколько меньше единицы: $\zeta_Q = 1 - Q^*/\overline{Q}$. Формула (2) имеет ту же конструкцию, что и формула (1) из п. 8.3.5.3, но отличается более детальной параметризацией, учитывающей высоту z над нижней границей и температуру на ней, так как от θ и z зависит само среднее значение $\overline{Q}(\theta, z)$ в соответствии с приведенной выше формулой (1).

Слоисто-дождевые облака

В жидкокапельной части Ns (обычно $z < 2$ км) средняя водность в слое $z > 0{,}1$ км слабо меняется с высотой (рис. 2 (8.3.5.4)).

При модельных расчетах и оценках можно также использовать формулу (2). Здесь также в слое $z < 0{,}1$ км Q быстро уменьша-

ется до нуля, однако при $z \geqslant 0{,}1$ км среднее значение $\overline{Q}$ и стандартное отклонение σ описывается формулой

$$\overline{Q}(\theta,\ z) = \sigma(\theta,\ z) + Q^* =$$

$$A(1 + b_1\theta + b_2\theta^2)(1 + a_1 z + a_2 z^2). \qquad (1)$$

Здесь параметр Q^* имеет значения, указанные выше.

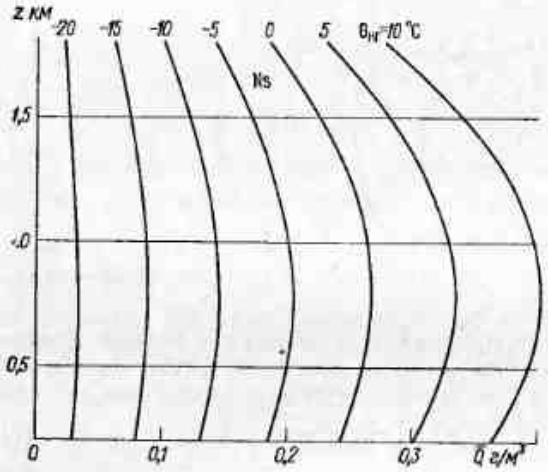


Рис. 2 (8.3.5.4). Ход средней водности $\overline{Q}$ с высотой в облаках Ns при разной температуре $\theta_{нг}$ у нижней границы.

Если здесь, как и выше, θ выразить в °C, а z — в километрах, то $A = 0{,}22$ г/м³, а параметры a_i и b_i могут быть получены из табл. 1 (8.3.5.4). Подчеркнем, что эмпирические данные и соответствующая им аппроксимация (1) характеризуют водность в нижней 2-километровой (капельной) части Ns.

Таблица 1 (8.3.5.4)

Значения параметров a_i и b_i в формуле (1)

	1	2
a_i	0,55 км$^{-1}$	−0,35 км$^{-2}$
b_i	$4{,}8\cdot10^{-2}$ (°C)$^{-1}$	$2\cdot10^{-4}$ (°C)$^{-2}$

8.3.5.5. Водность конвективных облаков

Характерный профиль средней водности в конвективном облаке представлен на рис. 1 (8.3.5.5). Кривые такого вида хорошо описываются бета-распределением (см. П.3.2.5). Если высоту над основанием облака z выражать в долях ξ мощности облака H, т. е. $\xi = z/H$, а среднюю водность $\overline{Q}(\xi)$ в долях ее максимального значения $\overline{Q}_m = \overline{Q}(\xi_0)$, то

$$\frac{\overline{Q}(\xi)}{\overline{Q}_m} = \beta(\xi_0,\ m,\ n) = \left(\frac{\xi}{\xi_0}\right)^m \left(\frac{1-\xi}{1-\xi_0}\right)^n. \qquad (1)$$

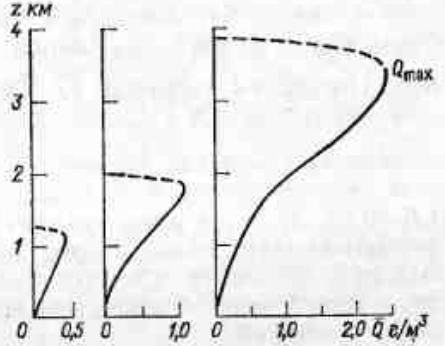


Рис. 1 (8.3.5.5). Характерные вертикальные профили средней по сечению водности в конвективных облаках.

Относительный уровень максимальной водности $\xi \approx 0{,}8$. Для степных районов Украины по Ф. Я. Войту и И. П. Мазину [12] $\overline{m} = 2{,}8$, $\overline{n} = 0{,}57$, а $\xi_0 = m/(m+n) = 0{,}83$. Значения $\overline{Q}_m$ зависят от

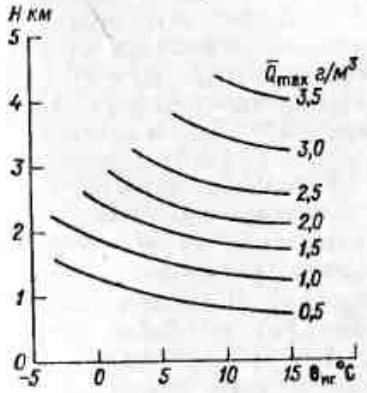


Рис. 2 (8.3.5.5). Диаграмма для оценки максимального значения средней по сечению водности $\overline{Q}_{max}$ в конвективном облаке мощностью H с температурой у нижней границы $\theta_{нг}$.

мощности облака H и температуры у нижней границы θ_0. С ошибкой не более 30 % значения $\overline{Q}_m$ определяются диаграммой, представленной на рис. 2 (8.3.5.5). Средняя водность $\overline{Q}$ составляет примерно $^1/_4$ от $\overline{Q}_m$. Для грубых оценок можно принять, что средняя водность (г/м³) кучевого облака мощностью до $H = 3$ км втрое меньше его мощности (км), т. е. $\overline{Q} \approx 0{,}3H$.

В кучевых облаках мощностью более 3—4 км нередко наблюдается двугорбая кривая распределения средней водности с высотой с минимумом на высоте 2,5—3 км. В этом случае диаграмма, приведенная на рис. 2 (8.3.5.5), уже не применима для всего облака в целом. Значение $\overline{Q}_m$ в каждом из двух максимумов можно очень грубо оценить по толщине соответствующего им слоя облаков. Поскольку значения $\overline{Q}$ — для Cu, Cb, приведенные Джеком для районов США [19], составили 0,4—0,6 г/м³, то, используя соотношение $\overline{Q}=0{,}30H$, можно получить, что основная масса собранных им материалов наблюдений приходится на облака толщиной 1,5—2 км. В то же время упомянутый выше часто наблюдающийся двугорбый вертикальный ход водности в конвективных облаках большей мощности в целом должен ограничивать рост среднего значения. Таким образом, данные [19] могут охватывать и более мощные облака.

8.3.5.6. Горизонтальная изменчивость водности в облаках различных форм *

Водность, как и другие параметры микроструктуры облаков, относится к числу характеристик, испытывающих значительные пространственные колебания. Эти колебания тем больше, чем меньше масштабы осреднения. Так, на масштабах порядка метров в облаках любых форм можно встретить «пустоты» ($Q=0$) или значения, заметно (вдвое и более) превышающие средние. При больших масштабах осреднения — порядка 10^2—10^3 м — колебания значений водности ослабевают. В табл. 1 (8.3.5.6) приведены средние значения длин участков L_w, на протяжении которых водность, осредненная на масштабах ≈ 10 м, меняется не более чем вдвое. Здесь же приведены и средние значения масштабов корреляции L_0, т. е. интервалов, на которых автокорреляционная функция пульсаций водности уменьшается в e раз. В таблице также приведены число просмотренных облаков (n) и общая длина полетов в облаках данной формы (Σ). Из таблицы видно, что длина однородных участков (независимо от того, определяются они как L_w или как L_0) колеблется в основном примерно от 0,5—0,7 км до нескольких километров. Таким образом, длина таких участков в несколько раз (а порой и в десятки раз) превосходит масштабы осреднения. Однородные участки несколько короче в облаках типа Ac, Cc (в основном от 0,5 до 1,5 км) и примерно вдвое длиннее в облаках типа As, Cs. На однородных участках коэффициент вариации водности (относительное стандартное отклонение) обычно не превосходит 0,5.

* Подготовлено совместно с В. Ф. Шугаевым.

Масштаб корреляции пульсаций водности (L_0) и пространственные промежутки (L_w), на которых водность изменяется не более чем вдвое

Форма облаков	1976			1977		
	n	ΣL км	L_0 км	L_w км	n	ΣL км	L_0 км	L_w км
St	27	540	0,98	0,60	44	820	1,22	1,94
Sc	35	585	1,48	0,64	72	1350	1,17	1,3
Ns	46	990	1,46	1,14	78	2100	1,27	1,50
Ac	27	900	0,70		13	900	1,41	
As	33	1400	1,38	0,82	46	820	1,49	0,91
As — Cs		—	—	—		—	—	—
Ci — Cs	26	720	1,39		66	2300	3,54	3,56

Форма облаков	1978			1979		
	n	ΣL км	L_0 км	L_w км	n	ΣL км	L_0 км	L_w км
St	5	212	2,05	0,43				
Sc	74	1920	1,84	0,96	66	925	1,18	0,89
Ns	85	3500	2,00	1,54	42	950	1,5	1,80
Ac	82	1500	1,75		71	940	0,95	
As	106	4000	2,57	1,76	36	800	2,26	3,23
As — Cs	31		3,23	2,24	36		4,01	7,54
Ci — Cs	50	1800	2,97	1,6	—		—	—

8.3.6. Ледность облаков

Ледностью облаков Q_i называют массу воды, находящейся в единице объема облачного воздуха в твердом состоянии (в виде кристалликов льда, снежинок, крупы).

В капельных облаках $Q_i=0$.

8.3.6.1. Адиабатическая ледность

При расчете адиабатической водности (см. п. 8.3.5.2) полагается, что весь водяной пар, избыточный по отношению к состоянию насыщения над водой, конденсируется на каплях. Аналогично при расчете адиабатической ледности полагается, что на кристаллах конденсируется пар, избыточный по отношению к состоянию насыщения надо льдом.

Таким образом, дополнительное по отношению к адиабатической водности количество сконденсировавшегося пара на единицу массы будет описываться формулой

$$\Delta q = q_{wz}(T_z,\ p_z) - q_{iz}(T_z,\ p_z). \qquad (1)$$

Здесь q_{wz}, q_{iz} массовая доля водяного пара при насыщении по отношению к воде и ко льду соответственно. Масса же воды, образовавшейся в результате конденсации в единице объема облака, в этом случае будет выше адиабатической водности на величину $\Delta q \rho_z$. Иными словами,

$$Q_{i,a} = Q_{w,a} + \Delta q \rho_z = Q_{w,a} + \frac{E_w - E_i}{R_v T}. \qquad (2)$$

Здесь R_v — газовая постоянная для водяного пара, T — абсолютная температура (К).

Значения $Q_{w,a}$ приведены в п. 8.3.5.2, а E_w и E_i — в приложении (П. 2.2.7).

8.3.6.2. Повторяемость различных значений ледности облаков

Измерение ледности облаков оказалось более сложной технической задачей по сравнению с измерением водности капельных

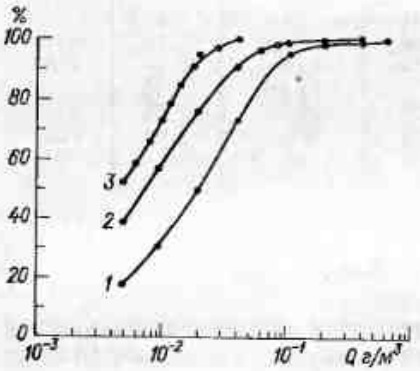


Рис. 1 (8.3.6.2). Повторяемость (%) различных значений ледности Q в облаках верхнего яруса в умеренных широтах при разных температурах θ [13].

1) $\theta = -10 \ldots -30$ °С, *2)* $\theta = -30 \ldots -50$ °С, *3)* $\theta < -50$ °С. Общая протяженность полетов в облаках составила около $5 \cdot 10^3$ км в первом случае, около 10^4 км — во втором и 160 км — в третьем.

облаков. До сегодняшнего дня накоплено сравнительно небольшое количество данных измерений. Не имея статистически достаточно обеспеченных экспериментальных данных, мы можем привести лишь сравнительно грубые оценки наблюдаемых значений ледности облаков. Только для облаков верхнего яруса Cs, Ci накопленные данные дают возможность построить более подробную модель. На рис. 1 (8.3.6.2) приведена повторяемость ледности в перистых облаках умеренных широт. С понижением температуры ледность в среднем заметно уменьшается.

Если бы из смешанных и кристаллических облаков не выпадали осадки, то ледность должна была бы быть выше водности капельных облаков при аналогичных условиях (при той же температуре на нижней границе и высоте над ней, при том же характере перемешивания и т. д.). В то же время имеющиеся немногочисленные данные (например, [13]) свидетельствуют о том, что ледность кристаллических облаков обычно чуть ли не на порядок ниже водности облаков в том же диапазоне температур. Так, данные [13] о ледности кристаллических облаков различных форм укладываются в целом в кривую повторяемости, описываемую соотношением

$$N(Q_i) = 100\left\{1 - \exp\left[-\left(\frac{Q_i}{Q_0}\right)^{1/2}\right]\right\}, \qquad (1)$$

где $Q_0 = 2{,}3 \cdot 10^{-2}$ г/м³ при температуре —4... —5 °С. Медианное значение $Q_{50} \approx 0{,}83 Q_0 \approx 0{,}019$ г/м³.

Для диапазона температуры —2... —3 °С значения Q_0 увеличиваются в 1,5 раза, при —8 °С уменьшаются вдвое, а при —13 °С — втрое.

Следует подчеркнуть, что данные В. Е. Минервина [13] получены при осреднении по протяженным участкам, длина которых составляла 10 км и более. Ледность на таких участках могла не всегда быть однородной, так что подобное осреднение понижало вероятность обнаружения высоких значений Q_i. Данные, приведенные на рис. 1 (8.3.6.2), соответствуют на порядок меньшим масштабам осреднения.

В отличие от водности капельных облаков ледность в среднем уменьшается с высотой, убывая почти вдвое при подъеме на 1 км над основанием облака. Более совершенная техника измерений позволит, по-видимому, уже в ближайшие годы уточнить приведенные оценки и детализировать их в зависимости от температуры и формы облаков.

8.3.7. Водозапас облаков

8.3.7.1. Определение

Водозапасом P называется масса сконденсированной воды в столбе облачного воздуха единичного сечения. Если известно распределение водности с высотой $Q(z)$, то

$$P = \int_{H_{нг}}^{H_{вг}} Q(z)\, dz. \qquad (1)$$

Вообще говоря, под сконденсированной облачной водой следует понимать воду, находящуюся в жидком (капли) и твердом (кристаллы) состояниях. Накопленный же экспериментальный материал (см. п. 8.3.5.4 и 8.3.5.5) относится к вертикальному распределению жидкой (капельной) водности. Учитывая, что водозапас капельной воды в облаках имеет самостоятельное значение при рассмотрении ряда практически важных проблем, связанных, например, с активными воздействиями, поглощением электромагнитного излучения и др., ниже приводятся некоторые статистические данные о рассчитанных водозапасах именно капельной воды в облаках.

8.3.7.2. Слоистые и слоисто-кучевые облака

Для St и Sc в соответствии с формулой (1) из п. (8.2.3.1) получаем следующее выражение для P (кг/м²):

$$P = AH(1 + b\theta)(1 + 0{,}5a_1H + 0{,}33a_2H^2 + 0{,}25a_3H^3), \qquad (2)$$

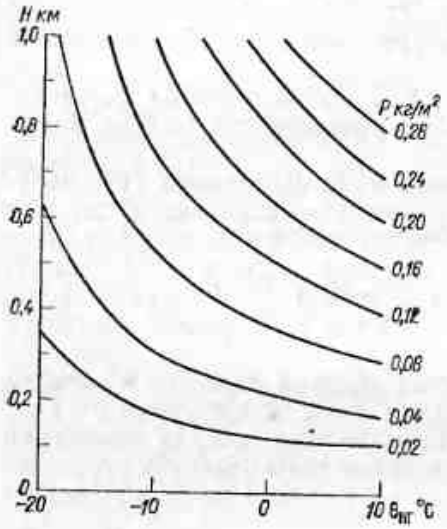


Рис. 1 (8.3.7.2). Диаграмма для оценки водозапаса P (кг/м²) капельных облаков St, Sc мощностью H при температуре нижней границы $\theta_{НГ}$.

где параметры A, b, a_i определены в п. 8.2.3.1, а θ и H — температура (°С) на нижней границе и толщина (км) облаков соответственно. На рис. 1 (8.3.7.2) приведена зависимость $P(\theta, H)$.

8.3.7.3. Слоисто-дождевые облака

Для капельной части Ns мощностью H (км) водозапас облаков определяется по формуле

$$P = AH(1 + b_1\theta + b_2\theta^2)(1 + 0{,}5a_1H + 0{,}33a_2H^2), \qquad (3)$$

где параметры A, a_i, b_i определены в п. 8.2.3.2. Соответственно диаграмма $P(\theta, H)$ представлена на рис. 1 (8.3.7.3).

8.3.7.4. Конвективные облака

Для конвективных облаков, учитывая формулу (1) из п. 8.3.5.5, имеем

$$P(\theta, H) = Q_m(\theta, H)H\frac{B(m+1, n+1)}{\xi_0^m(1-\xi_0)^n} =$$

$$= Q_m(0, H)H\frac{\Gamma(m+1)\Gamma(n+1)}{\Gamma(m+n+2)\xi_0^m(1-\xi_0)^n}, \qquad (4)$$

где $B(x, y)$ и $\Gamma(x)$ — бета- и гамма-функции соответственно, $\xi_0 = m/(m+n)$ — уровень максимального значения средней по сечению облака водности $Q_m(\theta, H)$, θ и H — температура у основания и мощность (толщина) облака. Для степных районов Украины,

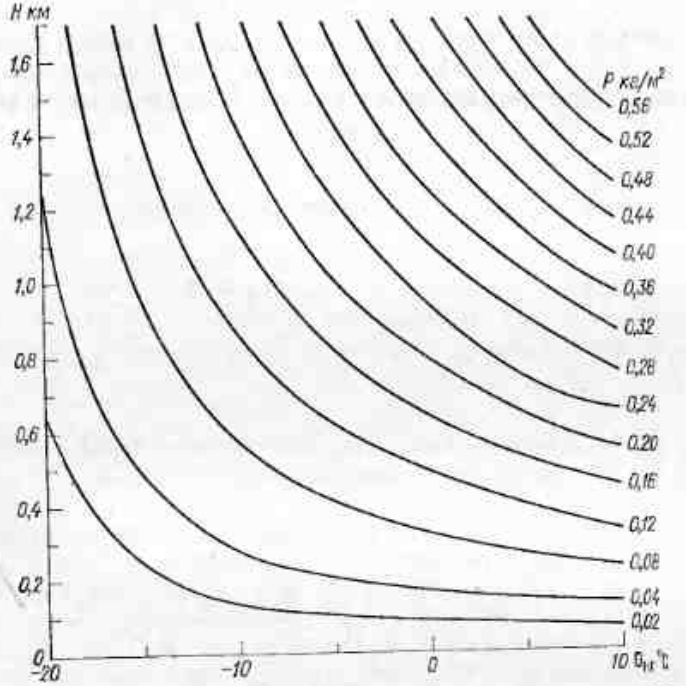


Рис. 1 (8.3.7.3). Диаграмма для оценки водозапаса P (кг/м²) капельной части облаков Ns мощностью H при температуре у нижней границы $\theta_{НГ}$.

принимая в соответствии с п. 8.3.5.5, что в среднем $\xi_0 = 0{,}83$, $m = 2{,}8$ и $n = 0{,}57$, находим:

$$P(Q, H) \approx 0{,}25Q_m(\theta, H)H, \qquad (5)$$

где H — в километрах, Q_m — в г/м³, P — в кг/м².

Иными словами, водозапас конвективного облака равен примерно четвертой части произведения максимального по сечению значения водности на его мощность. Легко проверить, что такое значение P в точности совпадает с его значением, измеряемым в миллиметрах осажденной воды:

$$P = 0{,}25Q_mH. \qquad (6)$$

Как указывалось в п. 8.3.5.5, для грубой оценки среднюю водность кучевого облака мощностью $H < 3 \ldots 4$ км можно принять равной $\bar{Q} = 0{,}3H$, где H — в километрах, а $\bar{Q}$ — в г/м³. Следова-

тельно, водозапас кучевого облака грубо можно оценить по формуле

$$P = 0{,}3H^2. \qquad (7)$$

Здесь значение P измеряется в миллиметрах и равно значению P в кг/м², а H — в километрах. Так, в 2-километровом кучевом облаке водозапас примерно равен 1,2 кг/м², т. е. 1,2 мм осажденной воды.

Глава 9

Оптические и радиационные характеристики облаков

9.1. Оптические характеристики водяных капель

Оптические характеристики рассеяния поляризованного излучения водяными каплями зависят от размеров капель и комплексного показателя преломления. Особенности поведения этих характеристик подробно рассмотрены в монографиях [6, 8, 88, 120, 121, 147].

9.1.1. Комплексный показатель преломления воды в оптическом диапазоне длин волн

Для жидкой воды величина комплексного показателя преломления $m=n-i\varkappa$ в оптическом диапазоне длин волн подробно исследовалась в работах, краткая библиография которых представлена в [45]. Значения n и $\varkappa$ из работ [43, 142] приведены в табл. 1 (9.1.1). Следует подчеркнуть, что измерения n и $\varkappa$ для воды являются сложной экспериментальной задачей. Это, по-видимому, и обусловливает различие значений n и $\varkappa$, найденных разными авторами, особенно в полосах поглощения воды в инфракрасной области спектра. Так, например, для длины волны $\lambda = 10{,}6$ мкм разброс значений n, полученных при близких температурах, составляет примерно 3 %, а разброс значений $\varkappa$ — 26 % (табл. 2 (9.1.1)). Такой разброс значений m для водяных капель радиусом $a=0{,}5\ldots 10$ мкм может привести к разбросу рассчитанных значений факторов эффективности ослабления и рассеяния примерно на 30 %. С увеличением размеров капель этот разброс уменьшается. Исследование влияния выбора значения комплексного показателя преломления в полосе поглощения воды при длине волны около 3 мкм показало заметную чувствительность к нему индикатрисы рассеяния, особенно в направлении назад [44].

Таким образом, если для расчета необходимы точные характеристики рассеяния, возникает необходимость выбора. В настоящее время опубликованные методики измерений не дают достаточных оснований для того, чтобы предпочесть какие-либо данные. Окончательный выбор возможен только при использовании пря-

Таблица 1 (9.1.1)

Оптические постоянные воды при 25 °С

λ, мкм	n	$\varkappa$	λ, мкм	n	$\varkappa$
		По данным работы [142]			
0,45	1,337	$1{,}02\cdot10^{-9}$	5,00	1,329	$1{,}25\cdot10^{-2}$
0,625	1,332	$1{,}39\cdot10^{-8}$	5,56	1,298	$1{,}27\cdot10^{-2}$
0,85	1,329	$2{,}93\cdot10^{-7}$	6,02	1,278	$1{,}08\cdot10^{-1}$
1,00	1,327	$2{,}89\cdot10^{-6}$	6,10	1,318	$1{,}28\cdot10^{-1}$
1,20	1,324	$9{,}89\cdot10^{-6}$	6,49	1,332	$3{,}40\cdot10^{-2}$
1,60	1,317	$8{,}55\cdot10^{-5}$	7,04	1,312	$3{,}20\cdot10^{-2}$
1,80	1,312	$1{,}15\cdot10^{-4}$	8,20	1,282	$3{,}54\cdot10^{-2}$
2,00	1,306	$1{,}10\cdot10^{-3}$	9,09	1,249	$4{,}05\cdot10^{-2}$
2,20	1,296	$2{,}89\cdot10^{-4}$	10,00	1,206	$5{,}60\cdot10^{-2}$
2,60	1,242	$3{,}17\cdot10^{-3}$	10,60	1,174	$9{,}10\cdot10^{-2}$
2,80	1,142	$1{,}15\cdot10^{-1}$	12,50	1,120	$2{,}65\cdot10^{-1}$
2,90	1,201	$2{,}68\cdot10^{-1}$	14,30	1,232	$4{,}22\cdot10^{-1}$
2,95	1,292	$2{,}98\cdot10^{-1}$	14,70	1,267	$4{,}37\cdot10^{-1}$
3,00	1,371	$2{,}72\cdot10^{-1}$	15,10	1,295	$4{,}45\cdot10^{-1}$
3,10	1,467	$1{,}92\cdot10^{-1}$	15,60	1,326	$4{,}57\cdot10^{-1}$
3,30	1,450	$3{,}68\cdot10^{-2}$	16,10	1,361	$4{,}64\cdot10^{-1}$
3,45	1,410	$1{,}32\cdot10^{-2}$	17,20	1,423	$4{,}57\cdot10^{-1}$
4,00	1,351	$4{,}60\cdot10^{-3}$	17,90	1,450	$4{,}48\cdot10^{-1}$
4,46	1,332	$1{,}15\cdot10^{-2}$	18,50	1,472	$4{,}36\cdot10^{-1}$
		По данным работы [43]			
2,00	1,302	0,001	5,00	1,325	0,0124
2,27	1,270	0,0003	5,30	1,312	0,0098
2,50	1,262	0,0017	5,50	1,298	0,0116
2,65	1,214	0,0071	6,00	1,265	0,107
2,70	1,167	0,018	6,10	1,319	0,131
2,75	1,134	0,052	6,50	1,339	0,0392
2,81	1,117	0,141	7,00	1,317	0,0320
2,89	1,213	0,271	7,50	1,304	0,0326
2,94	1,301	0,298	8,00	1,291	0,0343
3,01	1,397	0,276	8,20	1,286	0,0351
3,11	1,475	0,205	9,00	1,262	0,0399
3,20	1,482	0,106	10,00	1,218	0,0508
3,29	1,452	0,056	10,50	1,185	0,0662
3,45	1,408	0,018	11,50	1,126	0,142
3,50	1,399	0,013	12,50	1,123	0,259
3,67	1,376	0,0041	14,50	1,241	0,388
3,85	1,362	0,0032	15,00	1,270	0,402
4,10	1,346	0,00562	15,50	1,297	0,414
4,30	1,338	0,00845	16,00	1,325	0,422
4,50	1,332	0,0134	17,00	1,376	0,429
4,70	1,330	0,0157	18,50	1,443	0,421
4,90	1,328	0,0137	20,00	1,480	0,393

Таблица 2 (9.1.1)

Оптические постоянные воды при λ = 10,6 мкм по данным различных авторов

№ п/п	n	$\varkappa$	Источник
1	1,175	0,0802	[132]
2	1,166	0,0805	[160]
3	1,150	0,0800	[49]
4	1,144	0,0670	[46]
5	1,175	0,0790	[161]
6	1,174	0,091	[43]

мых методов — новых более точных измерений с детальным сопоставлением полученных данных с прежними результатами.

Зависимость величины m от изменения температуры воды в интервале 1—50 °С и диапазонах λ от 2,7 до 6,25 и от 12,2 до 25,0 мкм изучалась в работе [157]. В табл. 3 (9.1.1) приведены

Таблица 3 (9.1.1)

Оптические постоянные воды при разных температурах T

λ, мкм	T °С							
	1		16		99		50	
	n	$\varkappa$	n	$\varkappa$	n	$\varkappa$	n	$\varkappa$
2,74	1,14	0,04	1,14	0,04	1,14	0,05	1,15	0,04
2,801	1,14	0,12	1,15	0,12	1,16	0,12	1,16	0,11
3,003	1,38	0,31	1,39	0,28	1,39	0,25	1,38	0,23
3,333	1,47	0,03	1,45	0,03	1,43	0,02	1,42	0,03
5,952	1,26	0,10	1,24	0,09	1,23	0,08	1,23	0,07
6,250	1,36	0,07	1,36	0,07	1,35	0,07	1,35	0,07
12,195	1,14	0,26	1,13	0,24	1,12	0,21	1,12	0,19
13,333	1,20	0,36	1,19	0,33	1,17	0,31	1,15	0,30
15,152	1,33	0,41	1,31	0,40	1,27	0,39	1,25	0,38
18,182	1,46	0,41	1,43	0,42	1,40	0,43	1,39	0,43

отдельные значения n и $\varkappa$, взятые из упомянутой работы. Отметим, что в указанном интервале температур изменения n и $\varkappa$ сравнимы с расхождениями $m(\lambda)$, взятыми из разных источников, и поэтому разброс оптических характеристик, рассчитанных при разных значениях температуры воды, должен быть равен разбросу за счет неопределенности $m(\lambda)$.

Все сказанное выше о комплексном показателе преломления относилось к чистой воде. В атмосфере же вода всегда содержит

ту или иную долю примесей. Влияние различных примесей на величину m водного раствора в оптическом диапазоне в настоящее время изучено недостаточно. Некоторые результаты отдельных измерений m в водных растворах кислот, солей и щелочей приведены в работе [45].

9.1.2. Комплексный показатель преломления водяных капель

Необходимым условием образования жидкокапельной фракции в атмосфере является наличие ядер конденсации, имеющих различный химический состав (см. п. 2.3).

При условии идеальной перемешанности химических составляющих ядра в работе [52] были получены значения комплексного показателя преломления m «сухого вещества» модели атмосферного аэрозоля (табл. 1 (9.1.2)). В видимой области спектра эти значения m близки к значениям, полученным в работе [143]. В то же время, по мнению некоторых авторов [68, 48, 47], в видимой и в ближней инфракрасной областях спектра значения m, полученные в [52], несколько завышены, что, вероятно, объясняется повышенным содержанием в модели сухого ядра гематита Fe_2O_3.

Таблица 1 (9.1.2)

Оптические постоянные «сухого вещества» модели атмосферного аэрозоля [52]

λ, мкм	n	$\varkappa$	λ, мкм	n	$\varkappa$	λ, мкм	n	$\varkappa$
0,4	1,65	0,005	2,5	1,640	0,015	6,5	1,402	0,042
0,5	1,65	0,005	2,8	1,608	0,044	6,7	1,270	0,135
0,6	1,65	0,005	3,0	1,648	0,076	7,0	1,528	0,434
0,7	1,65	0,005	3,1	1,673	0,068	7,5	1,560	0,071
0,8	1,65	0,005	3,3	1,689	0,040	8,0	1,269	0,178
0,9	1,648	0,005	3,5	1,655	0,020	8,5	1,186	0,600
1,0	1,647	0,0051	4,0	1,637	0,018	9,0	1,650	1,240
1,2	1,646	0,0052	4,5	1,620	0,018	9,5	2,342	0,600
1,5	1,645	0,0070	4,8	1,600	0,018	10,0	2,140	0,126
1,7	1,644	0,0082	5,0	1,592	0,018	10,5	1,404	0,078
2,0	1,642	0,0100	5,5	1,558	0,018	11,0	1,750	0,118
2,2	1,641	0,0120	6,0	1,515	0,045	11,5	1,794	0,331

Процесс обводнения ядер конденсации и влияние влажности на физико-химические и оптические свойства частиц подробно рассмотрены в работах [51, 75, 104, 143]. Основываясь на результатах указанных работ, авторы [99] предложили относительно простые выражения для определения среднеэффективных значений действительной и мнимой частей комплексного показателя преломления $\bar{m}=\bar{n}-i\bar{\varkappa}$:

$$\bar{n}=n_в+(n_0-n_в)(a_d/a),$$
$$\bar{\varkappa}=\varkappa_в+(\varkappa_0-\varkappa_в)(a_d/a), \qquad (1)$$

где $m_в=n_в-i\varkappa_в$ и $m_0=n_0-i\varkappa_0$ — комплексные показатели преломления воды и сухого вещества аэрозоля соответственно, a — эквивалентный радиус увлажненной частицы (радиус сферы, объем которой равен объему реальной частицы), a_d — эквивалентный радиус сухого вещества аэрозольной частицы.

Отношение a_d/a может быть определено как экспериментальным, так и теоретическим путем. Обширные таблицы значений a/a_d при разных значениях относительной влажности f для различных типов аэрозоля и величинах a_d представлены в п. 2.3.10 и работах [76, 99].

Используя данные табл. 1 и 2 (9.1.1), а также 1 (9.1.2), и, кроме того, соотношение (1) и связь a с a_d при заданной относительной влажности (см. п. 2.3), можно определить среднеэффективные значения комплексного показателя преломления водяных капель.

9.1.3. Сечение и фактор эффективности ослабления излучения

На рис. 1 (9.1.3) представлены результаты расчетов K_0 для водяных капель при $\lambda=0{,}63$ мкм (в отсутствие поглощения) и $\lambda=10{,}6$ мкм (при сильном поглощении) как функции радиуса рассеивающих частиц. Приведенные результаты по сути дела показывают особенности спектрального ослабления излучения водяными каплями, поскольку при изменении длины волны изменяется параметр дифракции $x=ka$ (где k — волновое число) и величина комплексного показателя преломления m, особенно его мнимая часть $\varkappa$.

Для неполглощающих капель ясно прослеживается резонансная структура (основные максимумы и минимумы рассеяния) и так называемая «рябь» на кривой ослабления. Эти особенности рассеяния подробно рассмотрены в [8]. Для поглощающих капель вплоть до $a=20$ мкм наблюдается монотонное возрастание ослабления с увеличением a, что в основном связано с увеличением поглощения и вследствие этого значительным затуханием излучения, распространяющегося в частице. Начиная с $2\pi a\varkappa/\lambda\approx 0{,}5$ значения фактора эффективности ослабления K_0 стремятся к дифракционному пределу ($K_0\to 2$). В тех случаях, когда не требуется очень высокой точности, можно использовать для расчетов факторов эффективности ослабления приближение «аномальной дифракции» для оптически мягких частиц [8].

Зная значения K_0, легко перейти к сечению ослабления излучения: Отметим отдельные особенности поведения сечения ослабления для мелких и крупных по сравнению с длиной волны пада-

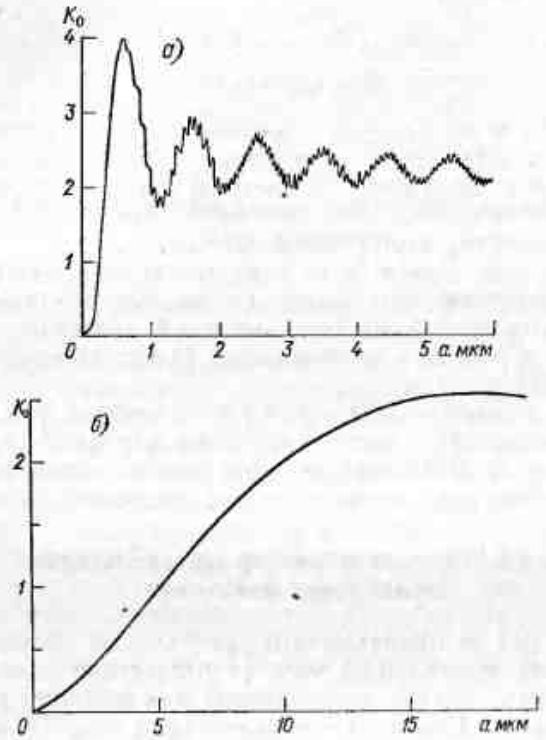


Рис. 1 (9.1.3). Зависимость фактора эффективности ослабления K_0 от радиуса капли a.

а) λ=0,63 мкм; б) λ=10,6 мкм.

ющего излучения частиц. В случае, когда выполняется приближение Рэлея ($a \ll \lambda$, $(\pi a|m-1|)/\lambda \ll 1$), для воды в оптическом диапазоне длин волн значения m таковы, что поглощение превалирует над рассеянием и сечение ослабления C_0 пропорционально объему капли [8]:

$$C_0 \approx C_п = 4\pi k a^3 \operatorname{Im}\left(\frac{m^2-1}{m^2+2}\right). \qquad (2)$$

Для крупных частиц сечение ослабления равно удвоенной площади тени рассеивающей частицы.

9.1.4. Сечение и фактор эффективности поглощения излучения

На рис. 1 (9.1.4) представлены результаты расчетов фактора эффективности поглощения $K_п$ водяными каплями при разных длинах волн [6]. При малых значениях $\varkappa$ наблюдаются узкие

резонансные максимумы $K_п$, которые подробно рассмотрены в [98]. С увеличением $\varkappa$ резонансная структура сглаживается.

Предполагая, что поглощение в капле мало ($4x\varkappa \ll 1$), для крупных сфер в приближении геометрической оптики, как показано в [6], получаем, что сечение поглощения $C_п$ пропорционально объему частицы, как и в случае рэлеевских частиц:

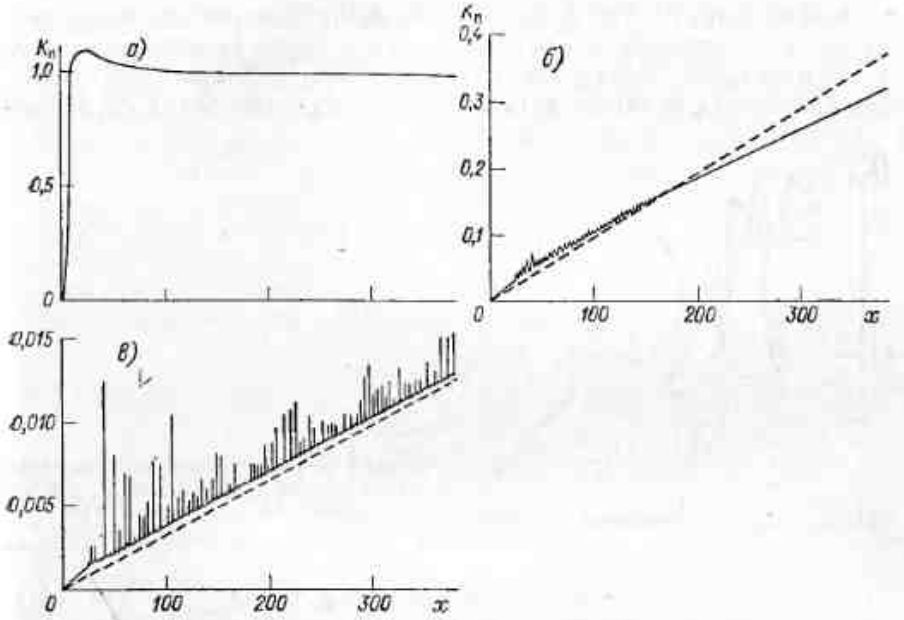


Рис. 1 (9.1.4). Зависимость фактора эффективности поглощения $K_п$ от параметра дифракции x.

а) λ=10,6 мкм, $m=1{,}75-i\,0{,}079$; б) λ=1,45 мкм, $m=1{,}319-i\,3{,}0\cdot10^{-4}$; в) λ=1,20 мкм, $m=1{,}329-i\,9{,}74\cdot10^{-4}$. Штриховая кривая — результаты расчетов в соответствии с приближением геометрической оптики.

$$C_п = \frac{4}{3}\pi a^3 \frac{4\pi\varkappa}{\lambda}\left[n^3-(n^2-1)^{3/2}\right]. \qquad (1)$$

Приближение (1) имеет достаточно высокую точность в широтном интервале радиусов капель при относительно слабом поглощении (см. штриховые кривые на рис. 1 (9.1.4)). За исключением узких пиков поглощения фактор эффективности поглощения в целом возрастает с увеличением радиуса частицы. Отмеченная пропорциональность нарушается при неограниченном увеличении радиуса частицы. При этом ($4x\varkappa \gg 1$) падающая на частицу энергия поглощается тонким поверхностным слоем, т. е. $C_п$ становится пропорциональным площади поверхности частицы.

При $4x\varkappa \sim 1$ приближенные формулы дает неудовлетворительную точность и искомые величины сечения поглощения можно рассчитать только по формулам теории Ми [8].

9.1.5. Альбедо однократного рассеяния

Как показано в [100], радиационные параметры облачных сред очень чувствительны к величине альбедо однократного рассеяния Λ. В настоящее время имеются обширные таблицы значений Λ для отдельных водяных капель в широких диапазонах их размеров и спектров длин волн падающего излучения [122, 146, 181]. На рис. 1 (9.1.5) приведены значения Λ при разных a как функции λ, рассчитанные при значениях m, взятых из работы [146]. Положение всех минимумов Λ при любых рассмотренных значениях a соответствует положению максимумов $\varkappa$ за исключением минимума в диапазоне длин волн 10—12 мкм, где минимальные значения сдвинуты к меньшим значениям λ по сравнению с максимумом $\varkappa$. Положение максимумов зависит от радиуса капли; причем в большей степени эта зависимость проявляется для больших значений длины волны.

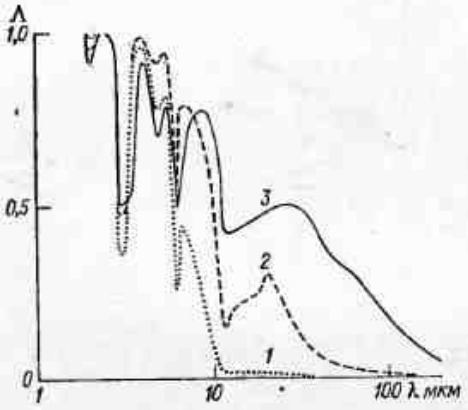


Рис. 1 (9.1.5). Зависимость значений Λ от λ для водяной капли, рассчитанная по данным об m [146].
1) a=1,0 мкм; 2) a=3,0 мкм; 3) a=10 мкм.

В работе [163] предложено простое аппроксимационное выражение, связывающее радиус сферической частицы с величиной альбедо однократного рассеяния:

$$\Lambda = 0{,}5 + 0{,}5\exp(-2cx\varkappa), \qquad (1)$$

где $c=2$, $x=ka$.

Проведенное авторами работы [146] сравнение результатов расчетов величины Λ по формуле (1) с расчетами Λ по теории Ми показывает,что при $2 \geqslant x \geqslant 5$ погрешность расчетов составляет около 50 %, а при $x \geqslant 5$ — примерно 20 % в диапазоне $\lambda = 1 \ldots 150$ мкм.

Для очень крупных частиц ($x \gg 1$) величина альбедо однократного рассеяния стремится к предельному значению

$$\Lambda = 0{,}5 + 0{,}5w_0,$$

где w_0 — доля излучения, отраженного частицей во всех направлениях [8].

9.1.6. Параметры безразмерной интенсивности и степень поляризации рассеянного излучения

Угловое распределение рассеянного на отдельных водяных каплях излучения продолжительное время изучалось многими исследователями, и результаты этих исследований обобщены в ряде известных монографий [8, 120, 147]. Обширные таблицы всех элементов матрицы преобразования для отдельных однородных капель представлены в [122, 181].

При малых параметрах дифракции ($x \leqslant 0{,}3$) безразмерные интенсивности рассеянного на капле излучения i_1 и i_2 и степень поляризации p с погрешностью не более 5 % описываются выражениями, полученными для рэлеевских частиц:

$$i_1 = \frac{x^6}{4\pi}\left|\frac{m^2-1}{m^2+1}\right|^2, \qquad (1)$$

$$i_2 = \frac{x^6}{4\pi}\left|\frac{m^2-1}{m^2+2}\right|^2 \cos^2\theta, \qquad (2)$$

$$P = \frac{1-\cos^2\theta}{1+\cos^2\theta}. \qquad (3)$$

С увеличением $x = 2\pi a/\lambda$ значения i могут быть рассчитаны по формулам теории Ми.

На рис. 1 (9.1.6) представлена безразмерная интенсивность рассеяния и указана степень поляризации видимого (0,63 мкм) и инфракрасного (10,6 мкм) излучения отдельными водяными каплями при различных параметрах Ми, взятые из работы [6]. С увеличением размеров возрастает асимметрия рассеяния, максимальная поляризация рассеяния сдвигается в сторону боковых углов рассеяния, возникает отрицательная поляризация, безразмерная интенсивность рассеяния приобретает все более сложный вид (ярко выражена осциллирующая структура, причем число максимумов и минимумов рассеяния и их абсолютные значения зависят от x и комплексного показателя преломления m). Степень поляризации рассеянного излучения в направлении рассеяния строго вперед и назад равна нулю независимо от размеров капли. При больших размерах водяных капель ($a \gg \lambda$) индикатриса безразмерной интенсивности рассеяния сильно вытянута в сторону малых углов рассеяния. Как показывают оценки [7], половина потока излучения рассеивается в диапазоне углов $\theta \sim 6/x$ (так называемом дифракционном диапазоне). В этом диапазоне рассеяние излучения определяется дифракцией и величина $i(\theta)$ просто выражается через функции Бесселя первого рода J_1:

$$i(\theta) = x^4 \frac{J_1^2(x\sin\theta)}{x^2\sin^2\theta}. \qquad (4)$$

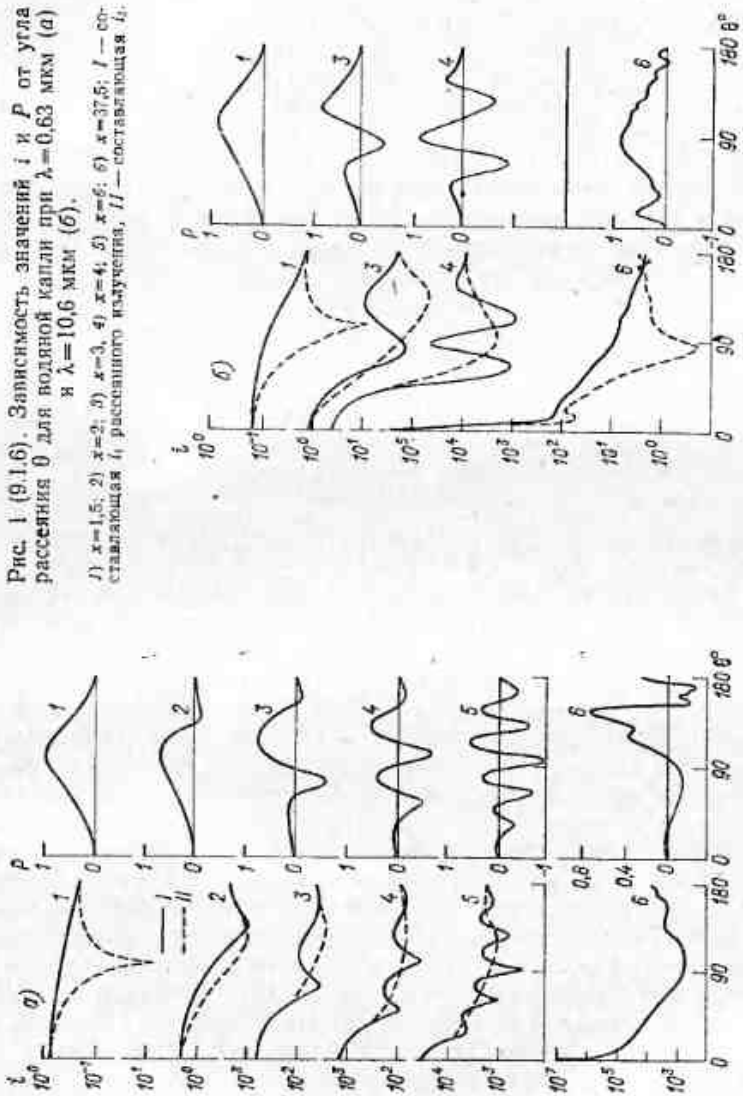


Рис. 1 (9.1.6). Зависимость значений i и P от угла рассеяния θ для водяной капли при $\lambda=0{,}63$ мкм ($а$) и $\lambda=10{,}6$ мкм ($б$).

1) $x=1{,}5$; 2) $x=2$; 3) $x=3$; 4) $x=4$; 5) $x=6$; 6) $x=37{,}5$; I — составляющая i_1 рассеянного излучения, II — составляющая i_2

При малых углах рассеяния безразмерная интенсивность в основном зависит от параметра дифракции x, но с увеличением угла рассеяния θ становится существенной зависимость и от величины m. В этом случае угловое распределение рассеяния излучения довольно точно можно оценить, используя геометро-оптическое приближение [120], которое позволяет проследить физические механизмы формирования рассеянного излучения. Форма индикатрисы безразмерной интенсивности рассеяния (см. рис. 1 (9.1.6)) позволяет объяснить ряд оптических явлений, сопровождающих распространение солнечного излучения через облака. Например, максимумы рассеяния при $\theta\approx137°$ и $\theta\approx129°$ (первая и вторая радуги) объясняются однократным и двукратным внутренним отражением и определяются величиной m. Более детальная теория показывает, что обе эти радуги являются более узкими и отличаются яркими цветами при преломлении в крупных каплях (например, в каплях дождя) и становятся широкими и блеклыми в случае мелких капель. При этом излучение в диапазонах θ радуг почти полностью поляризовано ($p\approx1$). При $\theta\approx180°$ наблюдается возрастание рассеяния (так называемая глория), для объяснения которого, наряду с явлениями геометрической оптики, требуется учесть волновые явления на поверхности рассеивающей частицы [8]. Заметим, что закономерности геометрической оптики атмосферы подробно описаны в монографии [84].

Поглощение излучения (когда $\varkappa$ велико) приводит к тому, что осциллирующая структура безразмерной интенсивности рассеяния становится менее выраженной, чем при его отсутствии (см. рис. 2 (9.1.6)). Поскольку энергия преломленного излучения значительно уменьшается, для относительно крупных частиц максимумы при $\theta\approx90°$, аналогичные радугам для видимого излучения отсутствуют. С увеличением размеров капель наблюдаются те же самые особенности рассеяния, что были рассмотрены ранее для непоглощающих частиц.

9.1.7. Интегральные характеристики рассеяния

Важными параметрами, характеризующими асимметрию потоков рассеянного излучения, как уже указывалось ранее, являются средний косинус рассеяния излучения $\langle\cos\theta\rangle$ и коэффициент асимметрии η.

Поскольку для сфер, размеры которых значительно меньше длины волны падающего излучения, поток излучения, рассеянного частицей в направлении $\theta=0\ldots90°$, равен потоку, рассеянному частицей в диапазоне $\theta=90\ldots180°$, то $\langle\cos\theta\rangle=0$ и $\eta=1$. С увеличением размеров капель происходит перераспределение рассеянного излучения и как следствие изменение $\langle\cos\theta\rangle$ и η. Однако в оптическом диапазоне длин волн $\langle\cos\theta\rangle>0$, $\eta>1$. На рис. 1 и 2 (9.1.7) приведены значения $\langle\cos\theta\rangle$ и η для видимого ($\lambda=0{,}63$ мкм, $m=1{,}33$) и инфракрасного ($\lambda\approx10$ мкм, $m=1{,}1\ldots0{,}01$) излучения в зависимости от радиусов капель [87].

При $x<x_0$ (где x_0 зависит от величины m) наблюдается возрастание величины η с увеличением x, а при $x>x_0$ наблюдаются осцилляции η. При увеличении поглощения $\varkappa$ влияние n на коэффициент асимметрии становится меньше.

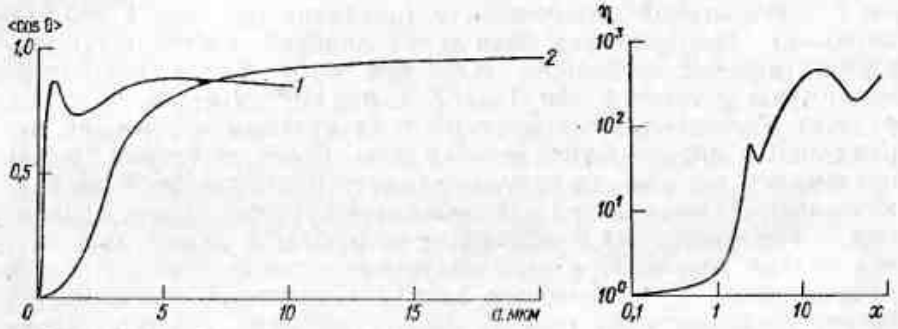


Рис. 1 (9.1.7). Зависимость среднего косинуса рассеяния от радиуса капли.
1) $\lambda=0{,}63$ мкм; *2)* $\lambda=10{,}5$ мкм.

Рис. 2 (9.1.7). Зависимость коэффициента асимметрии η от x при $\lambda=0{,}63$ мкм.

Изменение среднего косинуса рассеяния при увеличении размеров капель имеет несколько иные тенденции, чем в рассмотренном выше случае. При наличии поглощения наблюдается моно-

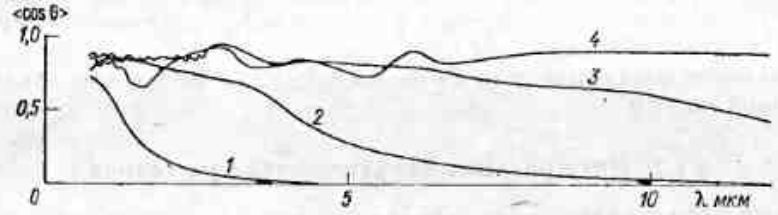


Рис. 3 (9.1.7). Зависимость значений $\langle\cos\theta\rangle$ от λ для водяных капель, рассчитанная по данным об m [146]
1) $a=0{,}3$ мкм; *2)* $a=1{,}0$ мкм; *3)* $a=3{,}0$ мкм; *4)* $a=10$ мкм.

тонный рост величины $\langle\cos\theta\rangle$ с возрастанием a. Для прозрачных же капель осцилляции $\langle\cos\theta\rangle$ выражены слабее, чем осцилляции величины η.

На рис. 3 (9.1.7) показан спектральный ход среднего косинуса рассеяния для разных размеров водяных капель, рассчитанный при значениях m из [146]. Для малых капель ($a\leqslant 0{,}3$ мкм) наблюдается монотонное уменьшение $\langle\cos\theta\rangle$ при увеличении λ во всем рассмотренном диапазоне длин волн. С увеличением размеров капель происходит трансформация спектральной зависимости

$\langle\cos\theta\rangle$. Положение максимумов и минимумов на спектральных кривых среднего косинуса рассеяния объясняется изменением параметра дифракции x и комплексного показателя преломления m, что приводит к изменению углового распределения рассеянного излучения.

9.2. Оптические характеристики ледяных кристаллов

Характеристики рассеяния излучения на ледяных кристаллах в общем случае зависят от формы, размеров, комплексного показателя преломления вещества и ориентации кристаллов относительно направления распространения падающего излучения. Довольно подробно особенности поведения указанных характеристик при изменении микрофизических параметров ледяных кристаллов описаны в [11, 73].

В первых теоретических исследованиях ослабления и рассеяния излучения в кристаллических облачных средах использовалась модель кристаллической среды как системы сферических ледяных частиц с некоторыми эффективными радиусами. Различие характеристик рассеяния для кристаллов и капель определялось только различием размеров частиц и значений m воды и льда, т. е. форма и ориентация частиц не рассматривалась. В настоящее время в качестве моделей микроструктуры облачных сред, содержащих кристаллы, используются модели, содержащие ледяные гексагональные призмы, сфероиды и круговые цилиндры конечной или бесконечной длины. Вопрос о применимости указанных моделей при изучении оптических свойств реальных кристаллических сред не простой. Только гексагональные призмы имеют форму, близкую к форме частиц кристаллов в облаках (см. п. 8.2.3.2); форма всех остальных модельных частиц лишь аппроксимирует форму ледяных кристаллов. Как показано в [11], повышенная чувствительность к форме рассеивающей частицы появляется всегда, когда существенное влияние на характеристики рассеяния оказывает преломление в частице излучения. Так, например, в случае слабо поглощающих частиц влияние их формы на индикатрису рассеяния существенно, а на факторы эффективности ослабления, рассеяния и поглощения — гораздо слабее. Заметим, что различные характеристики рассеяния в разной степени чувствительны к изменению микрофизических свойств несферических частиц.

Надежные характеристики рассеяния ледяными кристаллами в видимой и ближней ИК областях спектра длин волн могут быть получены только при рассмотрении рассеяния на частицах, форма которых близка к реальной форме кристаллов.

Поскольку в указанных областях спектра отношение размеров ледяных кристаллов к длине волны падающего излучения намного больше единицы, то даже для точных расчетов характеристик

рассеяния можно пользоваться приближением геометрической оптики с учетом дифракции [11].

В инфракрасном диапазоне длин волн, с одной стороны, увеличивается поглощение излучения льдом, с другой — уменьшается величина параметра дифракции в связи с ростом λ, что приводит к необходимости поиска новых моделей микроструктуры, так как в этом случае при современном состоянии теории рассеяния нет возможности рассчитать характеристики рассеяния для ледяных гексагональных призм [11]. Это возможно лишь при использовании моделей микроструктуры кристаллического облака как системы ледяных цилиндров, пластинок и сфероидов, в которой отношение их размеров к длине волны падающего излучения может иметь произвольные значения. Заметим, что в отдельных случаях, например при расчетах факторов эффективности ослабления в инфракрасном диапазоне длин волн, с достаточно высокой степенью точности в широком диапазоне размеров ледяных кристаллических частиц можно пользоваться относительно простым приближением «аномальной» дифракции [10], которое в принципе позволяет рассмотреть частицу произвольной формы [11], даже не обязательно выпуклую.

9.2.1. Комплексный показатель преломления льда в оптическом диапазоне длин волн

Помимо формы, размеров и ориентации кристалла относительно падающего излучения, на характеристики излучения, рассеянного кристаллами, определяющее влияние оказывает комплексный показатель преломления льда при данной длине волны ($m=n-i\varkappa$). Исследование оптических констант льда в широком диапазоне длин волн является сложной экспериментальной задачей. Как правило, оно проводится на тонких поликристаллических пленках или монокристаллах. В диапазоне длин волн 0,3... 1,1 мкм величина n изменяется от 1,30 до 1,35, а $\varkappa$ — от 10^{-6} до 10^{-8}. Заметим, что в видимой области спектра лед благодаря гексагональной структуре обладает свойством двойного лучепреломления и дихроизма, однако в соответствии с [146] разность n для двух состояний поляризации мала. Лишь в некоторых участках инфракрасного диапазона длин волн наблюдается существенное различие в значениях n и $\varkappa$. Так, например, в диапазоне длин волн 10—12 мкм при одинаковых λ значения $\varkappa$ различаются примерно в 2 раза. Указанные различия могут быть связаны как с различиями методов определения констант, так и различием свойств (типов примесей, структурных дефектов) исследуемых образцов льда. Поскольку для атмосферного льда характерно большое разнообразие структурных дефектов и типов примесей, то значения m для того или иного типа кристаллов могут не совпадать с приведенными в табл. 1 (9.2.1). Анализ применимости значений m, приведенных в [146, 168], при описании спектрального хода комплексного показателя преломления ледяных кристаллов в атмосфере выполнен в [178].*

Оптические постоянные льда [178]

λ мкм	n	$\varkappa$	λ мкм	n	$\varkappa$
0,45	1,3157	$1,54\cdot10^{-9}$	5,00	1,3290	$1,20\cdot10^{-2}$
0,63	1,3085	$1,04\cdot10^{-8}$	6,06	1,3016	$6,90\cdot10^{-2}$
0,85	1,3040	$1,83\cdot10^{-7}$	7,04	1,3196	$5,50\cdot10^{-2}$
1,05	1,3006	$2,17\cdot10^{-6}$	8,06	1,3119	$4,30\cdot10^{-2}$
1,25	1,2970	$1,29\cdot10^{-5}$	9,09	1,2672	$4,40\cdot10^{-2}$
1,50	1,2915	$5,90\cdot10^{-4}$	10,00	1,1991	$5,10\cdot10^{-2}$
1,80	1,2826	$1,03\cdot10^{-4}$	10,64	1,1013	$1,34\cdot10^{-1}$
2,00	1,2740	$1,59\cdot10^{-3}$	12,50	1,3851	$4,22\cdot10^{-1}$
2,25	1,2577	$2,03\cdot10^{-4}$	15,15	1,5667	$1,64\cdot10^{-1}$
2,50	1,2258	$9,25\cdot10^{-4}$	20,00	1,5015	$6,70\cdot10^{-2}$
2,60	1,2021	$1,01\cdot10^{-3}$	25,00	1,4068	$3,00\cdot10^{-2}$
2,78	1,1077	$2,00\cdot10^{-2}$	37,00	1,2023	$2,23\cdot10^{-1}$
2,90	0,9650	$1,69\cdot10^{-1}$	50,00	1,6296	$5,43\cdot10^{-1}$
3,00	1,0427	$4,38\cdot10^{-1}$	60,00	1,5851	$3,90\cdot10^{-1}$
3,08	1,3251	$6,25\cdot10^{-1}$	69,00	1,8568	$4,19\cdot10^{-1}$
3,30	1,5733	$1,03\cdot10^{-1}$	80,00	1,9033	$2,35\cdot10^{-1}$
3,46	1,4721	$2,20\cdot10^{-2}$	90,80	1,8536	$1,62\cdot10^{-1}$
3,97	1,3645	$9,16\cdot10^{-3}$	100,00	1,8323	$1,39\cdot10^{-1}$

9.2.2. Факторы эффективности рассеяния, поглощения и ослабления излучения

Для ледяных частиц, размеры которых соизмеримы с длиной волны падающего излучения или меньше нее, величину факторов эффективности можно оценить с использованием расчетов для модельных частиц, упомянутых выше. На рис. 1 (9.2.2) представлены результаты расчетов факторов эффективности ослабления видимого излучения ледяными сплюснутыми сфероидами (a и b — бо́льшая и меньшая полуоси соответственно, $a/b=3$) при разных параметрах дифракции $x=ka$ и определенной ориентации большей оси сфероида относительно направления распространения падающего излучения, взятые из [125]. Индексы TE и TM определяют характеристики рассеяния при направлении электрического или магнитного векторов перпендикулярно плоскости падения, содержащей вектор распространения падающего излучения и главную ось сфероида. С увеличением ζ кривые факторов эффективности ослабления K_e сдвигаются в сторону меньших параметров дифракции, причем максимальные значения K_e при $\zeta>45°$ резко возрастают, что связано в первую очередь с краевыми эффектами

* В соответствии с замечанием Ку Нан Лиоу [152] данные [146] в диапазоне длин волн 11,5—12 мкм увеличена нами в 10 раз.

на контуре сфероида. При $\xi<45°$ указанное влияние незначительно и изменение положения максимума ослабления определяется изменением фазового сдвига излучения, прошедшего сквозь частицу, относительно дифрагированного на нем [8]. Следует подчеркнуть, что за исключением случаев, когда направление распространения излучения близко к большей оси сфероида, приближение «аномальной» дифракции с довольно высокой точностью описывает особенности ослабления сфероидами при $m<1,5$ [89].

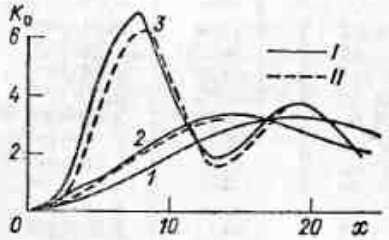


Рис. 1 (9.2.2). Зависимость фактора эффективности ослабления K_0 от параметра дифракции $x=2\pi a/\lambda$ для сплюснутого сфероида при $a/b=3$ и $m=1,33$ для составляющих *TE* (*I*) и *TM* (*II*) падающего излучения.

1) $\xi=0°$; *2*) $\xi=45°$; *3*) $\xi=90°$.

Детальная зависимость факторов эффективности ослабления видимого излучения ориентированными ледяными сфероидами от степени вытянутости последних исследовалась в [13]. В диапазоне параметров $0,5<x<2$ наблюдается существенное изменение K_0 (примерно в 2—5 раз) при изменении отношения $c=a/b$ в пределах от 2 до ∞ (табл. 1 (9.2.2)).

Таблица 1 (9.2.2)

Фактор эффективности ослабления для вытянутых сфероидов и круговых цилиндров бесконечной длины при распространении падающего излучения перпендикулярно главной оси ($m=1,33$)

a/b	x			
	0,5	1,0	1,5	2,0
2	0,017	0,217	0,523	0,922
4	0,037	0,313	0,561	0,989
6	0,050	0,324	0,578	—
8	0,056	0,329	—	—
10	0,060	—	—	—
∞	0,096	0,434	0,749	1,307

Ослабление и рассеяние видимого излучения ледяными сфероидальными частицами с хаотической ориентацией в пространстве изучались в работах [126—128]. На рис. 2 (9.2.2) представлены результаты расчетов усредненного фактора эффективности ослабления K_0 ледяными сфероидами ($K_0=c_0/\pi a_v^2$, где a_v — радиус

сферы, объем которой v равен объему сфероида) при разных отношениях полуосей как функции параметра дифракции ($x=ka_0$), взятые из работы [127]. Рассеяние от сферической частицы бегло вычислено по теории Ми. С целью сглаживания осцилляций (см. рис. 2 (9.2.2)) проводилось интегрирование по узкому распределению частиц по размерам [127]. Для малых сфероидов ($x<5$) показатель ослабления в основном зависит от объема и слабо зависит от формы. С увеличением размеров сфероидов зависимость K_0 от x усиливается, положения максимумов и минимумов сдви-

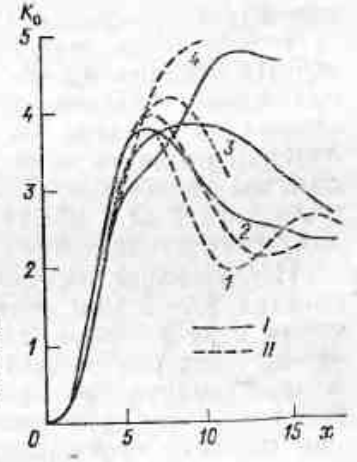


Рис. 2 (9.2.2). Зависимость усредненного фактора эффективности ослабления от параметра $x=2\pi r_v/\lambda$ для сплюснутых (*I*) и вытянутых (*II*) сфероидов с хаотической ориентацией в пространстве.

1) сфера, *2*) $a/b=2$, *3*) $a/b=3$, *4*) $a/b=5$.

гаются в сторону увеличения x, причем в большей степени при больших значениях a/b.

При хаотической ориентации сфероидов в пространстве максимальный вклад в ослабление определяется ориентациями с $\xi=45\pm20$ °C, при которых вклад краевых эффектов в контуре сфероида относительно мал [11]. В связи с этим приближение «аномальной» дифракции [89] должно описывать основные особенности ослабления хаотически ориентированными в пространстве сфероидами. На самом деле, используя подобие выражений для факторов эффективности ослабления сфероидов и сфер в приближении «аномальной» дифракции, можно применить теорию Ми для сферических частиц при расчетах факторов эффективности ослабления сфероидов с хаотической ориентацией в пространстве. Подобное изложение процедуры вычислений в этом случае приводится в работах [148, 149]. Сравнение результатов расчетов, проведенных на основе теории Ми и по точным формулам для сфероидов, показывает удовлетворительное согласие при $1\leqslant a/b\leqslant5$, $x\leqslant15$ и $n<1,33$, $0<\varkappa<0,05$ [149]. В том случае, когда погрешность определения факторов эффективности сфероидов должна быть не более 10 %, можно их вычислять на основе теории Ми с использованием методики, развитой в [148, 149].

В работах [171, 179] рассматривались факторы эффективности ослабления рассеяния и поглощения тонкими ледяными дисками и цилиндрами для двух параллельных положений последних относительно направления распространения падающего излучения (вдоль и перпендикулярно оси). Расчеты K_o, K_p, $K_п$ были произведены для дисков при фиксированном параметре дифракции, связанным с толщиной диска l ($kl=0{,}1$), и меняющимися радиусами основания a ($0{,}5 \leqslant ka \leqslant 6$), а также для пустотелых ледяных цилиндров при толщине стенок 0,2 мкм и радиусе, меняющимся от 1 до 3 мкм в диапазоне длин волн 2—12,5 мкм. Для рассмотренных ледяных частиц, размеры которых меньше длины волны падающего излучения или соизмеримы с ней, наблюдается, во-первых, возрастание ослабления, рассеяния и поглощения при увеличении размеров и, во-вторых, ярко выраженные и слабые минимумы ослабления и поглощения соответственно в диапазонах длин волн 2—3 и 10—11 мкм, положение которых связано с максимумами $\varkappa$ и зависит от размеров цилиндров.

Исследование спектрального пропускания излучения в области спектра 2,5—3 мкм ледяными частицами в виде гексагональных призм с различными отношениями осей c выполнено в [69]. Значения факторов эффективности ослабления K_o были получены в приближении «аномальной» дифракции [8] для некоторого усреднения по ориентации. Расчеты значения K_o, выполненные при разных эффективных размерах $a_{эф}$ ($a_{эф}$ — радиус сферы, имеющий ту же площадь поверхности, что и призма), показывают, что максимумы K_o имеют место при $c=1$ независимо от $a_{эф}$, что, по-видимому, является следствием «мягкости» оптических свойств рассеивающих частиц.

Более детально зависимость ослабления излучения ориентированными ледяными цилиндрами и пластинками от размеров последних была исследована в [11, 90, 91]. Наличие выделенной плоскости ориентации ледяных цилиндров и пластинок в пространстве делает существенным влияние направления распространения падающего излучения на значения K_o, K_p и $K_п$ при радиусе цилиндров $a<10$ мкм и толщине пластинок в $l<13$ мкм. Значения K_o и K_p изменяются примерно в 2—2,5 раза. При одинаковых радиусах цилиндров и толщине пластинок на спектральных кривых ослабления и рассеяния, рассчитанных по данным об m [146, 168], проявляется смещение минимумов K_o и K_p друг относительно друга, что связано в первую очередь с различием значений m в исследуемом диапазоне длин волн.

Для ледяных кристаллов, размеры которых больше длины волны падающего излучения, можно рассчитать факторы эффективности ослабления и рассеяния излучения, используя приближение геометрической оптики с учетом дифракции. Как показывают расчеты, проведенные на основе соотношений [11], в диапазоне длин волн $\lambda \approx 0{,}4 \ldots 1{,}20$ мкм при $a_{min}>40$ мкм независимо от их формы $K_o=2$.

Расчеты факторов эффективного поглощения $K_п$ для ледяных призм длиной l от 100 до 500 мкм с диаметром основания $2a=20$ мкм $\leqslant 100$ мкм обнаруживают слабую зависимость $K_п$ от изменения направления распространения падающего излучения. Вместе с тем наблюдается существенная зависимость $K_п$ от λ, связанная в основном с резким изменением мнимой части комплексного показателя преломления (см. 9.2.1). Так, например, при $\lambda=0{,}7$ мкм во всем рассмотренном диапазоне размеров призм $K_п \approx 0$, а при $\lambda=1{,}20$ мкм $K_п \approx 0.77 \ldots 0{,}84$.

9.2.3. Сечения ослабления, рассеяния и поглощения излучения

Зная значения факторов эффективности и определив соответствующие площади геометрической тени рассеивающих частиц, можно перейти к расчету сечений ослабления и рассеяния излучения. По данным [11], в зависимости от формы и размеров для ледяных кристаллов, как правило, может быть характерна либо хаотическая ориентация в пространстве, либо произвольная ориентация главных осей в некоторой выделенной плоскости.

При хаотической ориентации в пространстве для любого выпуклого ледяного кристалла сечение ослабления, согласно теореме Коши [8], описывается выражением

$$C_o = \frac{S}{4} K_o, \tag{1}$$

где S — площадь поверхности выпуклого кристалла.

При произвольной ориентации ледяной гексагональной призмы в выделенной плоскости площадь геометрической тени частицы при определенном направлении распространения падающего излучения описывается формулой

$$S_T = \frac{2}{\pi}\left[\pi a^2 \sqrt{1-\mu'^2} + 2alE\left(\sqrt{1-\mu'^2}\right)\right], \tag{2}$$

где $E(l)$ — полный эллиптический интеграл второго рода, μ' — косинус угла падения излучения относительно нормали к плоскости ориентации призм.

Заметим, что для любой выпуклой частицы, а следовательно, и для гексагональной призмы выполняется соотношение

$$S = 4\int_0^1 S_T(\mu')\,d\mu'. \tag{3}$$

На рис. 1 (9.2.3) представлены результаты расчета отношения $S_T(\mu')/S_T(\mu'=1)$ при разных значениях c (отношение длины призмы к ее диаметру). При изменении c от 2 до ∞ величина S_T меняется не более чем в 1,8 раза при всевозможных направле-

ниях распространения излучения. При $2 \leqslant c \leqslant 10$ наблюдается максимум S_τ, причем положения максимумов зависят от $c=l/2a$ и сдвигаются вправо по оси μ' при увеличении c. При $c \geqslant 10$ максимумы S_τ не проявляются. Используя соотношение (3), легко сравнить значения S и S_τ при разных значениях μ'. Заметим, что кривые, представленные на рис. 1 (9.2.3), характеризуют отноше-

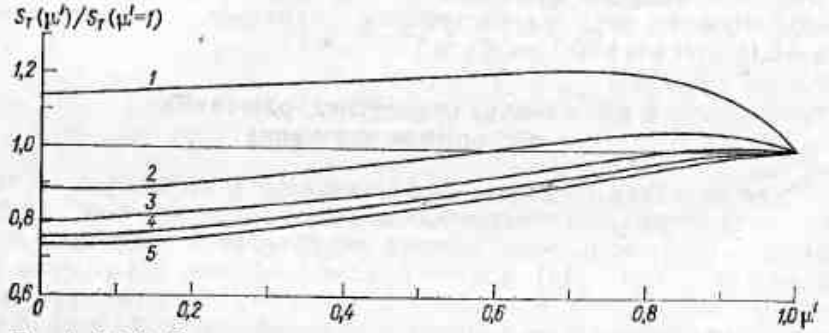


Рис. 1 (9.2.3). Зависимость площади геометрической тени призмы от μ'.
1) $c=2$, 2) $c=4$, 3) $c=6$, 4) $c=8$, 5) $c=10$.

ние $S_\tau(\mu')/S_\tau(\mu'=1)$ в случае произвольного распределения призм по размерам, но постоянном значении c.

9.2.4. Альбедо однократного рассеяния

Детальное исследование изменения альбедо однократного рассеяния Λ ориентированными ледяными цилиндрами и пластинками в зависимости от размеров последних было проведено в [90, 91]. Величина альбедо пластинок совпадает с величиной альбедо цилиндров при диаметре цилиндра $2a$, равном толщине пластинки l. При $2a=l<20$ мкм в диапазоне длин волн $\lambda=8\ldots 10$ мкм получаем $\Lambda \approx 0{,}7\ldots 0{,}8$. При $\lambda>10$ мкм наблюдается слабая зависимость Λ от величины комплексного показателя преломления льда.

Значения D для гексагональных призм с хаотической ориентацией в пространстве по данным [154] приведены в табл. 1 (9.2.4).

Для ледяных кристаллов, размеры которых превышают длину волны падающего излучения ($x>150$) независимо от их формы при $\lambda>2$ мкм факторы эффективности ослабления, рассеяния и поглощения достигают предельных значений, определяемых геометрической оптикой ($K_o \to 2$, $K_п \approx K_р \to 1$), и $\Lambda \to 0{,}5+0{,}5\omega_0$, где ω_0 — доля излучения, отраженного частицей во всех направлениях [8].

Альбедо однократного рассеяния для различных длин волн и размеров кристаллов

l/a	λ, мкм	Λ	l/a	λ, мкм	Λ
300/60	0,55	1,000	300/60	11,9	0,550
300/60	0,7	1,000	5/1	0,7	1,000
300/60	1,3	0,979	2/2,5	0,7	1,000
300/60	3,8	0,570	30/37,5	10,6	0,561
300/60	10,6	0,531	8/10	0,6328	1,000
300/60	10,8	0,530			

9.2.5. Индикатриса и степень поляризации рассеянного излучения

Пространственное распределение видимого излучения, рассеянного гексагональными призмами, пластинками и цилиндрами

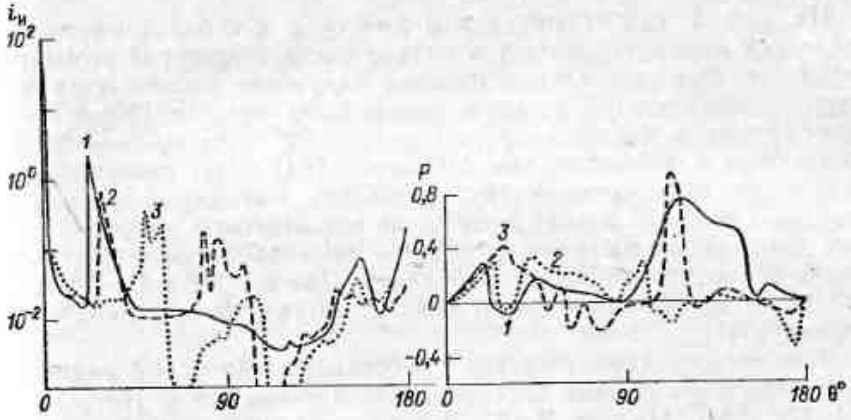


Рис. 1 (9.2.5). Зависимость значений $i_н$ и P для гексагональных призм с произвольной ориентацией в горизонтальной плоскости при $\lambda=0{,}55$ мкм от угла рассеяния.
1) $\theta_0=0$, 2) $\theta_0=40°$, 3) $\theta_0=60°$.

с произвольной ориентацией в выделенной (горизонтальной) плоскости или с хаотической ориентацией в пространстве, было детально изучено в ряде работ [11, 73, 129, 134]. Расчеты индикатрис рассеяния сделаны в приближении геометрической оптики с учетом дифракции. Включение при рассмотрении в рассеяние двух отражений и одного, двух, трех и четырех внутренних преломлений дает соответственно 85,7; 93,3; 94,8; 96,4 и 97,5 % энергии падающей на частицу, и, следовательно, погрешность расчетов нормированных индикатрис рассеяния не превышает 2—3 %. На рис. 1 (9.2.5) показано изменение индикатрис рассеяния

для отдельной гексагональной призмы ($l/a=300$ мкм/60 мкм) или для системы одинаковых гексагональных призм с теми же размерами при произвольной ориентации главных осей призм в выделенной плоскости [129]. Рассеянное излучение наблюдается в плоскости $\varphi=0$, содержащей вектор распространения падающего излучения и нормаль к плоскости ориентации (θ_0 — угол падения излучения относительно нормали к плоскости ориентации осей гексагональных призм). При нормальном падении ($\theta_0=0$) наблюдается известный пик ($\theta\approx22°$) рассеяния — гало, широкий максимум при $\theta\approx160°$ и возрастание рассеяния в направлении назад. При изменении угла рассеяния происходит трансформация индикатрисы рассеяния. При $\theta_0=40°$ максимумы рассеяния локализованы близ углов θ, равных 70, 85 и 160°, а при $\theta_0=60°$ — близ 50, 100 и 150°. Независимо от направления распространения падающего излучения наблюдается возрастание рассеяния назад, аналогичное так называемой глории, типичной для крупных сферических частиц.

На рис. 1 (9.2.5) приведены значения степени поляризации излучения ледяной призмой в случае вышеупомянутой геометрии рассеяния. При нормальном падении излучения наблюдается максимум положительной степени поляризации при $\theta\approx120°$ и минимум отрицательной поляризации при $\theta\approx22°$ порядка 3—8 %, что согласуется с наблюдениями Миннарта [84]. При уменьшении θ_0 происходит существенная трансформация максимума с положительной степенью поляризации — он смещается в сторону меньших значений θ, минимум p при $\theta\sim22°$ становится более выраженным, чем при нормальном падении. При $\theta_0=60°$ и $\theta\approx115°$ $p\approx\approx0{,}94$, что вызвано внешним отражением при углах, близких к углу Брюстера [7].

Зависимость характеристик рассеяния излучения ледяными кристаллами от формы последних рассматривается в [73, 93, 123, 134, 177, 180]. На рис. 2 (9.2.5) представлены результаты расчетов $i_н$ и p при рассеянии ледяными призмами ($l/a=300/60$) и пластинками ($l/a=25/125$ мкм) с хаотической ориентацией в пространстве [73].

Хаотическая ориентация призм в пространстве значительно сглаживает некоторые особенности рассеяния. На кривой индикатрисы наблюдается максимум гало при θ, равных 22 и 46°, а также возрастание рассеяния назад. Степень поляризации p при всех θ, за исключением узких диапазонов угла рассеяния около 22, 46 и 170° положительна; максимум имеет место при $\theta\approx125°$. При $\theta\approx22°$ рассеяние на гексагональных призмах превышает рассеяние на пластинках, а в диапазоне малых (дифракционных) углов, наоборот. Для кристаллов обоих форм наблюдается максимум в области рассеяния назад. Сравнение кривых степени поляризации (рис. 2 (9.2.5)) показывает ярко выраженный максимум поляризации для пластинок при $\theta\approx136°$, который вызван

внешним отражением. В направлении вперед ($\theta<50°$) и назад ($\theta\approx165...\ 180°$) значения p для пластинок отрицательны. Как показано в п. 9.1.6, крупные водяные капли вызывают значительную положительную поляризацию при $\theta\approx80°$ и при углах, под которыми видны радуги ($\theta\approx138°$ и $\theta\approx126°$), и, таким образом, различие профилей степени поляризации водяных капель и кристаллов может служить основой для диагностики формы и состава облачных частиц.

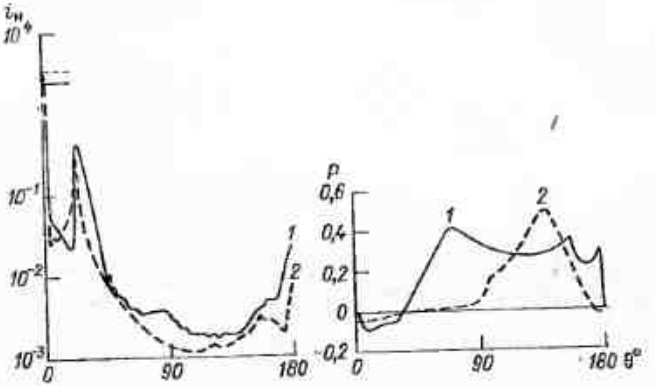


Рис. 2 (9.2.5). Зависимость значений $i_н$ и P от θ для столбиков и пластинок с хаотической ориентацией в пространстве.

1 — столбики, *2* — пластинки.

Зависимость индикатрис рассеяния крупными ледяными кристаллами от размеров проявляется в основном при малых углах рассеяния [73, 129]. В [93, 177] получены выражения для индикатрис рассеяния излучения ледяными призмами и пластинками при хаотической ориентации их в пространстве и произвольной ориентации в горизонтальной плоскости и различных направлениях распространения падающего излучения относительно плоскости ориентации. При хаотической ориентации в пространстве наблюдается существенное изменение интенсивности рассеяния видимого излучения при относительном удлинении гексагональных призм, которое в случае пластинок выражено слабо. Сравнение индикатрис рассеяния ледяными и сферическими частицами, площади поверхности которых равны, указывает на ряд особенностей [177]. При $\theta=0$ рассеяние на пластинках превышает рассеяние на сферах примерно на 20—30 %, а на призмах — на 6—8 %. С увеличением θ значения $i_н$ для пластинок и сфер становятся близкими, по крайней мере при $c=0{,}1...\ 1$, а значения $i_н$ для призм и сфер существенно различаются, причем тем в большей степени, чем больше значение c. Так, например, при $c=10$ и $\theta=2...\ 10°$ указанные значения различаются в 3—7 раз.

Влияние направления распространения падающего излучения относительно плоскости ориентации призм и пластинок на инди-

катрисы рассеяния подробно изучено в работе [93]. В этой работе показано, что в зависимости от размеров ледяных частиц в диапазоне $\theta=0\ldots 8°$ индикатрисы рассеяния видимого излучения могут изменяться примерно в 2—2,5 раза для двух предельных случаев — когда падающее излучение распространяется в плоскости ориентации частиц и когда перпендикулярно ей.

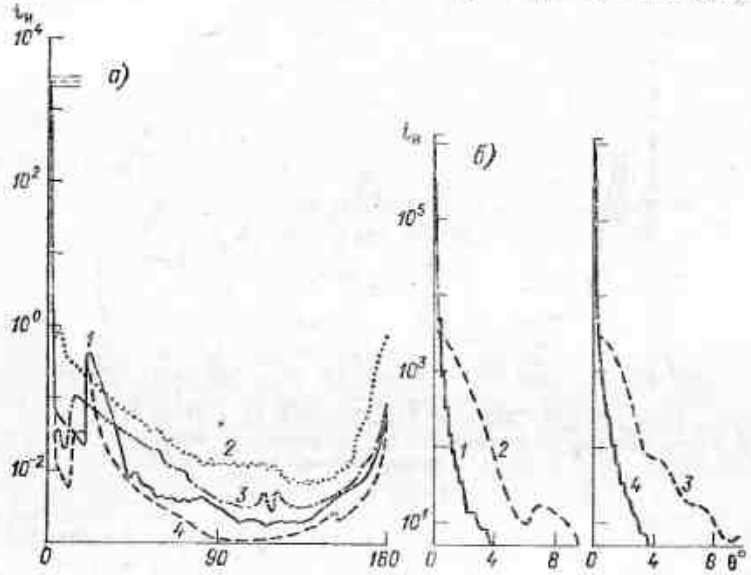


Рис. 3 (9.2.5). Зависимость значений $i_н$ от θ для столбиков (*1* и *2*) и пластинок (*3* и *4*) в случае хаотической ориентации в пространстве при $\lambda=0{,}55$ мкм (*1* и *4*) и $\lambda=10{,}6$ мкм (*2* и *3*).

а) столбики: $l/a=300$ мкм/60 мкм; пластинки: $l/a=25/125$; *б*) столбики: $l/a=150/60$, пластинки: $l/a=12{,}5/125$.

В приближении геометрической оптики в работе [134] были рассчитаны индикатрисы рассеяния ледяными столбиками и пластинками с хаотической ориентацией в пространстве при $\lambda=10{,}6$ мкм. При этом авторами работы никак не комментируется тот факт, что преломленная волна, распространяющаяся в веществе, поглощающем излучение, является неоднородной, так как поверхности постоянной фазы и постоянной амплитуды не совпадают друг с другом [7]. При наличии сильного поглощения ($m=1{,}097-i0{,}134$) отмеченная неоднородность преломленной волны делает непонятным применение процедуры сложения энергии каждого луча с учетом фазового сдвига излучения, которая используется при расчете индикатрис рассеяния излучения, не поглощаемого или слабо поглощаемого ледяными частицами. На рис. 3 (9.2.5) приводятся индикатрисы рассеяния излучения для ледяных частиц с хаотической ориентацией в пространстве. При

$\lambda=10{,}6$ мкм дифракционные пики значительно ниже и шире, чем при $\lambda=0{,}55$ мкм (рис. 3 *б* (9.2.5)), что определяется изменением отношения размеров частиц к длине волны падающего излучения. Гало, ярко выраженное при $\lambda=0{,}55$ мкм в диапазоне углов 22 и 46°, в случае $\lambda=10{,}6$ мкм смещается в сторону меньших значений (порядка 7 и 27°), причем значения $i_н$ при этом заметно уменьшаются. Указанные особенности гало при $\lambda=10{,}6$ мкм определяются изменением реальной n и мнимой $\varkappa$ частей комплексного показателя преломления.

9.2.6. Интегральные характеристики рассеяния

В настоящее время существуют только отрывочные данные о значениях $\langle\cos\theta\rangle$ для ледяных частиц при различной ориентации их в пространстве. В табл. 1 (9.2.6) приведены значения

Таблица 1 (9.2.6)

Значения $\langle\cos\theta\rangle$ для $\lambda=0{,}7$ мкм в зависимости от θ_0

θ_0°	0	30	60	84
$\langle\cos\theta\rangle$	0,706	0,734	0,772	0,765

$\langle\cos\theta\rangle$ при $\lambda=0{,}7$ мкм для цилиндров ($l/a=100/25$), ориентированных в горизонтальной плоскости, при разных направлениях распространения падающего излучения относительно плоскости ориентации [176]. (Угол θ_0 отсчитывается от нормали к плоскости ориентации.) При $\theta_0\sim 60°$ наблюдается максимум $\langle\cos\theta\rangle$, что связано с пространственным распределением рассеянного излучения при рассматриваемой ориентации цилиндров в плоскости. В случае хаотической ориентации в пространстве для ледяных цилиндров указанных размеров и видимого излучения $\langle\cos\theta\rangle=0{,}735$ [176], а для ледяных цилиндров с размерами $l/a=200/30$ и инфракрасного излучения при $\lambda=11$ мкм ($m=1{,}29-i0{,}0954$) $\langle\cos\theta\rangle=0{,}787$ [175]. Значения $\langle\cos\theta\rangle$ для гексагональных призм с различными соотношениями осей в зависимости от длины волны λ приведены в табл. 2 (9.2.6) [154].

Таблица 2 (9.2.6)

Значения $\langle\cos\theta\rangle$ для гексагональных призм в зависимости от λ

l/a	λ, мкм	$\langle\cos\theta\rangle$	l/a	λ, мкм	$\langle\cos\theta\rangle$
300/60	0,55	0,988	300/60	11,9 —	0,967
300/60	0,7	0,987	5/1	0,7	0,831
300/60	1,3	0,985	2/2,5	0,7	0,804
300/60	3,8	0,982	30/37,5	10,6	0,969
300/60	10,6	0,975	8/10	0,6328	0,895
300/60	10,8	0,958			

Поведение средних косинусов рассеяния инфракрасного излучения ($\lambda=8\ldots12$ мкм) ледяными круговыми цилиндрами при разных радиусах последних и при различных направлениях распространения падающего излучения относительно плоскости ориентации подробно рассматривалось в [92]. На рис. 1 (9.2.6) представлены результаты расчетов $\langle\cos\theta\rangle$ для $\lambda=8$ мкм и $\lambda=12$ мкм при разных a в зависимости от $\mu=\cos\theta_0$. С увеличением

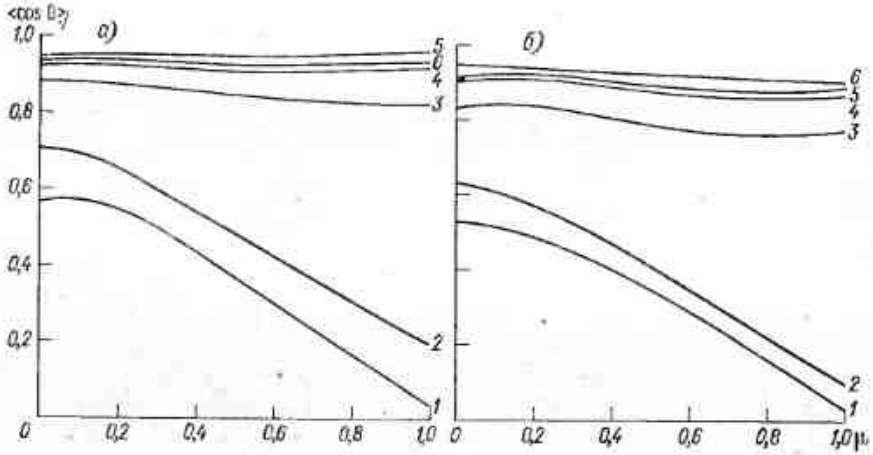


Рис. 1 (9.2.6). Зависимость $\langle\cos\theta\rangle$ от μ при разных a и $\lambda=8{,}0$ мкм ($а$), $\lambda=12{,}0$ мкм ($б$).

1) $a=0{,}3$ мкм, 2) $a=1{,}0$ мкм, 3) $a=3{,}0$ мкм, 4) $a=5$ мкм, 5) $a=10$ мкм, 6) $a=15$ мкм.

радиуса цилиндров $\langle\cos\theta\rangle$ возрастает, причем в большей степени при больших значениях μ. Зависимость $\langle\cos\theta\rangle$ от μ наиболее существенна при малых a; с увеличением a она ослабевает и при $a>10$ мкм величина $\langle\cos\theta\rangle$ практически не зависит от μ. Так, например, при $a=15$ мкм и $\lambda=8{,}0$ мкм $\langle\cos\theta\rangle\approx0{,}94$, а при $\lambda=12{,}0$ мкм $\langle\cos\theta\rangle\approx0{,}92$.

9.3. Оптические характеристики облачной среды

9.3.1. Жидкокапельные облака

9.3.1.1. Индикатрисы рассеяния и степень линейной поляризации излучения

Пространственное распределение излучения, рассеянного водяными облаками, может быть точно описано теорией Ми при условии наличия данных о микроструктуре капельных облаков. На

рис. 1 (9.3.1.1) представлены результаты теоретических расчетов и экспериментальных измерений в лабораторных условиях индикатрис рассеяния при одновременных измерениях микроструктуры облака при разных размерах капель и длин волн падающего излучения [50, 166]. Из рисунка видно, что экспериментальные и тео-

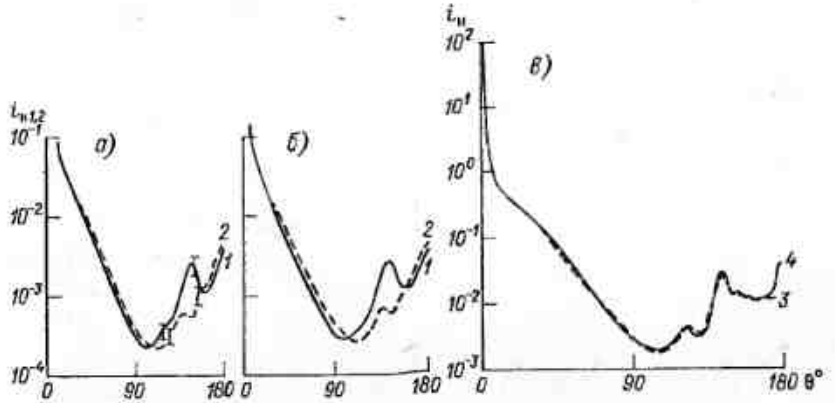


Рис. 1 (9.3.1.1). Сравнение индикатрис рассеяния.

$а$) экспериментальные измерения при $\lambda=0{,}63$ мкм для капель модальным радиусом $a_m=1$ мкм; $б$) теоретические расчеты по теории Ми; $в$) экспериментальные (3) и теоретические (4) значения индикатрис рассеяния при $\lambda=0{,}47$ мкм по [50] для капель с $a_m=5$ мкм: $1-i_1(\theta)$, $2-i_2(\theta)$, $3-i(\theta)$ по данным эксперимента, $4-i(\theta)$ по данным теории.

ретические данные достаточно хорошо согласуются друг с другом. Теоретические расчеты точно описывают и многие особенности

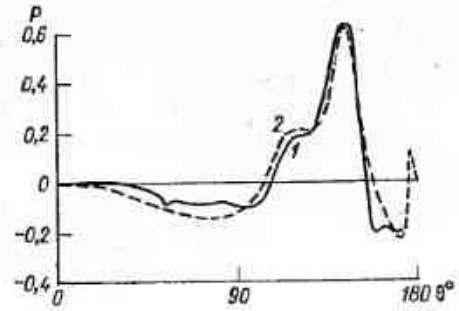


Рис. 2 (9.3.1.1). Степень линейной поляризации P при $\lambda=0{,}63$ мкм.

1 — экспериментальные данные для капель с $a_m=1$ мкм, 2 — расчет по теории Ми.

рассеяния водяными каплями, например первичную радугу при $\theta=137°$. На рис. 2 (9.3.1.1) приводятся данные о степени линейной поляризации, полученные в экспериментах по моделированию оптических свойств капельных облаков [166], и данные расчета по теории Ми с использованием измеренного распределения капель по размерам. Так же как и в случае индикатрис рассеяния, экспериментальные и теоретические кривые степени линейной поляризации хорошо согласуются друг с другом во всем диапазоне

изменения угла рассеяния. Таким образом, задача описания оптических свойств капельных облаков сводится к задаче корректного определения микроструктуры капельных облаков с последующим расчетом их оптических свойств по теории Ми.

К настоящему времени проведены многочисленные расчеты характеристик рассеяния каплями, однако наибольшее распространение получили результаты расчетов оптических свойств капельных облаков, представленные в [32, 100].

В [32] использовалось модифицированное гамма-распределение

$$f(a) = Aa^{\alpha} \exp(-ba^{\gamma}). \qquad (1)$$

Константа A пропорциональна концентрации капель N_0.

В [100] использовалось более простое ($\gamma=1$) гамма-распределение. Параметр b связан с модальным радиусом распределения a_m простым соотношением

$$a_m^{\gamma} = \alpha/\gamma b. \qquad (2)$$

Значения параметров распределения частиц по размерам, используемых при расчетах оптических характеристик в [32, 100], указаны в табл. 1 (9.3.1.1). Вид «узкого» распределения [100] совпадает с модельным распределением С.1 [32]. В [32] приводятся значения всех четырех компонент матрицы рассеяния излучения, показателя ослабления и альбедо однократного рассеяния. Для модели С.1 таблицы расчетных значений компонент матрицы рассеяния в зависимости от угла рассеяния составлены для 15 длин волн в интервале 0,45—16,6 мкм, для моделей С.2, С.3, С.4 — для 8, 11 и 2 длин волн соответственно. В [100] приведены значения индикатрис рассеяния для диапазона длин волн 0,4—3,58 мкм, сечения ослабления и рассеяния и средние косинусы рассеяния, а также дано описание средневзвешенной по всему спектру индикатрисы рассеяния. На рис. 3 и 4 (9.3.1.1) приведены $i_{\text{н}}$ и P для $\lambda=0{,}7$ мкм и $\lambda=10$ мкм.

Таблица 1 (9.3.1.1)

Параметры распределения облачных капель по размерам, используемые при расчетах оптических характеристик

Автор, модель распределения	N_0 см$^{-3}$	a_m мкм	α	γ
Д. Дейрменджан				
С.1	100	4,0	6	1
С.2	100	4,0	8	3
С.3	100	2,0	8	3
С.4	100	4,0	8	3
Е. М. Фейгельсон				
узкое распределение	—	4,0	6	1
широкое распределение	—	5,0	2	1

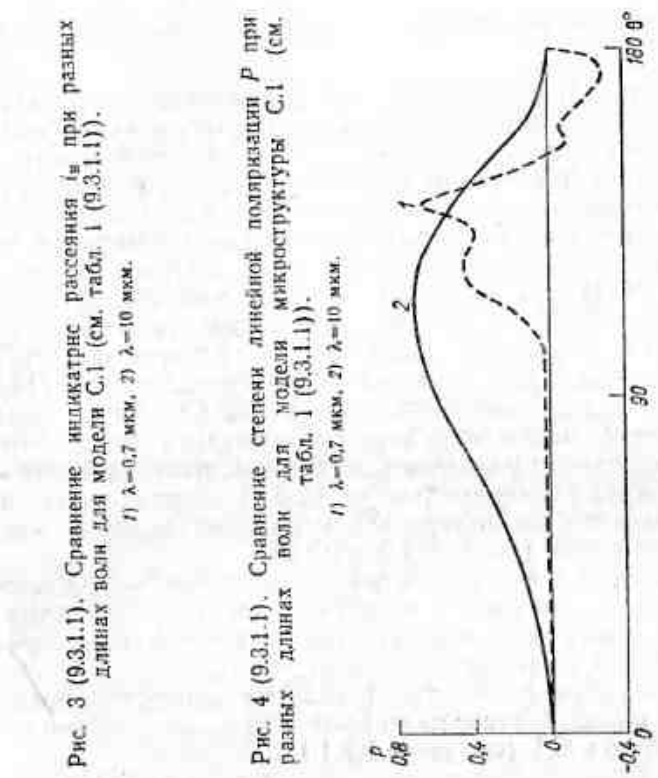


Рис. 3 (9.3.1.1). Сравнение индикатрис рассеяния $i_{\text{н}}$ при разных длинах волн для модели С.1 (см. табл. 1 (9.3.1.1)).
1) $\lambda=0{,}7$ мкм, 2) $\lambda=10$ мкм.

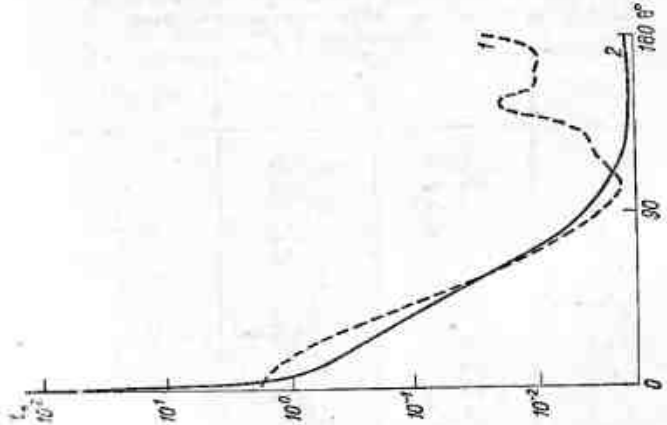


Рис. 4 (9.3.1.1). Сравнение степени линейной поляризации P при разных длинах волн для модели микроструктуры С.1 (см. табл. 1 (9.3.1.1)).
1) $\lambda=0{,}7$ мкм, 2) $\lambda=10$ мкм.

9.3.1.2. Показатели ослабления, рассеяния и поглощения излучения

Экспериментальные данные о пространственном распределении показателя ослабления α_0 видимого излучения в капельных облаках различных форм приведены в п. 8.3.4. Особенности спектрального хода α_0 в широком интервале длин волн для оптических тонких жидкокапельных и кристаллических облаков представлены в [14, 141]. В указанных работах проводились измерения отношений $\alpha_{отн}=\alpha_\lambda/\alpha_{\lambda_0}$, где $\lambda_0=0{,}477$ мкм [141] и $\lambda_0=0{,}63$ мкм [14]. По данным [141], при $\lambda<2{,}2$ мм спектральный ход $\alpha_{отн}$ в облаках разных форм различается слабо, в то время как в инфракрасном диапазоне (см., например, [14]) при $\lambda=12{,}2$ мкм $\alpha_{отн}=0{,}7$ для кучевой и $\alpha_{отн}=1{,}5$ для перистой облачности, а по [141] при $\lambda\approx 10$ мкм — $\alpha_{отн}<1$ для Cu и $\alpha_{отн}=1$ для Ci. Отмеченные особенности спектрального хода $\alpha_{отн}$ для водяных и кристаллических облаков объясняются различием, во-первых, распределения капель и кристаллов по размерам (см. п. 8.2.3.1) и, во-вторых, оптических спектральных характеристик отдельных водяных капель и ледяных кристаллов (см. п. 9.1.3 и 9.1.2).

Таблицы значений показателей ослабления α_0, рассеяния $\alpha_р$ и поглощения $\alpha_п$ излучения в оптическом диапазоне длин волн, полученных для различных моделей микроструктуры жидкокапельных облаков, приведены в [32, 81, 100].

В качестве примера в табл. 1 (9.3.1.2) приведены результаты расчетов α_0, $\alpha_р$, $\alpha_п$, взятые из работы [32] для модели микроструктуры облака С.1 (см. табл. 9.3.1.1).

Таблица 1 (9.3.1.2)

Показатели ослабления α_0, рассеяния $\alpha_р$ и поглощения $\alpha_п$ капельным облаком с распределением капель по размерам, соответствующее модели микроструктуры С.1

λ мкм	α_0 км$^{-1}$	$\alpha_р$ км$^{-1}$	$\alpha_п$ км$^{-1}$
0,45	16,33	16,33	0
0,70	16,73	16,73	0
1,19	17,29	17,28	0,01
1,45	17,63	17,36	0,27
1,61	17,58	17,58	0
1,94	18,05	16,96	1,09
2,25	18,36	17,82	0,54
3,00	17,98	8,85	9,13
3,90	20,64	18,86	1,78
5,30	23,87	21,12	2,75
6,05	19,86	10,79	9,08
8,15	18,75	13,99	4,76
10,00	11,18	6,72	4,46
11,50	10,10	2,91	7,19
16,60	16,97	6,68	10,29

9.3.1.3. Рассеяние назад капельными облаками

В связи с применением лидаров для исследования оптических свойств чистой и облачной атмосферы самостоятельный интерес представляет характеристики излучения, рассеянного назад, и их связь с микрофизическими параметрами облачности [166].

В табл. 1 (9.3.1.3) представлены результаты расчетов и лабораторных измерений интенсивности обратного рассеяния от жидкокапельной среды. При $\theta=175\ldots 180^\circ$ экспериментальные и теоретические значения лежат в интервале 0,038—0,11 и зависят от размера капель и угла θ, в котором регистрируется рассеянное излучение. По данным [130], интенсивность обратного рассеяния для ледяных кристаллов может отличаться от интенсивности обратного рассеяния для капель на порядок и в большую и в меньшую сторону в зависимости от размеров и ориентации кристаллов в пространстве.

Таблица 1 (9.3.1.3)

Значения индикатрисы обратного рассеяния для капель

θ°	$i(0)$	λ мкм	Примечания	Источник
175	0,038	0,63	Лабораторные измерения, $a_m=1{,}0$ мкм	[166]
180±2	0,03—0,11	0,63	Натурные измерения для капель дождя, $a=4\ldots 9$ мм	[164]
180	0,05	0,7	Расчетные данные, модель С.1 (см. п. 10.4.1.1)	[32]

Лабораторные исследования взаимосвязи сигнала обратного рассеяния оптической толщины жидкокапельной среды проводились в [72]. Измерения показали, что для видимого излучения вплоть до оптической толщины $\tau_к\approx 0{,}8$ при различной микроструктуре связь является линейной. При $\tau_к>0{,}8$ линейность нарушается за счет вклада многократно рассеянного света.

Измерения характеристик обратного рассеяния от водяных облаков в натурных условиях не многочисленны. В [131] приводятся данные одновременных измерений показателя обратного рассеяния K_π и показателя ослабления α_0. Для жидкокапельных облаков при $\alpha_a=2{,}0\cdot 10^{-2}$ $K_\pi\approx 8\cdot 10^{-3}$ м$^{-1}$, а при $\alpha_a=7{,}8\cdot 10^{-3}$ м$^{-1}$ $K_\pi\approx 3{,}1\cdot 10^{-4}$ м$^{-1}$.

В п. 9.1.1 было указано, что для отдельной сферической частицы степень линейной поляризации при рассеянии точно назад $p(\theta=\pi)=0$, деполяризованный компонент рассеяния для падающего поляризованного излучения отсутствует и линейное деполяризационное отношение $D(\theta=\pi)=0$. В то же время экспериментальные измерения отношения деполяризации в камере с водя-

ными каплями со средними размерами $a_{эф}=5$ мкм и концентрацией $N\sim100$ см$^{-3}$ [170] показали, что $D(\theta=\pi)=0{,}03\pm0{,}005$. Этот факт объясняется вкладом многократного рассеяния излучения, наблюдаемого приемником. Подробное исследование влияния многократного рассеяния на деполяризацию обратного рассеяния было проведено в [151]. Согласно Лиоу, если угловые размеры апертуры приемника обратного рассеяния составляет менее 10^{-2} рад, а расстояние до нижней границы облака более 1 км, то вклад многократного рассеяния незначителен. В других случаях на величину $D(\theta=\pi)$ будет влиять многократное рассеяние. Тем не менее данные о $D(\theta=\pi)$ дают определенную информацию о фазовом составе облачности.

9.3.2. Кристаллические облака

9.3.2.1. Ослабление излучения кристаллической облачной средой

Измерения ослабления излучения в средах, содержащих ледяные кристаллы, подробно рассмотрены в [11]. Необходимо различать данные лабораторных и натурных измерений. При лабораторных измерениях можно достаточно надежно одновременно контролировать отдельные параметры микроструктуры кристаллической среды — фазовое состояние, форму, размеры и концентрацию кристаллов [9], что, как правило, невозможно сделать в естественных условиях.

Показатель ослабления излучения α_0 кристаллической средой наиболее часто измеряется при помощи так называемого базисного метода, основанного на законе Бугера [47]. Особенности измерения α_0 приемником с ненулевой угловой апертурой при расходящемся пучке падающего излучения рассмотрены в работах [9, 47], где определены параметры оптической схемы, при которых значения α_0 для ледяных кристаллов достаточно точны.

При изучении спектрального хода α_0, как правило, одновременно с измерениями в исследуемом диапазоне для длин волн проводятся измерения α_0 при $\lambda=0{,}63$ мкм и определяется отношение $\alpha_{отн}=\alpha_0(\lambda)/\alpha_0(\lambda=0{,}63\text{ мкм})$. При этом значении $\alpha_{отн}$ не зависит от концентрации частиц, и поскольку при $\lambda=0{,}63$ мкм для отдельных ледяных кристаллов значения фактора эффективности ослабления $K_0\approx2$ (см. п. 9.2.2), то, зная величину $\alpha_{отн}(\lambda)$, можно оценить величину $K_0(\lambda)$:

$$K_0(\lambda)\approx2\alpha_{отн}(\lambda). \qquad (1)$$

На рис. 1 (9.3.2.1) представлены результаты измерений $\alpha_{отн}$ для кристаллических сред с различной микроструктурой, взятые из работ [9, 33]. Разброс измеренных значений $\alpha_{отн}$ по отношению к средним обусловлен различием размеров кристаллов в разных экспериментах и изменением ориентации их относительно пучка

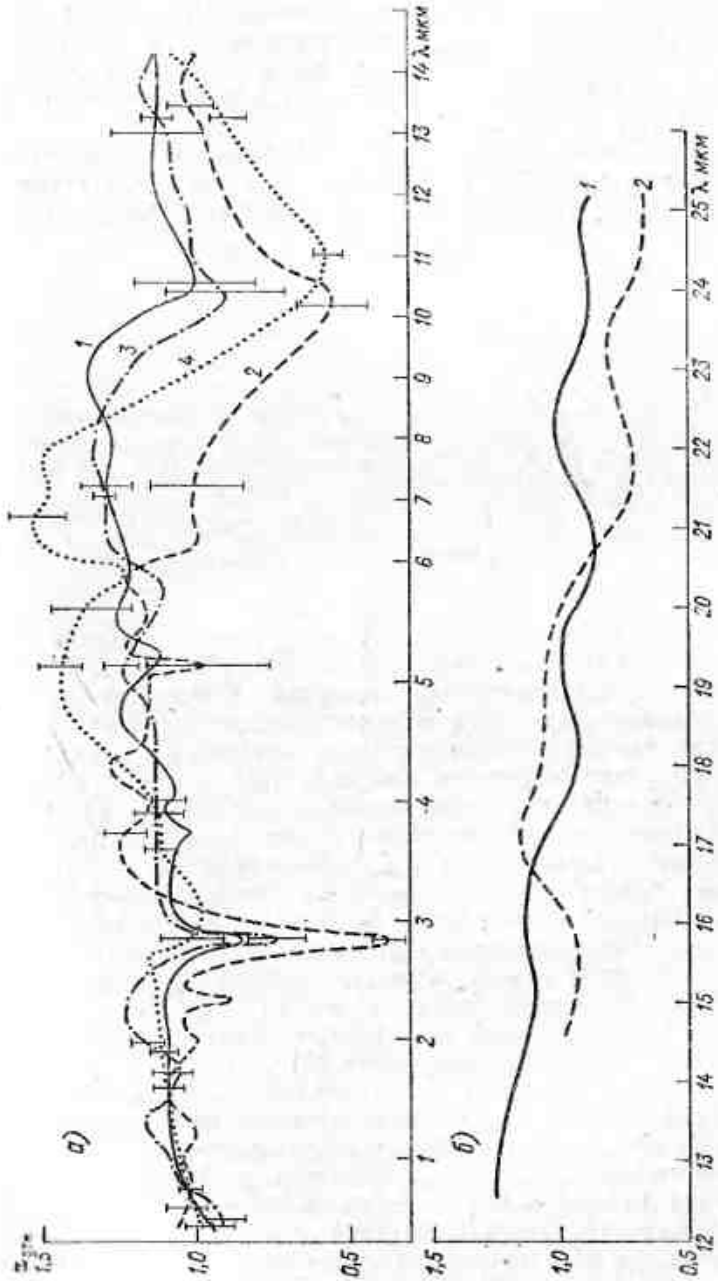


Рис. 1 (9.3.2.1). Спектральная зависимость $\alpha_{отн}(\lambda)$ для кристаллов различной формы.

а) 1 — столбики, $l=30\ldots150$ мкм; 2 — мелкие кристаллы различной формы; 3 — кристаллы извилистой формы: $2a=10\ldots100$ мкм; 4 — капли с модальным радиусом 4—5 мкм; б) 1 — кристаллы и столбики, $l=40\ldots100$ мкм; 2 — пластинки, $2a=40\ldots100$ мкм.

излучения. Кривые $\alpha_{отн}$ обнаруживают минимумы при $\lambda \approx 2{,}85$; 5,15 и 10,5 мкм и постепенное уменьшение $\alpha_{отн}$ при $\lambda > 15$ мкм. Так же как и при расчетах K_0 для ледяных частиц (см. п. 9.3.2), положения этих максимумов не совпадают с центрами полос поглощения льда (см. п. 9.3.1).

В [9] представлены результаты одновременного измерения спектральной прозрачности и размеров $a_{эф}$ кристаллов телевизионным спектрометром аэрозолей. Как показано в [70], величина

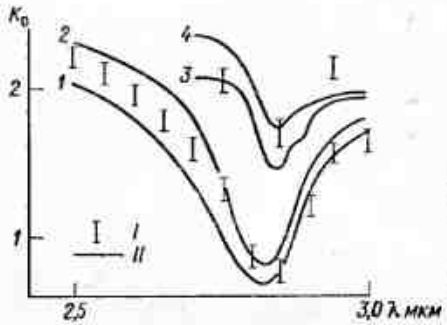


Рис. 2 (9.3.2.1). Сравнение экспериментальных (*I*) и расчетных (*II*) спектральных зависимостей $K_0(\lambda)$ для кристаллов различной формы.

1, 2 — призмы с $a_{эф}=3{,}5$ мкм, $c=0{,}3\ldots4$; *3* — призмы с $a_{эф}=11$ мкм, $c=0{,}3$; *4* — призмы с $a_{эф}=14$ мкм, $c=2$.

$a_{эф}$ совпадает со средним радиусом сфер, сечения которых эквивалентны усредненным сечениям кристаллов. На рис. 2 (9.3.2.1) представлены экспериментальные значения $K_0(\lambda)$ для ледяных кристаллов разных форм [69] и теоретические расчеты K_0 для несферических частиц с использованием приближения «аномальной» дифракции для оптически «мягких» (см. п. 9.2.2) сферических частиц с такими же эффективными радиусами. Сравнение экспериментальных и теоретических кривых K_0 в интервале $\lambda = 2{,}5\ldots3{,}0$ мкм указывает на удовлетворительное их согласие, что позволяет использовать относительно простые и точные расчетные формулы для нахождения K_0 оптически «мягких» сфер с соответствующим эффективным радиусом для расчета K_0 ледяных кристаллов. Этот вывод объясняется прежде всего тем, что в исследуемом диапазоне длин волн $|n-1|<1$ и $\varkappa \ll 1$ (см. п. 9.2.1), что является одним из главных условий применимости приближения «аномальной» дифракции [8].

На основании результатов лабораторных исследований спектрального ослабления с высокой вероятностью можно заключить, что в перистых облаках, содержащих ледяные кристаллы, размеры которых превышают длину волны падающего излучения, оптическое излучение должно ослабляться практически нейтрально. Наличие в облаках относительно высокой доли мелких кристаллов может в принципе обусловить появление минимума ослабления в спектральных областях поглощения льда. В натурных измерениях [117] такие минимумы обнаружены не были.

Результаты измерения средних и медианных значений показателей ослабления видимого излучения в кристаллических облаках и ряд других характеристик пространственной изменчивости рассмотрены в п. 8.3.4.2—8.3.4.5.

9.3.2.2. Индикатрисы рассеяния для кристаллической облачной среды

Экспериментальное определение влияния на пространственное распределение рассеянного излучения размеров и ориентации ледяных кристаллов является трудной задачей. Для этого необходимо создание кристаллических сред с неизменной и медленно меняющейся во время измерений микроструктурой, а также постоянный контроль этой микроструктуры.

На рис. 1 (9.3.2.2) представлены результаты измерений индикатрисы рассеяния при наблюдении в горизонтальной плоскости,

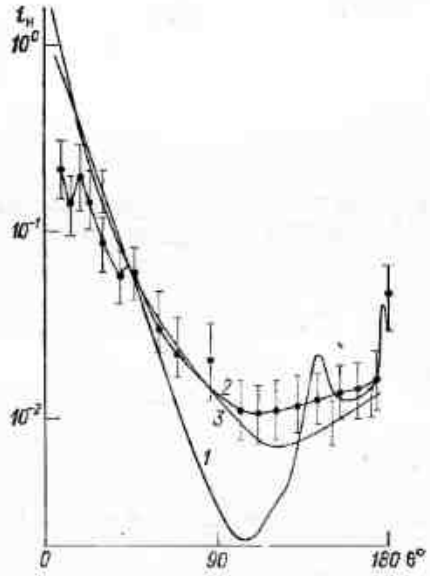


Рис. 1 (9.3.2.2). Индикатрисы рассеяния видимого излучения ледяными кристаллами.

1 — для модели капельного облака С.1; *2* — для кристаллов различной формы радиусом от 5 до 200 мкм; *3* — для кристаллов различной формы радиусом от 0,1 до 45 мкм.

полученные для неполяризованного падающего излучения [10]. Способ определения безразмерных индикатрис рассеяния подробно рассмотрен в [11]. Там результаты измерений $i_н\theta$ осреднены по нескольким экспериментам с различной микроструктурой среды и вертикальные отрезки показывают разброс осредняемых значений. С целью выявления особенностей рассеяния на ледяных кристаллах на рис. 1 (9.3.2.2) приводится также рассчитанная индикатриса рассеяния при $\lambda=0{,}7$ мкм для модели капельного облака С.1 [32].

Угловое распределение рассеянного видимого излучения средой с ледяными кристаллами выявляет ряд его особенностей, к которым относятся, во-первых, большое по сравнению с каплями рассеяние в боковых направлениях при меньшем рассеянии в области углов от 2 до 40° и, во-вторых, наличие максимумов рассеяния при $\theta \approx 22°$ и $\theta \approx 46°$ (так называемые гало) и отсутствие максимума при $\theta \approx 142°$, характерного для водяных капель (радуга). Кроме того, обнаруживается асимметрия рассеивающих свойств

среды для различных плоскостей наблюдения рассеянного излучения. На рис. 2 (9.3.2.2) представлено отношение интенсивностей рассеянного излучения в горизонтальной и вертикальной плоскостях при $\theta=90°$ в зависимости от фактора формы ледяных частиц, который определяется отношением максимального размера кристаллов к минимальному [10]. С увеличением размеров кристаллов и фактора формы усиливается рассеяние в горизонтальной плоскости по сравнению с рассеянием в вертикальной (при распространении излучения в горизонтальной плоскости), что вызвано преимущественно ориентацией частиц относительно падающего излучения.

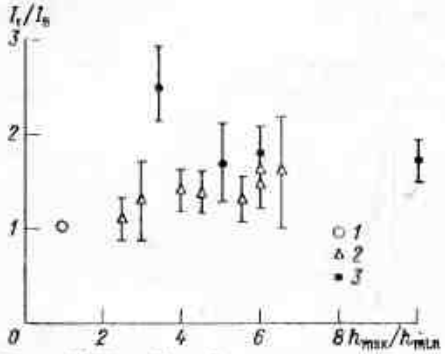


Рис. 2 (9.3.2.2). Отношение интенсивностей рассеянного излучения для $\theta=90°$ при наблюдении в горизонтальной и вертикальной плоскостях в зависимости от фактора формы частиц.

1 — капли, *2* — кристаллы пластинки, *3* — кристаллы столбики.

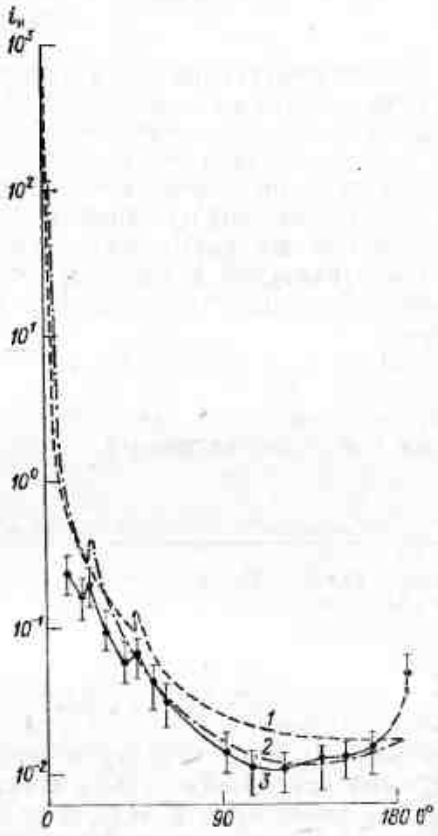


Рис. 3 (9.3.2.2). Индикатрисы рассеяния при $\lambda=0{,}63$ мкм.

1 — расчетная для горизонтальной плоскости рассеяния; *2* — расчетная для вертикальной плоскости рассеяния, *3* — экспериментальная.

Экспериментально обнаруженные особенности рассеяния видимого излучения ледяными кристаллами объясняются при теоретическом рассмотрении рассеяния ансамблем ледяных гексагональных призм с произвольной ориентацией их главных осей в выделенной (горизонтальной) плоскости. На рис. 3 (9.3.2.2) представлены результаты расчетов нормированных индикатрис рассеяния для ледяных призм с гамма-распределением по длинам ($l_m=100$ мкм) и диаметрам ($2a_m=28{,}5$ мкм) и соответствующие экспериментальные данные [10]. Расчетная индикатриса рассеяния удовлетворительно согласуется с экспериментальной в диапазоне $\theta=20\ldots 170°$. Значения коэффициента асимметрии, полученные экспериментально [10] в результате расчета, не превышают расхождения между максимальными и минимальными значениями

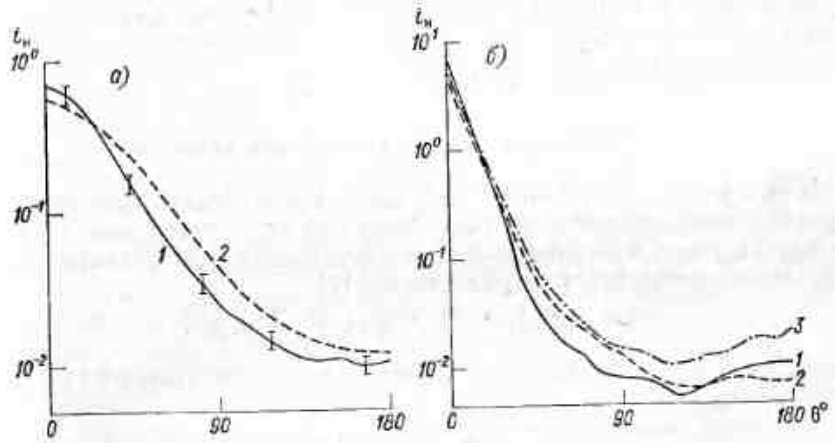


Рис. 4 (9.3.2.2). Индикатрисы рассеяния излучения при $\lambda=10{,}6$ мкм.

а) *1* — экспериментальные данные для ледяных кристаллов с модальным радиусом 2,3 мкм; *2* — расчетные значения для ледяных сфер, $m=1{,}097\ldots i\,0{,}134$; *б*) экспериментальные данные для кристаллов различных форм: *1* — столбики, $l_m=9$ мкм; *2* — пластинки, $2a=9$ мкм; *3* — столбики и пластинки, $l_{max}<20$ мкм.

$i_н(\theta)$, измеренными в одной плоскости. Поэтому в первом приближении при описании осредненной индикатрисы рассеяния асимметрией, по-видимому, можно пренебречь. С погрешностью, не превышающей 30 % [11], эта индикатриса может характеризовать рассеяние кристаллическими облаками и туманами. Для осредненной индикатрисы рассеяния в диапазоне $\theta=10\ldots 170°$ в работе [11] предложено простое выражение

$$i_н(\theta)\approx\frac{T_0\left(\frac{\pi-\theta}{2}\right)}{1+T_0\left(\frac{\pi-\theta}{2}\right)}\left[\frac{3}{4}+\frac{1}{4}T_0\left(\frac{\pi-\theta}{2}\right)\right], \qquad (1)$$

где $T_0(\pi-\theta)/2$ — френелевский коэффициент отражения для неполяризованного падающего излучения [7].

Экспериментально индикатрисы рассеяния инфракрасного излучения ледяными кристаллами различных форм изучены недостаточно. При увеличении поглощения льда (величины $\varkappa$) должна уменьшиться доля излучения, испытавшего два и более преломлений в кристалле. На рис. 4 (9.3.2.2) приводятся результаты изме-

рений индикатрис рассеяния при $\lambda=10{,}6$ мкм и вертикальной поляризации падающего излучения [165]. Отличие формы ледяных кристаллов от сферической при относительно малых их размерах обусловливает различие индикатрис рассеяния (см. рис. 4 *а* (9.3.2.2)). С увеличением размеров кристаллов заметно увеличивается рассеяние в области малых углов θ и совсем немного — рассеяние в обратном направлении (см. рис. 4 *б* (9.3.2.2)). Различие индикатрис рассеяния инфракрасного излучения для столбиков и пластинок проявляется при $\theta>30°$, где основной вклад в рассеяние дает преломленное излучение.

9.3.2.3. Рассеяние назад кристаллическими облаками

Для среды, содержащей ледяные кристаллы произвольных форм и размеров, матрица рассеяния при угле рассеяния π имеет 10 независимых компонентов и интенсивность рассеянного назад излучения описывается выражением [11]

$$I(\pi)=A_{11}I_0+A_{12}Q_0+A_{13}U_0+A_{14}V_0,$$

где I_0, Q_0, U_0, V_0 — параметры Стокса падающего излучения, A_{ij} — компоненты матрицы рассеяния.

Поскольку значение компонентов A_{ij} зависит от формы, размеров и ориентации ледяных кристаллов относительно направления распространения падающего излучения, интенсивность рассеяния назад зависит также и от состояния поляризации падающего излучения.

В табл. 1 (9.3.2.2) представлены значения измеренной индикатрисы обратного рассеяния для кристаллов. Разброс значений при фиксированных углах рассеяния вызван совместным влиянием формы, размеров и ориентации ледяных кристаллов. Так при $\theta\approx\pi$ значения $i_н$ меняются от 0,013 до 0,1. Действительно, результаты расчетов $i_н(\pi)$ для видимого излучения свидетельствуют о существенном влиянии на обратное рассеяние формы и ориентации ледяных кристаллов в пространстве [11, 73, 130, 180]; при этом диапазон изменения $i_н(\theta)$ составляет 0,02—0,8, что в целом согласуется с экспериментальными данными.

Так же как в случае жидкокапельных облаков (см. п. 9.3.1), экспериментально найденная связь интенсивности обратного рассеяния с оптической толщиной кристаллической среды τ линейна до значений $\tau\approx0{,}8$. При $\tau>0{,}8$ линейность нарушается из-за влияния многократно рассеянного излучения [11]. Таким образом, линейность связи сигнала обратного рассеяния с оптической толщиной τ может быть использована при лидарном методе изучения кристаллических облаков вплоть до $\tau\approx0{,}8$.

Результаты натурных измерений показателя обратного рассеяния K_π видимого излучения с $\lambda=0{,}694$ мкм для кристаллических

перистых облаков приведены на рис. 1 (9.3.2.3) [159]. Сезонные различия (рис. 1 *а* (9.3.2.3)) связаны главным образом с различиями в температурном режиме облаков. Как следует из рис. 1 *б* (9.3.2.3), если разделить все случаи наблюдения и по температуре на нижней границе облака, то сезонные различия практически пропадают. При высокой температуре (>-30 °С) показатель

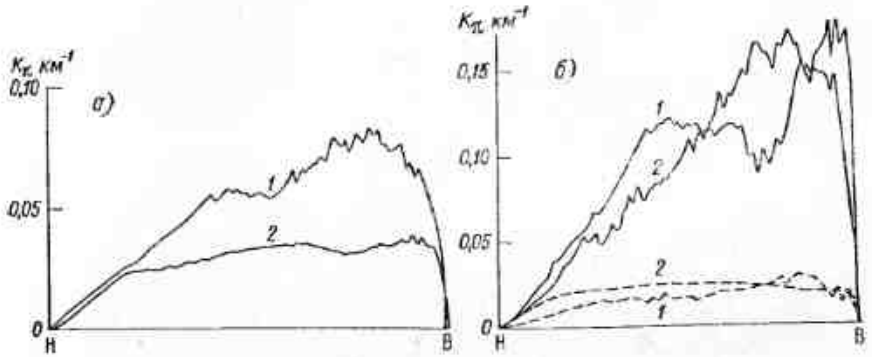


Рис. 1 (9.3.2.3). Профили показателя обратного рассеяния K_π от нижней (Н) до верхней (В) границы перистых облаков.

а) средние профили; *б*) профили для $T<-30$ °С (штриховая кривая) и $T>-30$ °С (сплошная кривая); *1* — лето, *2* — зима.

обратного рассеяния K_π заметно уменьшается по направлению к нижней границе облака. При $t<-30$ °С $K_\pi\leqslant0{,}02$ км$^{-1}$.

Таблица 1 (9.3.2.3)

Значения индикатрисы обратного рассеяния для кристаллов

θ	$i_н(\theta)$	λ мкм	Примечания	Источник
180°±10′		0,63	Лабораторные измерения, неполяризованное падающее излучение	[11]
	0,07—0,1		Кристаллы-столбики	
	0,04—0,06		Кристаллы-пластинки	
180°±2′	0,021—0,035	0,63	Натурные измерения, вертикальная поляризация падающего излучения, объемные кристаллы и агрегаты размером от 1 до 8 мм	[164]
180°±9′	0,013—0,025	0,694	Натурные измерения, поляризованное падающее излучение	[159]
175°	0,0131	0,63	Лабораторные измерения, поляризованное, падающее излучение, ледяные пластинки и столбики	[166]
175°	0,005—0,01	0,63	Лабораторные измерения, поляризованное падающее излучение, ледяные пластинки	[167]

9.3.2.4. Степень линейной поляризации и деполяризации излучения кристаллической облачной средой

Исследования компоненты матрицы рассеяния ледяными кристаллами в настоящее время, к сожалению, малочисленны. На рис. 1 (9.3.2.4) представлены результаты измерения степени линейной поляризации при наблюдении рассеяния в горизонтальной плоскости для диапазона $\theta = 5... 175°$ [166]. Результаты измерений существенно различаются даже для кристаллов одной формы, и только кривая *1* качественно согласуется с теоретическими данными [130] (см. п. 9.2.4.).

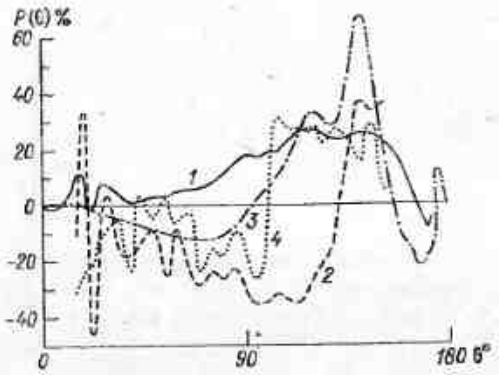


Рис. 1 (9.3.2.4). Угловая зависимость степени линейной поляризации рассеянного излучения для кристаллов (*1—3*) и капель (*4*) (экспериментальные данные).

1 — пластинки, $2a_m = 3{,}5$ мкм; *2* — столбики, $2a = 9$ мкм, $l = 13$ мкм; *3* — пластинки, $2a = 13{,}4$ мкм, $l = 3{,}6$ мкм; *4* — капли, $a_m = 1{,}3$ мкм.

Важную информацию о физических свойствах частиц облаков и туманов содержат данные о поляризации рассеянного излучения по сравнению с падающим. Деполяризация излучения кристаллами происходит вследствие ряда причин (часть излучения выходит из частиц после внутренних отражений от граней, происходит отражение от шероховатой поверхности и т. д.) [84]. На рис. 2 (9.3.2.4) представлены измеренные значения $D_\perp$ и $D_\parallel$ при наблюдении рассеяния в горизонтальной плоскости по данным [167]. Для сравнения приводятся также результаты измерения D в мелкокапельном тумане (модельный диаметр капель 1,5 мкм). При $\theta = 5... 175°$ значения D меняются на три порядка. С увеличением размеров кристаллов величина деполяризации, как правило, возрастает во всем рассмотренном диапазоне углов рассеяния.

Одним из отличительных свойств облачной среды, содержащей ледяные кристаллы, является существенная деполяризация рассеянного назад излучения. Экспериментально она была обнаружена в ряде работ [110, 170]. Результаты измерений деполяризации, проводившиеся с помощью лидаров [11], показали, что для

ледяных кристаллов различных форм значения $D(\theta = \pi)$ неодинаковы и имеют следующие значения:

для кристаллов простой формы, агрегатов, сухих снежинок и замерзших капель $D(\theta = \pi) = 0{,}4... 0{,}5$;

для кристаллов, покрытых инеем, $D(\theta = \pi) = 0{,}6$;

для крупы и тающих снежинок $D(\theta = \pi) = 0{,}7$;

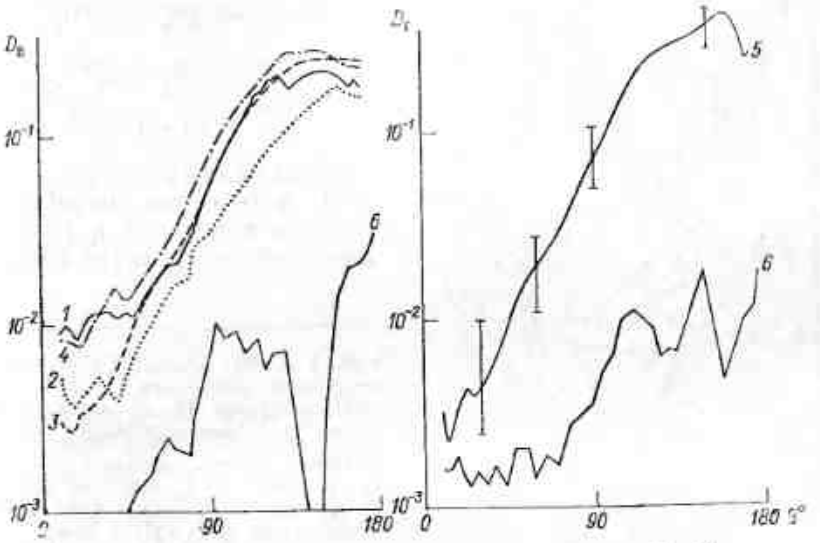


Рис. 2 (9.3.2.4). Деполяризация излучения кристаллами (*1—5*) и каплями (*6*) как функция угла рассеяния.

1 — пластинки, $\alpha_e = 0{,}85$ м$^{-1}$, $2a_m = 5$ мкм; *2* — пластинки, $\alpha_0 = 1{,}0$ м$^{-1}$, $2a_m = 1{,}5$ мкм; *3* — пластинки, $\alpha_0 = 1{,}85$ м$^{-1}$, $2a_m = 3{,}5$ мкм; *4* — столбики, $\alpha_0 = 1{,}95$ м$^{-1}$, $a_m = 5$ мкм; *5* — осредненная кривая для всех кристаллов; *6* — капли, модальный диаметр 1,5 мкм.

для толстых пластинок, игл и замерзших капель $D(\theta = \pi) = 0{,}8... 1{,}0$.

Поскольку даже в оптически плотных капельных облаках вследствие попадания в приемник многократно рассеянного излучения значения $D(\theta = \pi)$ могут превышать 0,05 [162], то, по-видимому, можно говорить о смешанном фазовом составе облака при $0{,}1 < D(\theta = \pi) < 0{,}4$, а при $D(\theta = \pi) > 0{,}4$, вероятно, правильнее считать облако кристаллическим, т. е. практически не содержащим капли. Это важное предположение нуждается еще в экспериментальном обосновании.

9.3.3. Смешанные облака

Для облачных слоев, состоящих из равномерно перемешанных водяных капель и ледяных кристаллов, характеристики рассеяния

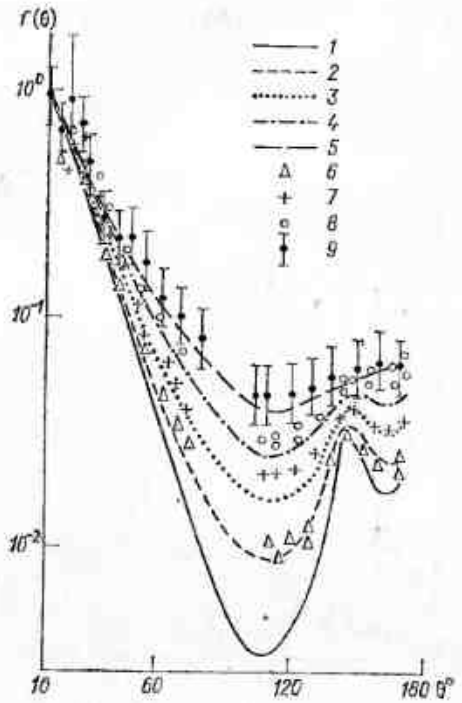


Рис. 1 (9.3.3). Сравнение расчетных индикатрис рассеяния (*1*—*5*) с экспериментальными (*6*—*9*) для облачной среды смешанного фазового состава.

1) водяное облако, модель С.1 ($P_к$=1); *2*) $P_к$=0,727; *3*) $P_к$=0,5; *4*) $P_к$=0,307; *5*) $P_к$=0,143; *6*) $P_к$=0,608... 0,778; *7*) $P_к$=0,362... 0,45; *8*) $P_к$=0,27... 0,368; *9*) $P_к$<0,2.

элементарного облачного объема определяются выражениями

$$i_п^{см} = i_п^к P_к + i_п^{кр} P_{кр},$$
$$\alpha_о^{см} = \alpha_о^к P_к + \alpha_о^{кр} P_{кр},$$
$$\alpha_р^{см} = \alpha_р^к P_к + \alpha_р^{кр} P_{кр},$$
$$\alpha_п^{см} = \alpha_п^к P_к + \alpha_п^{кр} P_{кр}, \quad (1)$$

где индексами см, к, кр обозначены параметры смешанного облака, капельной и кристаллической его фракций соответственно; $P_к$, $P_{кр}$ — вклады капельной и кристаллической фракций в показатель рассеяния излучения:

$$P_к + P_{кр} = 1. \quad (2)$$

Результаты расчетов и измерений относительной индикатрисы рассеяния $f_{см}(\theta) = i_п^{см}(\theta)/i_п^{см}(\theta=10°)$ для видимого излучения при различных значениях $P_к$ [71] приведены на рис. 1 (9.3.3). В качестве индикатрисы рассеяния при $P_к$=1 взята индикатриса водяного облака для модели С.1 [32], а при $P_к$=0 — индикатриса, полученная в [11] без учета гало. Экспериментальные данные хорошо согласуются с теоретическими. С уменьшением $P_к$ величина $f_{см}$ больше всего изменяется в области боковых углов рассеяния. При этом происходит сглаживание максимума в области гало.

9.4. Гало и их наблюдение

Гало — группа оптических явлений в атмосфере, связанных с преломлением и отражением света Солнца (Луны) во взвешенных либо падающих в воздухе ледяных кристаллах. Гало, таким образом, связано с наличием в облаках ледяной фазы (как правило, гало появляется на облаках верхнего яруса) в обширных однородных покровах перисто-слоистых облаков (Cs) или реже, перистых облаков (Ci). Гало наблюдается и в ледяных туманах (иногда называемых алмазной пылью), например в Антарктике [150], или даже в высоких широтах зимой. Есть сообщения и о сходных с гало оптических явлениях, наблюдавшихся на поверхности снежного покрова.

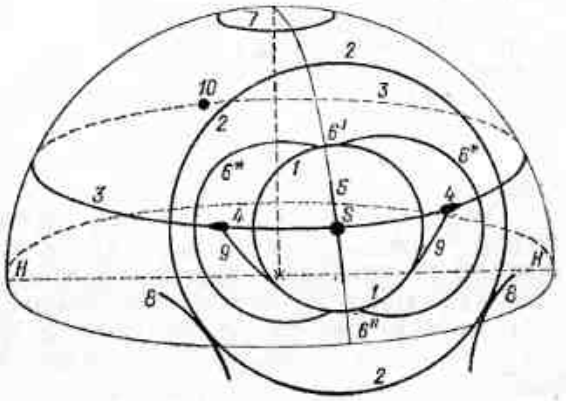


Рис. 1 (9.4). Схема основных явлений гало [139].

Некоторые гало окрашены в радужные цвета, другие же — белые и бесцветные.

На рис. 1 (9.4) изображены схематически различные формы гало. Они все группируются вокруг источника света S (Солнца или Луны). Эти формы, однако, имеют разную повторяемость и не всегда проявляются достаточно отчетливо.

Чаще и отчетливее всего наблюдаются следующие формы гало (следуя нумерации на рис. 1 (9.4)):

1 — гало 22° — кольцо около Солнца с угловым радиусом 22°, со слегка красноватым и четким внутренним краем и более размытым внешним;

2 — гало 46° — концентрическое и сходное с предыдущим кольцо с угловым радиусом 46°; весьма редко появляются кольца с меньшими радиусами;

3 — горизонтальное (паргелическое) кольцо — большое белое кольцо, проходящее через Солнце, на той же угловой высоте $h_⊙$ над горизонтом НН, что и Солнце; иногда охватывает весь небосвод;

4 — ложные или побочные Солнца — цветные, довольно яркие пятна на горизонтальном кольце по обе стороны Солнца, на расстоянии около 22° от него при малых $h_⊙$ (расстояние возрастает при увеличении $h_⊙$); их края, обращенные к Солнцу,— ярко-красные, внешние — голубые; иногда ложные Солнца видны и в отсутствии горизонтального кольца.

К более редким явлениям гало относятся следующие:

5 — вертикальные светлые бесцветные столбы над Солнцем и под ним;

6 — касательные дуги к гало 22° — верхняя и нижняя, касающиеся его в вертикале Солнца; они являются частями весьма редко наблюдавшегося целиком «описанного» или «эллиптического» гало;

7 — околозенитное (малое) кольцо;

8 — касательные дуги к гало 46°; такие касательные дуги удавалось наблюдать [150] (как это представлено и на рис. 1 (9.4)) и ниже горизонта, в ледяном тумане на фоне темного леса;

9 — дуги Ловица — цветные касательные дуги к гало 22°, соединяющие его с ложными Солнцами;

10 — противосолнце — светлое пятно на горизонтальном кольце в точке, противоположной Солнцу; изредка, на 22° по обе стороны от него видны еще два бледных ложных Солнца.

К гало можно отнести также следующие явления;

а) нижнее Солнце, наблюдаемое с самолета, — эллиптическое светлое пятно на расположенном ниже облачном слое под Солнцем на угол $h_\odot$ ниже горизонта; изредка его сопровождают по бокам два ложных Солнца или даже нижний горизонтальный круг;

б) светлые столбы над находящимся близ горизонта Солнцем (см. *5* на рис. 1 (9.4)) или над фонарями (ночью), обычно бесцветные; иногда также столбы возникают и над ложными Солнцами.

9.4.1. Повторяемость различных форм гало

Если повторяемость основной и чаще всего наблюдаемой формы — гало 22° — принять за 100 %, то повторяемость других форм будет иметь следующие значения (по наблюдениям в Центральной Европе):

Форма	*Повторяемость, %*
Ложные Солнца	25,4
Верхние касательные дуги к гало 22°	6,7
Касательные дуги к гало 46°	4,0
Столбы	2,5
Гало 46°	2,3
Горизонтальный круг	1,3
Нижняя касательная дуга к гало 22°	0,6
Побочные ложные Солнца	0,1

9.4.2. Интерпретация явлений гало

Гало зависит от формы и расположения в пространстве ледяных кристаллов, преломляющих и отражающих солнечные лучи. О форме кристаллов было сказано в главе 8. Здесь важно, что

основные интересующие нас оптические эффекты связаны с преломлением в шестигранных призмах (и пластинках) и лишь некоторые более редкие явления (например, гало малых радиусов) зависят от наличия пирамидальных вершин и кристаллов в виде пулек.

Основная форма гало (гало 22°) объясняется преломлением света в шестигранных призмах (рис. 2 (9.4)), при котором луч AB входит в боковую грань и выходит в BA через грань, не смежную с первой, так что преломляющий угол равен 60°. Если луч находится в главной плоскости (перпендикулярной к оси призмы OO),

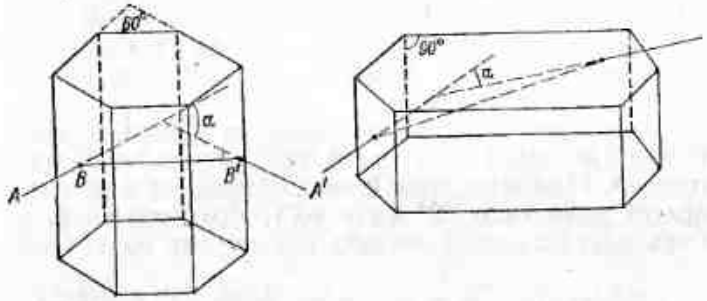


Рис. 2 (9.4). Схема возникновения гало 22 и 46°.

то наименьший возможный угол отклонения — угол между AB и BA — равен $\alpha_к = 21°35'$ для красных лучей и $\alpha_ф = 22°20'$ для фиолетовых, и теория показывает, что наименее отклоненный (фиолетовый) луч и будет наиболее ярким. Если же луч падает не в главной плоскости, а под углом, например, β к ней (в частности, когда мелкие кристаллы расположены в атмосфере хаотически), то углы наименьшего отклонения несколько увеличиваются и, например, при $\beta = 30°$ и $\alpha = 25°$. При этом гало, очевидно, несколько расширяется.

Ложные Солнца возникают аналогично гало 22° тогда, когда преломляющие ледяные призмы расположены вертикально. Эти светлые пятна расположены от Солнца тем далее, чем больше его высота $h_\odot$ над горизонтом, т. е. чем больше угол β. Если призмы колеблются около своего вертикального положения, то сходным образом возникают дуги Ловица.

В случае если луч падает на боковую грань призмы и выходит через ее основание (преломляющий угол 90°) (см. рис. 2 *б* (9.4)), то аналогично гало 22° возникает гало 46°. Ясно, что его появление связано с наличием кристаллов, основание которых достаточно велико по сравнению с боковыми гранями. При хаотическом расположении таких кристаллов образуется гало 46°, при вертикальном положении их осей — околозенитный круг.

Горизонтальное кольцо становится видно при отражении света от боковых граней кристаллов-призм, если только они все

ориентированы вертикально. Считают, что так падают призмы, у которых центр тяжести расположен ниже их геометрического центра. Опыт показывает, что кристаллы, для которых число Рейнольдса Re составляет от 1 до 100 при падении колеблются слабо.

Аналогично, нижнее Солнце наблюдается при отражении лучей от ледяных пластинок или дендритов, падающих плашмя. Падение их установившееся, и при диаметре 1 мм, скорости падения 40 см/с и Re=16. Известно, что более крупные пластинки такого типа могут падать неустойчиво, по винтообразной траектории. Вероятно, столбы над Солнцем, над ложными Солнцами и над фонарями тоже связаны с наличием парящих плашмя и лишь слабо колеблющихся пластинок.

Верхние касательные дуги объясняются преломлением в длинных призмах (иголках), падающих так, что их оси расположены горизонтально. Наиболее яркий выходящий из них луч отстоит тем далее от дуги гало 22° (или 46°), чем больше β, т. е. чем дальше эта часть светлой полосы отстоит от солнечного вертикала.

Следует отметить, что и основные гало 22° и 46°, и горизонтальный круг возникают при достаточной оптической толщине кристаллического облака. Вероятно, это замечание относится в той или иной мере и к другим формам гало.

9.5. Радиационные характеристики облаков

9.5.1. Радиационные характеристики слоистых облаков

Первые обстоятельные измерения альбедо (A) и пропускания (T) облаков St, Sc, Ac были проведены в 1949—1950 гг. [118, 119]. Полеты проводились над и под облаками на расстоянии 100—200 м от облачного слоя в районе Москвы (апрель, октябрь 1949 г.) и в районе Архангельска (май 1949 г. и апрель 1950 г.). Средние значения альбедо приведены в табл. 1 (9.5.1).

Таблица 1 (9.5.1)

Альбедо A (%) облаков различных форм при сплошной облачности мощностью около 300 м [118, 119]

•	St	Ac	Sc	Sc→Cu	Sc 106, с просветами
Архангельск	—	73	64	52	46
Москва	56	71	—	—	44

Среднее поглощение в районе Архангельска было равно 3,5±0,2 %, а в Москве — 7,2±1,8 %. На рис. 1 и 2 (9.5.1) приведены значения альбедо и пропускания облаков в зависимости от их мощности (H). Разброс данных (каждая точка — это среднее значение, полученное по результатам примерно 40 измерений) связан, по-видимому, с различиями микроструктуры облаков.

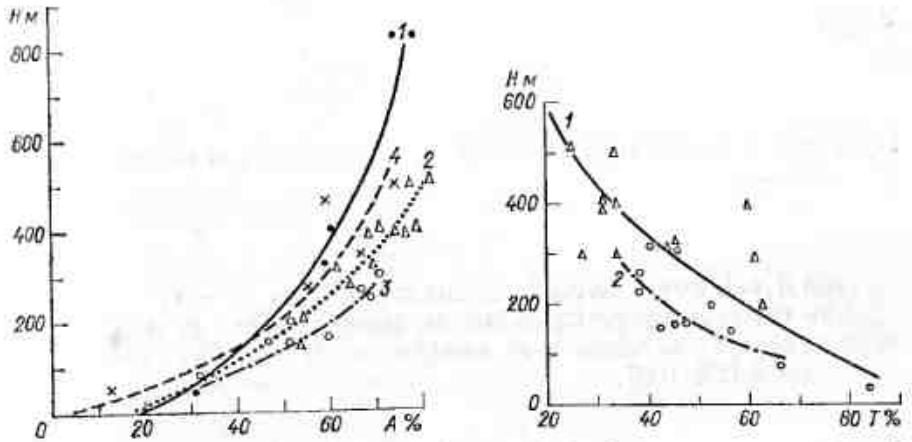


Рис. 1 (9.5.1). Зависимость альбедо A сплошной облачности от мощности H облаков.

1, 2, 3 — средние значения для Москвы и Архангельска [118, 119]: *1* — St, *2* — Sc, *3* — Ac; *4* — St, Калифорния [156].

Рис. 2 (9.5.1). Зависимость пропускания T сплошной облачности от мощности H облаков [118, 119].

1 — Sc, Архангельск; *2* — Ac, Москва, Архангельск.

Большой объем данных измерений потоков длинноволновой (ДВР) и коротковолновой (КВР) радиации при наличии облаков содержится в работах [77, 78].

Наиболее полное исследование радиационных свойств слоистой и слоисто-кучевой облачности с самолетов провели с 1967 по 1980 г. Н. И. Гойса, В. М. Шошин, А. С. Горб [19—28, 100, 106, 124].

При рассмотрении радиационного баланса атмосферы требуется знание потока радиации $F\uparrow$, уходящего в верхнюю полусферу над верхней границей облаков. Величину, равную отношению соответствующих потоков КВР, направленных вверх и вниз на верхней границе (ВГ) облаков, иногда называют альбедо облаков:

$$A_{\text{ВГ}} = \frac{F_{\text{ВГ}}\uparrow}{F_{\text{ВГ}}\downarrow}. \qquad (1)$$

Именно эту величину часто измеряют в летних экспериментах. В то же время если отраженная от облачного слоя КВР рассчи-

тывается с учетом пропускания и многократного отражения от подстилающей поверхности, то [100]

$$A^* = \frac{A_{вг} - T^2 A_п}{1 - T^2 A_п^2}. \quad (2)$$

Здесь

$$T = \frac{F_{нг}\downarrow}{F_{вг}\uparrow}, \quad A_п = \frac{F_п\uparrow}{F_п\downarrow}. \quad (3)$$

Индексом и обозначено значение F, относящееся к подстилающей поверхности.

Пропускание, следовательно, описывается выражением [100]

$$T^* = T(1 - A_п A^*). \quad (4)$$

При $A_п = 0$ имеют место равенства: $A^* = A_{вг}$, $T^* = T$.

Для облаков слоистых форм истинное альбедо A^* и истинное пропускание T^* связаны с их мощностью H эмпирическими соотношениями [25, 100].

Для $0 < H \leqslant 1{,}0$ км:

$$T^* = \exp[-(5{,}5 - 3{,}74H)H],$$

$$A^* = 1 - \exp[-(4{,}7 - 3{,}24H)H]. \quad (5)$$

Удовлетворительной является и дробно-линейная аппроксимация:

$$A^* = \frac{H}{a + bH},$$

$$T^* = 1 - \frac{H}{a' + b'H}, \quad (6)$$

где значения a, b, a', b' даны в табл. 2 (9.5.1) для разных H.

Эмпирические соотношения (6) теряют физический смысл при очень больших H, ибо при $H \to \infty$, $A^*_\infty = 89{,}7$ %, $T^*_\infty = 6{,}6$ %, $П^*_\infty = 3{,}7$ %.

Таблица 2 (9.5.1)

Значения параметров a, a', b, b' в формулах (6)

H км	a км	b	a' км	b'
$<0{,}25$	2,73	5,0	2,18	5,0
0,25—0,7	1,03	10,8	0,93	10,0
$\geqslant 0{,}7$	0,58	11,5	0,62	10,7

Зависимость альбедо и пропускания КВР можно выразить через водозапас m (г/м²) [25]:

$$A^* = 1 - \exp(-0{,}455 m^{0{,}255}),$$

$$T^* = \exp(-0{,}555 m^{0{,}255}). \quad (7)$$

Поглощательная способность П* описывается формулой

$$П^* = 1 - A^* - T^*. \quad (8)$$

Относительной поглощательной способностью называют величину

$$П = \frac{R(z_{вг}, z_{нг})}{F_{вг}\downarrow}, \quad (9)$$

где $R(z_{вг}, z_{нг})$ — приток КВР к облачному слою, равный

$$R(z_{вг}, z_{нг}) = [F_{вг}\downarrow - F_{вг}\uparrow] - [F_{нг}\downarrow - F_{нг}\uparrow]. \quad (10)$$

Эффективной поглощательной способностью облака $П_{эф}$ называют величину, определяемую по формуле (9), где в знаменателе стоит $F_{вх}$ (количество радиации, поступающей в облако), равное [100]

$$F_{вх} = F_п\downarrow(1 - A^*_п)\left(1 + \frac{T^* A_п}{1 - A^* A_п}\right). \quad (11)$$

$П_{эф}$ также можно связать с водозапасом m [25]:

$$П_{эф} = 1 - \exp\left(-0{,}11\sqrt[4]{m}\right). \quad (12)$$

Если неизвестны микроструктурные характеристики облаков, то в среднем можно оценить значения A^* и T^* по толщине облаков H. Кроме того, определенное влияние оказывает и высота Солнца $h_\odot$. В работе [25] предложена следующая эмпирическая зависимость:

$$A^* = 1 - \exp[-(6{,}42 - 5{,}40H)H + 0{,}48H^{-0{,}1}\sin h_\odot],$$

$$T^* = \exp[-(7{,}15 - 5{,}40H)H + 0{,}56H^{-0{,}1}\sin h_\odot]. \quad (13)$$

Для St и Sc среднее значение $П^* \approx 7{,}4$ %.

На рис. 3—5 (9.5.1) приведена зависимость A^*, T^*, $П_{эф}$ от H и m для St и Sc, а в табл. 3 (9.5.1) указана их зависимость от мощности облаков и высоты Солнца, найденная по результатам 112 зондирований на Украине [25].

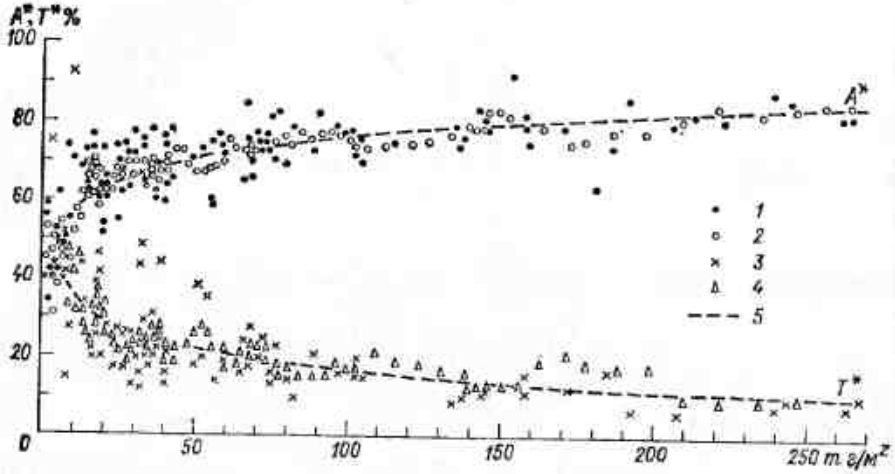


Рис. 3 (9.5.1). Зависимость «истинных» значений альбедо A^* и пропускания T^* облаков St—Sc от их водозапаса m (г/м²) [25, 100].

1 и *3* — результаты конкретных измерений A^* и T^* соответственно; *2* и *4* — скользящие средние для пяти случаев; *5* — кривые, соответствующие формулам (7) п. 9.5.1.

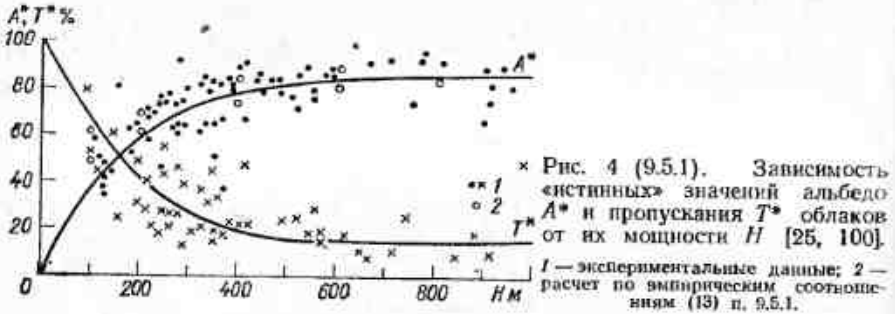


Рис. 4 (9.5.1). Зависимость «истинных» значений альбедо A^* и пропускания T^* облаков от их мощности H [25, 100].

1 — экспериментальные данные; *2* — расчет по эмпирическим соотношениям (13) п. 9.5.1.

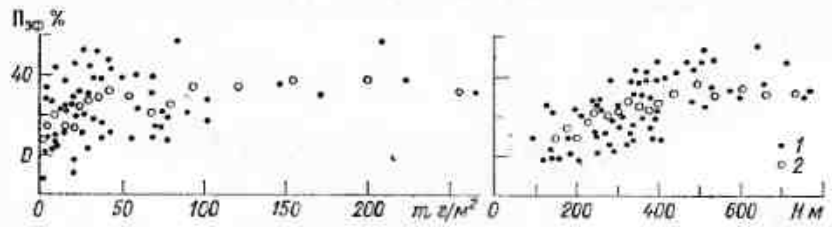


Рис. 5 (9.5.1). Зависимость эффективной поглощательной способности $П_{эф}$ от водозапаса m и мощности H St и Sc [25].

1 — результаты конкретных измерений; *2* — скользящие средние по данным 10 измерений.

Таблица 3 (9.5.1)

Зависимость A^*, T^*, $П^*$ и $П_{эф}$ облаков St и Sc от высоты солнца и мощности облаков [25]

H м	$h^\circ_\odot$	T^* %	A^* %	$П^*$ %	$П_{эф}$ %	H м	$h^\circ_\odot$	T^* %	A^* %	$П^*$ %	$П_{эф}$ %
175	10	37,0	59,5	3,5	8,6	450	10	14,5	80,0	5,5	27,5
	20	43,5	52,4	4,1	8,6		20	16,0	77,5	6,5	28,8
	30	48,8	47,0	4,2	8,0		30	17,5	75,8	6,7	27,7
	40	53,2	43,6	3,2	5,7		40	19,0	74,2	6,8	26,4
	50	56,0	41,0	3,0	5,1		50	20,5	72,8	6,7	24,6
260	10	23,2	72,0	4,8	17,2	610	10	11,5	83,6	4,9	29,8
	20	27,8	67,0	5,2	15,7		20	12,5	81,2	6,3	33,4
	30	31,0	62,8	6,2	16,6		30	14,0	79,7	6,3	31,0
	40	34,5	59,2	6,3	15,4		40	15,7	78,2	6,1	27,9
	50	37,2	57,0	5,8	13,5		50	17,0	77,0	6,0	26,0
350	10	18,5	75,5	6,0	24,5	900	10	10,0	85,6	4,4	30,5
	20	19,8	73,2	7,0	26,1		20	11,0	83,2	5,8	34,5
	30	22,3	70,8	6,9	23,6		30	11,7	82,0	6,3	35,0
	40	23,8	68,8	7,4	23,7		40	12,3	81,0	6,7	35,2
	50	25,6	67,4	7,0	21,5		50	13,0	80,0	7,0	35,0

9.5.2. Радиационные характеристики кучевых облаков

На радиационные параметры облачного слоя большое влияние оказывает количество облачности (n).

Для полей кучевых облаков предложены аппроксимационные формулы [23, 100] для расчета поправки к величине альбедо за счет наличия облаков

$$\Delta A(n) = \frac{n}{0{,}826 - 0{,}060n}, \qquad (1)$$

где $\Delta A(n)$ — в процентах, а n — в баллах.

На рис. 1 (9.5.2) * и в табл. 1 (9.5.2) приведены сведения об альбедо облачности по данным 262 измерений за 1971—1974 гг.

Зависимость пропускания облачного слоя от n имеет вид

$$T(n) = T(0) - \frac{n}{a - bn}, \qquad (2)$$

где $T(0)$ — пропускание того же слоя при отсутствии в нем облаков [21, 100]; $a = 0{,}14 + 0{,}15/H$; $b = 0{,}0034 + 0{,}0121/H$ (H — в ки-

* На рис. 1 (9.5.2) кривая ΔA рассчитана авторами по формуле

$$\Delta A(n) = \frac{n}{1{,}03 - 0{,}082n}. \qquad (1')$$

Легко убедиться, что значения, рассчитанные по формулам (1) и (1'), близки.

лометрах), $T(0)=96{,}3\ \%$. Часто при неизвестном H используют константы $a=1{,}0$ и $b=0{,}086$ [22]. Соответственно эффективная поглощательная способность описывается выражением

$$\Pi_{эф}(n)=\Pi_{эф}(0)+\frac{n}{1{,}85-0{,}172n}, \qquad (3)$$

где $\Pi_{эф}(0)=3{,}8\ \%$ (по данным за 1971—1972 гг.) [22, 100].

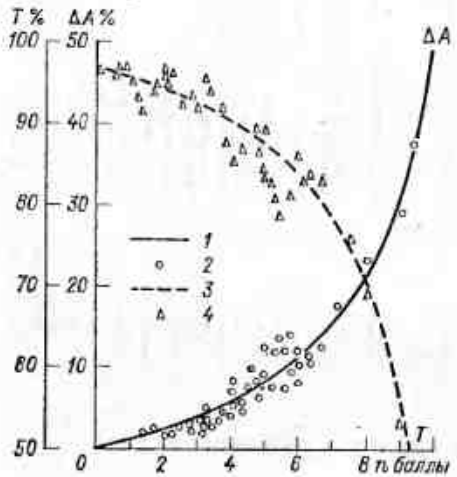


Рис. 1 (9.5.2). Зависимость поправки на альбедо $\Delta A(n)$ верхней границы облачного слоя к функции пропускания $T(n)$ от количества n кучевых облаков [22].

1 — ΔA, рассчитанное по формуле (1); *2* — ΔA по данным измерений; *3* — T, рассчитанное по формуле (2); *4* — T по данным измерений.

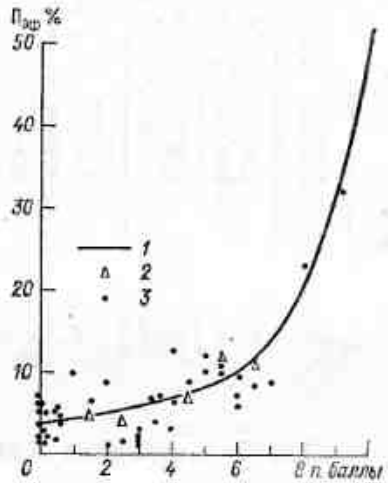


Рис. 2 (9.5.2). Зависимость эффективной поглощательной способности $\Pi_{эф}$ от количества облаков n [22].

1 — $\Pi_{эф}$, рассчитанное по формуле (3); *2* — осредненные экспериментальные значения; *3* — данные отдельных измерений.

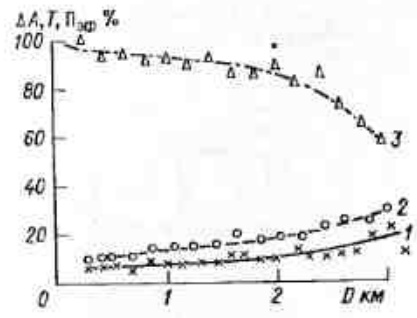
В табл. 2 и 3 (9.5.2) содержатся сведения о T и $\Pi_{эф}$, а на рис. 2 (9.5.2) приводится зависимость $\Pi_{эф}$ от количества облачности.

Большое влияние на радиационное поле кучевой облачности оказывают размеры облаков, т. е. их высота и протяженность [28]. На рис. 3 и 4 (9.5.2) приведена зависимость ΔA, T и $\Pi_{эф}$ от этих параметров. На этих же рисунках даны кривые, рассчитанные по соответствующим эмпирическим соотношениям (1)—(3). Сравнительно малый разброс точек говорит о хорошем качестве параметризации.

Эффективное излучение слоя облачности можно оценить по эмпирическому соотношению [20, 24, 26—28]

$$E_{эф}(n)=E_{эф}(0)(1-0{,}705n^2), \qquad (4)$$

где n — степень покрытия небосвода облаками в долях единицы.



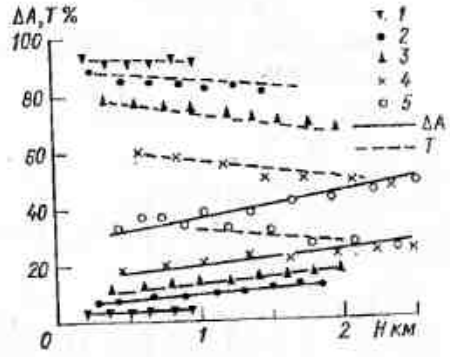


Рис. 3 (9.5.2). Связь добавки к альбедо ΔA (*1*), поглощения $\Pi_{эф}$ (*2*) и пропускания T (*3*) солнечной радиации облачным слоем с горизонтальным размером кучевых облаков D [28].

Рис. 4 (9.5.2). Связь добавки к альбедо ΔA и пропускания T солнечной радиации облачным слоем с мощностью кучевых облаков H по градациям n [28].

1) 1—2 балла, *2*) 3—4, *3*) 5—6, *4*) 7—8, *5*) 8—9 баллов.

Таблица 1 (9.5.2)

Повторяемость (%) градаций альбедо верхней границы $A_{ВГ}$ облачного слоя при различном количестве n кучевой облачности [23, 100]

$A_{ВГ}$ %	n баллы								
	0	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—10
5,0—9,0	1,9								
9,1—13,0	13,1	5,3	3,1	3,3					
13,1—17,0	80,0	28,9	17,4	5,0	7,1	1,7			
17,1—21,0	5,0	55,3	55,9	48,3	33,8	22,8	7,3		
21,1—25,0		7,9	20,6	36,7	26,8	33,3	36,7	24,1	2,7
25,1—29,0		2,6	3,0	5,0	13,3	23,0	24,4	20,7	2,7
29,1—33,0				—	1,5	10,6	14,6	10,3	—
33,1—37,0				1,7	4,5	5,2	9,7	20,6	8,1
37,1—41,0					1,5	1,7	5,6	20,9	13,6
41,1—45,0					1,5	1,7	1,7	1,7	8,2
45,1—49,0								1,7	13,5
49,1—53,0									13,5
53,1—57,0									10,8
57,1—61,0									10,8
61,1—65,0									5,4
65,1—69,0									5,4
69,1—73,0									—
73,1—77,0									2,7
77,1—81,0									2,7
$\bar{A}_{ВГ}$ %	14,5	18,8	19,1	20,7	22,9	25,0	27,2	31,9	50,0

Таблица 2 (9.5.2)

Повторяемость (%) градаций коэффициента пропускания T солнечной радиации облачным слоем в зависимости от количества n кучевой облачности (1971—1974 гг.) [21, 100]

T %	n баллы								
	0	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—10
99,0—96,1	42,5	9,2							
96,0—93,1	34,0	33,9	12,0	4,4					
93,0—90,1	19,2	27,5	22,2	11,3	6,9	1,9			
90,0—87,1	4,3	17,4	31,7	27,0	14,6	1,9			
87,0—84,1		3,7	17,7	17,0	12,3	5,7	1,5		
84,0—81,1		3,7	8,3	15,7	14,6	8,6	4,4	2,9	
81,0—78,1		3,7	3,8	6,6	17,7	18,0	4,4	—	
78,0—75,1		0,9	2,5	8,9	10,0	19,0	13,2	2,9	
75,0—72,1			0,6	6,3	8,5	10,5	8,8	8,8	
72,0—69,1			0,6	1,3	7,7	10,5	8,8	—	
69,0—66,1			—	—	3,1	9,5	7,4	5,9	2,8
66,0—63,1			—	0,6	1,5	1,9	4,4	2,9	—
63,0—60,1			0,6	0,6	2,3	4,8	11,8	11,8	2,8
60,0—57,1					—	2,9	11,8	11,8	—
57,0—54,1					0,8	1,0	4,4	12,1	5,6
54,0—51,1						1,9	5,9	5,9	2,8
51,0—48,1						1,9	7,3	5,9	2,8
48,0—45,1							4,4	8,8	11,1
45,0—42,1							—	—	2,8
42,0—39,1							1,5	2,9	2,8
39,0—36,1								2,9	11,1
36,0—33,1								—	5,6
33,0—30,1								2,9	11,1
30,0—27,1								2,9	11,1
27,0—24,1								2,9	13,9
24,0—21,1								2,9	5,5
21,0—18,1								—	—
18,0—15,1								2,9	5,4
15,0—12,1									2,8
$\overline{T}$ %	95	91	88	86	82	77	70	58	33
N	94	109	158	159	130	105	68	34	36

Таблица 3 (9.5.2)

Повторяемость (%) градаций эффективной поглощательной способности облачного слоя $\Pi_{эф}$ в зависимости от количества n кучевой облачности (1971—1974 гг.) [21, 100]

$\Pi_{эф}$ %	n баллы								
	0	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—10
0,0—3,0	20,3	12,8	8,9	5,6	2,3	0,9			
3,1—6,0	54,4	48,1	28,7	27,4	17,3	4,8	5,6	8,0	
6,1—9,0	22,8	24,7	31,2	21,8	13,6	9,6	8,5	3,0	
9,1—12,0	2,5	4,5	17,9	17,4	23,0	23,1	7,0	—	
12,1—15,0		3,6	4,5	10,0	15,9	18,3	8,6	—	2,8
15,1—18,0		4,5	5,1	5,6	7,6	12,6	8,6	6,0	2,8
18,1—21,0		1,8	1,9	8,6	7,6	6,8	8,6	3,0	—
21,1—24,0			0,6	1,8	6,0	5,8	8,6	9,0	8,6
24,1—27,0			0,6	0,6	3,1	5,8	8,8	5,0	14,3
27,1—30,0			—	—	0,7	4,8	11,4	12,0	5,8
30,1—33,0			—	0,6	2,2	2,0	5,7	9,0	2,9
33,1—36,0			0,6	0,6	—	—	1,4	3,0	2,9
36,1—39,0					0,7	0,9	7,0	9,0	14,3
39,1—42,0						1,8	7,0	9,0	2,9
42,1—45,0						0,9	2,8	3,0	11,3
45,1—48,0						—	1,4	3,0	2,9
48,1—51,0						—	—	—	5,8
51,1—54,0						—	—	—	2,9
54,1—57,0						0,9		3,0	11,4
57,1—60,0								3,0	—
60,1—63,0								—	—
63,1—66,0								6,0	—
66,1—69,0								3,0	2,8
69,1—72,0								3,0	2,8
72,1—75,0									2,8
75,1—78,0									2,8
$\overline{\Pi}_{эф}$ %	4,5	6,4	8,0	9,8	12,1	14,8	19,2	27,6	41,0

Таблица 4 (9.5.2)

Экспериментальные данные о притоке ДВР (Вт/м²) к облачному слою в зависимости от количества n кучевой облачности [20]

Характеристика	n баллы					
	0	1—2	3—4	5	6—7	8—9
$\Delta B_{эф\,ср}$	17,4	25,8	37,0	45,4	80,2	139,6
$\Delta B_{эф\,max}$	56,5	90,7	100,5	92,4	124,9	216,3
$\Delta B_{эф\,min}$	—3,5	—12,6	6,3	18,8	41,9	62,8
	12,6	22,3	27,9	27,2	33,5	71,2
Число случаев	33	21	30	14	12	4

Приток ДВР к облачному слою при этом описывается формулой

$$\Delta E_{эф}(n) = \Delta E_{эф}(0)(1 + 0{,}85n^2), \quad (5)$$

а полный приток тепла за счет ДВР и КВР — выражением

$$\Delta B(n) = \Delta B(0)(1 + 0{,}070n^2), \quad (6)$$

где $\Delta B(0) = 14$ Вт/м². В табл. 4 (9.5.2) приведены сведения о ДВР при кучевой облачности.

В работе [27] даются сведения об эффективном излучении на верхней и нижней границах облачности, а также зависимость эффективного излучения от соотношения между рассеянной и суммарной радиацией на уровне верхней границы облачности. Данные ряда авторов свидетельствуют об изменчивости потоков ДВР в облачном слое [24, 26, 156].

9.6. Влияние облачности на суммарную радиацию у поверхности Земли

Облачность заметно ослабляет коротковолновую радиацию у поверхности Земли [61, 62, 94], что хорошо видно из табл. 1 (9.6).

Таблица 1 (9.6)

Ослабление прямой солнечной радиации облачностью в целом за год по территории СССР [94]

Территория	Ослабление, %
Европейская часть СССР	
Севернее полярного круга	25—30
Южнее полярного круга до 50° с. ш.	35—40
Южнее 50° с. ш.	40—50
Черноморское побережье, Южный берег Крыма, районы Нижней Волги	50—55
Азиатская часть СССР	
Севернее полярного круга, Камчатка, Курильские острова	20—35
Средне-Сибирское плоскогорье, южнее 58° с. ш.	
Западно-Сибирская равнина, Сахалин	35—45
Восточная часть Якутии, Прибайкалье, Дальний Восток	45—55
Юг Восточной Сибири (включая юг Красноярского края и Забайкалье), северный и центральный Казахстан	50—60
Равнинные районы Средней Азии, включая южный Казахстан	60—70

В табл. 2 (9.6) представлены средние значения солнечной S, рассеянной D и суммарной Q радиации, полученные в результате ежечасных наблюдений в Павловске за 1931—1940 гг. (более 46 000 измерений) [54]. В табл. 3 и 4 (9.6) представлена

Таблица 2 (9.6)

Зависимость интенсивности солнечной, рассеянной и суммарной радиации (Вт/м²) при безоблачной атмосфере и сплошной облачности разных форм (n=10 баллов) от высоты солнца [54]

Форма облаков	$h^\circ_\odot$										
	0	2,5	5	7,5	10	15	20	25	30	40	50
Солнечная радиация S Вт/м²											
Безоблачно	0	21	42	63	91	154	230	321	412	586	768
Ci	0	0	0	0	0	28	77	146	223	439	628
Cs	0	0	0	0	0	0	7	63	126	293	488
Ac	0	0	0	0	0	0	0	0	0	84	216
As	0	0	0	0	0	0	0	0	7	35	70
Frst	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	35
Sc	0	0	0	0	0	0	9	0	0	0	0
St	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Рассеянная радиация D Вт/м²											
Безоблачно	0	14	21	28	35	49	55	63	70	77	84
Ci	7	21	35	49	63	91	132	133	154	181	202
Cs	14	28	42	63	77	105	133	160	188	237	279
Ac	7	28	42	63	77	152	154	181	216	272	307
As	14	21	35	49	63	91	119	140	167	209	244
Frst	0	7	14	14	21	35	56	91	112	146	167
Sc	0	0	7	14	28	56	91	119	148	188	230
St	0	7	14	14	28	42	56	78	91	112	133
Суммарная радиация Q Вт/м²											
Безоблачно	0	35	63	91	126	202	286	384	483	670	851
Ci	7	21	35	49	63	119	188	279	377	600	830
Cs	14	28	42	63	77	105	140	223	314	530	768
Ac	7	28	42	63	77	112	154	181	226	356	523
As	14	21	35	49	63	91	119	140	174	244	314
Frst	0	7	14	14	21	35	56	91	132	154	202
Sc	0	0	7	14	28	56	91	119	140	188	243
St	0	7	14	14	28	42	56	70	91	112	132

зависимость рассеянной радиации от количества облачности по результатам измерений в Карадаге в 1952—1956 гг. [1], а на рис. 1 (9.6) — зависимость от высоты солнца при n=6 баллов [1].

На рис. 2—5 (9.6) представлены результаты работы [29], полученные по данным Карадагской актинометрической обсерватории в 1955—1964 гг. (более 2000 наблюдений).

Таблица 3 (9.6)

Зависимость средней интенсивности рассеянной радиации (Вт/м²) от количества облаков и высоты солнца для различных форм облачности (Карадаг, 1955—1964 гг.) [1]

n баллы	$h^\circ_\odot$						
	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70
				Ci, Cs, Cc			
1	21	70	98	126	140	146	146
2	28	77	105	132	146	160	167
3	35	84	105	112	126	140	140
4	28	70	98	126	132	146	146
5	42	77	98	132	146	160	167
6	28	84	112	132	140	160	167
7	35	98	129	146	154	167	174
8	49	105	132	154	160	167	—
9	42	91	140	167	181	191	—
10	42	105	154	195	223	251	252
				As, Ac			
1	21	63	98	112	140	154	160
2	35	63	105	140	167	181	—
3	28	70	105	132	146	154	—
4	42	91	132	174	209	237	—
5	21	77	126	140	174	181	181
6	42	84	140	180	181	195	223
7	49	105	146	195	—	—	—
8	42	105	174	258	349	426	—
9	42	91	154	209	286	391	502
10	28	84	140	195	265	314	363
				Cu, Sc, St			
1	35	84	98	126	140	146	154
2	49	77	105	132	140	146	160
3	42	84	105	132	160	174	181
4	42	91	119	154	181	202	223
5	14	91	146	174	188	209	216
6	42	98	140	188	216	244	—
7	28	84	167	209	230	265	307
8	42	106	167	216	258	293	328
9	28	84	140	202	251	307	363
10	14	70	111	167	195	244	279

В 1970 г. Р. Г. Тимановская и Е. М. Фейгельсон [108] рассмотрели относительные потоки прямой солнечной $S^*=S(n)/S(0)$ и суммарной $Q^*=Q(n)/Q_0$ радиации по результатам непрерывной регистрации продолжительностью 2—5 ч в околополуденное

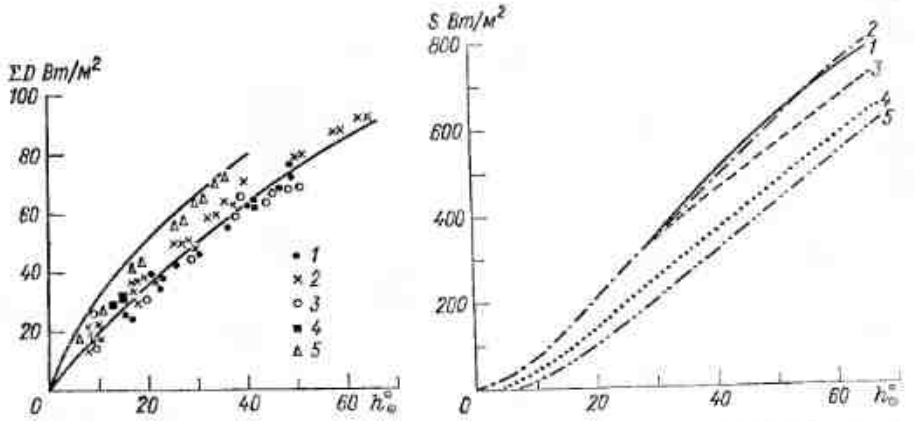


Рис. 1 (9.6). Зависимость средних многолетних часовых сумм рассеянной радиации от высоты солнца при средней многолетней облачности $n=6$ баллов по данным наблюдений в различных пунктах [1].

1 — Якутск; *2* — Карадаг, *3* — Владивосток, *4* — Тбилиси, *5* — Иркутск (снежный покров).

Рис. 2 (9.6). Зависимость интенсивности прямой солнечной радиации от высоты солнца при ясном небе и облаках верхнего яруса [29].

1) безоблачно, *2*) 1—5 баллов Ci при ⊙², *3*) 6—9 баллов Ci при ⊙, *4*) 9—10 баллов Ci при ⊙², *5*) 6—9 баллов Cs при ⊙°.

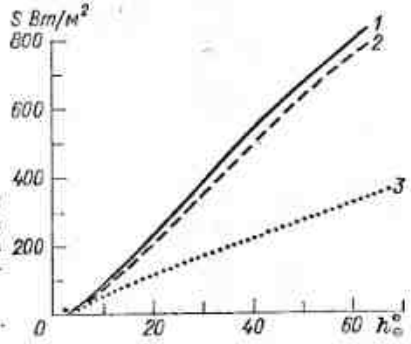


Рис. 3 (9.6). Зависимость интенсивности прямой солнечной радиации от наличия на небосводе облаков среднего яруса, когда состояние диска солнца оценивается знаком ⊙ [29].

1) безоблачно, *2*) 1—5 баллов Ac, *3*) 6—9 баллов Ac.

Таблица 4 (9.6)

Значения рассеянной радиации (Вт/м²) при наличии слоистой облачности (Карадаг, 1952—1956 гг.) [1]

Форма облачности	$h^\circ_\odot$						
	10	20	30	40	50	60	70
St	28,6	75,4	138,2	228,2	383,8	—	—
Sc	34,2	68,4	237,2	237,2	341,9	—	—
Cs	69,8	133,9	187,0	234,4	265,2	301,4	332,1
Ac	71,2	136,8	274,9	279,1	368,4	482,9	—

время (1967—1968 гг., Звенигород). Были получены эмпирические соотношения, качество которых характеризуется приведенными в скобках коэффициентами корреляции r. Сравнительно низкие

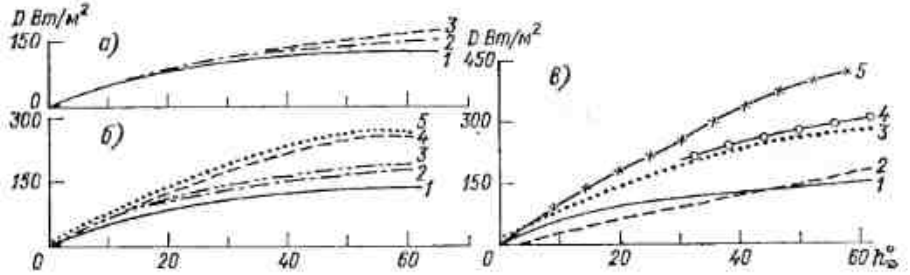


Рис. 4 (9.6). Влияние облачности на рассеянную радиацию при различных высотах солнца [29].

а) *1* — безоблачно; *2* — 1—5 баллов Cl, Cs при ⊙; *3* — 1—5 баллов Cu fr., Sc, Ac при ⊙; *б)* *1* — безоблачно; *2* и *3* — 6—9 баллов Cl, Cs при ⊙; *4* — 6—9 баллов Sc, Cu при ⊙; *5* — 6—9 баллов Ac, As при ⊙; *в)* *1* — безоблачно, *2* — 10 баллов Ns, Sc при ⊙ и П; *3* — 10 баллов Ci при ⊙; *4* — 10 баллов As при ⊙; *5* — [10] баллов Ac при ⊙°.

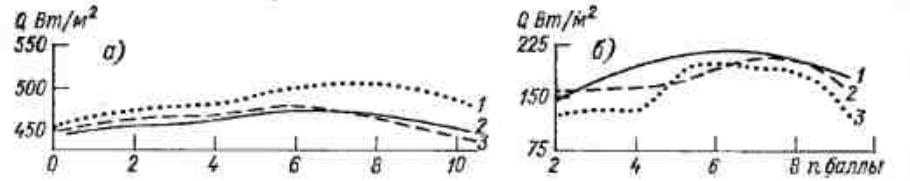


Рис. 5 (9.6). Влияние количества некоторых форм облаков на изменение суммарной радиации Q при высоте солнца 30° [29].

а) *1* — Cu при ⊙, ⊙¹; *2* — Ci при ⊙, ⊙²; *3* — Ac при ⊙, ⊙³; *б)* *1* — Ac при П; *2* — Cu при П; *3* — Sc при П.

значения r свидетельствуют о большом разбросе данных измерений вокруг прямых, описываемых соотношениями

$$S^* = 1{,}42 - 1{,}60n \quad (r = 0{,}72),$$
$$Q^* = 1{,}24 - 0{,}85n \quad (r = 0{,}85), \qquad (1)$$

где n — в долях единицы.

В 1973 г. были получены несколько иные результаты [107] с более высокими значениями коэффициента корреляции для S^*:

$$S^* = 1{,}04 - 0{,}10n \quad (r = 0{,}89),$$
$$Q^* = 1{,}00 - 0{,}06n \quad (r = 0{,}81). \qquad (2)$$

Аппроксимируя данные работы [85] для кучевой облачности, получаем:

$$S^* = 1{,}0 - 0{,}1n. \qquad (3)$$

На рис. 6 (9.6) и в табл. 5 (9.6) представлены обобщенные статистические значения Q^* для Ci, Cs, St и Ns по станциям Архангельск, Усть Вымь, Воейково, Минск, Курск, Кушаренково, Волгоград, Кишинев, Аскания-Нова [80].

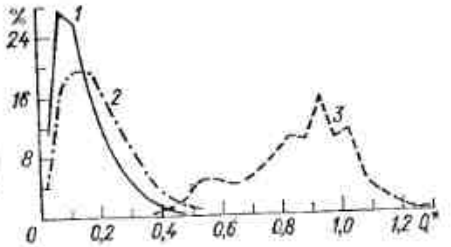


Рис. 6 (9.6). Повторяемость (%) значений относительной суммарной радиации Q^* при сплошной облачности, обобщенная по 9 пунктам наблюдений [80].

1 — Ns, *2* — St, *3* — Ci.

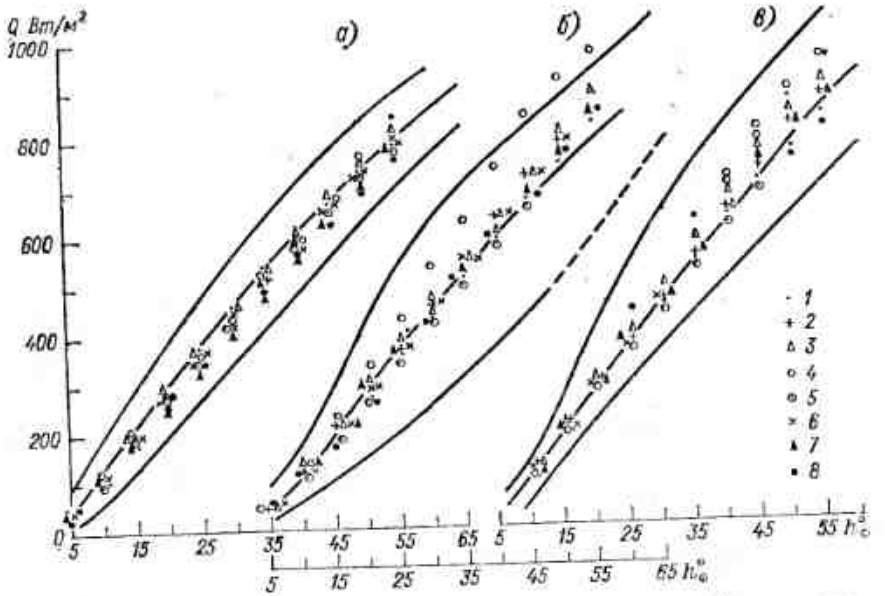


Рис. 7 (9.6). Средняя интенсивность суммарной радиации Q и пределы колебания ее при наличии облаков верхнего (*а*), среднего (*б*) ярусов и вертикального развития (*в*) и при разном состоянии диска солнца [94].

1) ⊙¹, 2—3 балла; *2)* ⊙², 4—5 б.; *3)* ⊙², 6—7 б., *4)* ⊙², 8—9 б.; *5)* ⊙, 2—3 б.; *6)* ⊙, 4—5 б.; *7)* ⊙, 6—7 б.; *8)* ⊙, 8—9 баллов.

На рис. 7 (9.6) приводятся пределы колебаний Q в зависимости от высоты Солнца [94].

Радиационные характеристики облачности в полярных районах рассмотрены в работах [12, 56, 64, 83]. В работе [64] ослабление радиации описывается формулой

$$\Pi = \frac{Q_{\text{ВГ}}(0) - Q_{\text{НГ}}(n)}{Q_{\text{ВГ}}(0)}. \qquad (4)$$

На рис. 8 (9.6) приведена зависимость П от мощности облака, полученная в августе—сентябре 1959 г., а в табл. 6 (9.6) — данные о поглощении радиации для некоторых форм облаков [64], полученные в то же время.

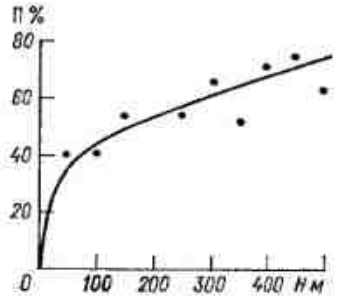


Рис. 8 (9.6). Зависимость величины ослабления радиации П (%) от мощности облака H [64].

Таблица 5 (9.6)

Обобщенные статистические характеристики Q^* при сплошной облачности различных форм [80]

Форма облачности	N	Характеристика Q^*				
		Среднее	Максимальное	Минимальное	σ_{Q^*}	C_{Q^*}
Ci, Cs	1288	0,85	1,29	0,40	0,18	0,21
St	1521	0,19	0,55	0,02	0,10	0,52
Ns	2101	0,14	0,51	0,00	0,08	0,60

Примечание. σ — среднеквадратичные значения Q^*. $C_{Q^*} = \sigma / \overline{Q}^*$ — коэффициент вариации.

Таблица 6 (9.6)

Поглощение радиации (П) в зависимости от формы облаков [64]

Форма облаков	H м	П %
St, 10 б.	300—350	2—5
St ≡, 10 б.	300—400	14—26 *
Sc, 10 б.	200—500	4—10
Sc^0, 10 б.	200—800	14—27 **
As, 10 б.	—	4

* Большие значения П отмечаются при выпадении осадков в виде мороси или при тумане у Земли.

** Большие значения П отмечаются при слабых осадках или дымке.

Актинометрические наблюдения на о. Диксон в 1938—1961 гг. показали, что при толщине облачного слоя от 100 до 500 м, он опускается от 55 до 26 % солнечной радиации [56]. На основе этих данных в табл. 7 (9.6) приведены значения K в зависимости от количества облачности, причем

$$Q(n) = Q(0)[1 - (1 - K)n], \tag{5}$$

т. е.

$$K = 1 - \frac{Q(0) - Q(n)}{Q(0)\,n}.$$

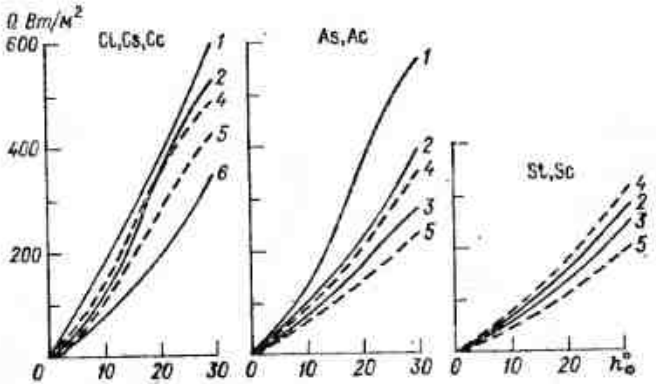


Рис. 9 (9.6). Поток суммарной радиации Q при наличии облаков различных форм [12].

1 — Центральная Антарктида, *2* — побережье Антарктиды, *3* — Антарктический полуостров, *4* — Центральная Арктика, *5* — побережье Арктики, *6* — Павловск.

На рис. 9 (9.6) и в табл. 8 и 9 (9.6) приводятся характеристики суммарной радиации и ее ослабления в Арктике и Антарктике [12, 16, 17].

Исследование влияния облачности на радиационное поле атмосферы над океаном показало, что радиационные параметры облаков над океаном могут отличаться от параметров над сушей [2, 16, 18, 31, 34—37, 55, 109]. Зависимость эффективного излучение F от количества облаков выражается эмпирическим соотношением

$$F(n) = F(0)[1 - 0{,}63\,(0{,}1n)^2], \tag{6}$$

где n — общее количество облаков в баллах.

В табл. 10—12 (9.6) приведены значения Q^* — средние для Мирового океана (1848 измерений), а также для Тихого, Индийского океанов и Северной Атлантики [18].

Таблица 7 (9.6)

Коэффициенты пропускания солнечной радиации K и стандартное отклонение σ при различном количестве облаков n

Месяц	Ярус	n баллы							
		1—3		4—6		7—9		10	
		K	σ	K	σ	K	σ	K	σ
Февраль	Верхний	—2,69	1,43	0,53	0,48	0,60	0,10	0,46	0,10
	Средний	—4,44	2,79	—0,43	—	0,35	0,30	0,39	0,14
	Нижний	—	—	0,50	—	0,47	—	0,29	0,14
Март	Верхний	—0,75	0,87	0,20	0,26	0,69	0,26	0,64	0,17
	Средний	—1,63	0,75	0,44	0,04	0,55	0,18	0,56	0,14
	Нижний	—0,63	0,16	0,72	0,12	0,71	0,19	0,48	0,14
Апрель	Верхний	0,05	0,65	0,45	0,42	0,75	0,49	0,70	0,14
	Средний	0,73	0,09	0,60	0,15	0,84	0,02	0,48	0,22
	Нижний	0,16	0,57	0,74	—	0,71	0,18	0,52	0,14
Май	Верхний	—0,24	0,50	0,60	0,30	0,74	0,28	0,70	0,20
	Средний	—0,13	0,19	0,56	0,10	0,70	0,20	0,55	0,17
	Нижний	0,49	0,21	0,75	—	0,75	0,14	0,51	0,10
Июнь	Верхний	—0,57	0,67	0,64	0,38	0,70	0,21	0,71	0,20
	Средний	—1,37	1,83	0,29	0,41	0,65	0,55	0,37	0,17
	Нижний	0,18	0,15	0,61	0,50	0,60	0,20	0,40	0,14
Июль	Верхний	0,17	0,88	0,65	0,39	0,69	0,12	0,68	0,33
	Средний	—	—	0,79	—	0,48	0,14	0,45	0,20
	Нижний	0,56	—	0,50	—	0,54	0,29	0,33	0,17
Август	Верхний	—0,91	0,98	0,59	0,02	0,81	0,14	0,68	0,14
	Средний	—	—	—	—	—	—	—	—
	Нижний	0,45	—	0,64	0,18	0,42	0,17	0,31	0,10
Сентябрь	Верхний	—1,95	1,47	0,49	—	—	—	0,51	0,14
	Средний	—	—	—	—	—	—	—	—
	Нижний	—2,00	—	0,40	0,99	0,64	0,44	0,26	0,10
Октябрь	Верхний	—2,33	—	—	—	—	—	0,35	0,10
	Средний	—	—	—	—	—	—	0,27	0,14
	Нижний	—2,30	1,57	—0,15	0,69	0,29	0,17	0,23	0,10
Число случаев			345		159		283		3892

Примечание. Отрицательные значения K могут наблюдаться, если при наличии на небосводе облаков, непосредственно над метеоплощадкой ясно.

Таблица 8 (9.6)

Ослабление (%) потока суммарной радиации Q сплошной облачностью ($h_\odot = 30°$) [12]

Район	Верхний ярус	Средний ярус	Нижний ярус
Центральная Антарктида	95	91	—
Побережье Антарктиды	92	65	55
Антарктический полуостров	65	45	35
Арктика	82	75	36

Таблица 9 (9.6)

Средние значения относительной суммарной радиации Q^* (%) при сплошной облачности нижнего яруса [17]

Район	Сезон	$h^*_\odot$			
		10	20	30	40
Побережье Арктики	Зима	45	55	66	—
	Лето	26	33	40	52
Арктический бассейн	Зима	59	64	73	—
	Лето	40	46	57	70
Побережье Антарктиды	Зима	48	55	61	—
	Лето	36	44	49	54
Умеренные широты	Лето	23	20	21	23

Таблица 10 (9.6)

Средние значения Q^* для Мирового океана [18]

$h^*_\odot$	n баллы									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
20	1,02	1,02	1,00	0,97	0,92	0,86	0,78	0,68	0,54	0,35
30	1,01	1,01	0,99	0,96	0,92	0,87	0,79	0,70	0,56	0,37
40	1,00	1,00	0,99	0,96	0,93	0,88	0,81	0,72	0,58	0,40
50	1,00	1,00	0,98	0,96	0,93	0,89	0,82	0,74	0,60	0,42
60	1,00	0,99	0,98	0,96	0,93	0,89	0,84	0,75	0,62	0,44
70	1,00	0,98	0,97	0,96	0,93	0,90	0,85	0,77	0,64	0,46
80	0,99	0,98	0,97	0,95	0,94	0,90	0,86	0,78	0,66	0,48

Таблица 11 (9.6)

Зависимость Q^* от высоты солнца и количества облаков для Северной Атлантики [18]

n баллы		$h^*_\odot$								$\overline{Q}^*$	N
$n_{об}$	$n_н$	5	15	25	35	45	55	65	75		
1—2	0	1,02	1,04	0,99	0,98	1,02	0,98	0,96	0,94	1,00	595
	1—2	1,04	1,00	1,04	1,00	1,00	0,97	0,94	0,94	1,00	987
3—7	0	0,90	0,92	0,94	0,95	0,94	0,95	0,94	0,93	0,93	899
	1—2	0,89	0,99	0,96	0,98	0,99	0,97	0,95	0,94	0,96	1012
	3—7	0,88	0,92	0,93	0,93	0,94	0,96	0,94	0,94	0,93	3114
8—9	0	0,79	0,75	0,78	0,79	0,83	0,80	0,85	0,91	0,79	608
	1—2	0,82	0,77	0,79	0,83	0,84	0,84	0,83	0,84	0,82	474
	3—7	0,75	0,67	0,70	0,74	0,77	0,76	0,78	0,80	0,73	1899
	8—9	0,58	0,52	0,53	0,57	0,60	0,64	0,67	0,72	0,58	2814
10	0	0,55	0,51	0,57	0,59	0,64	0,69	0,68	0,69	0,58	714
	1—2	0,52	0,56	0,61	0,55	0,65	0,66	0,68	0,71	0,58	202
	3—7	0,51	0,45	0,47	0,50	0,96	0,54	0,56	0,59	0,50	889
	8—9	0,44	0,35	0,42	0,43	0,73	0,40	0,37	0,40	0,41	521
	10	0,36	0,32	0,32	0,37	0,73	0,39	0,42	0,36	0,34	7361

В табл. 13 (9.6) дана краткая сводка данных, использованных для построения табл. 11 и 12 (9.6). На рис. 10 (9.6) приведены значения $Q^*(n)$ над тропической Атлантикой (5° ю. ш. — 30° с. ш., 0—8° з. д.) [55, 107]. Для этого района предложен ряд эмпирических соотношений. Так, в работе [35] приведено соотношение

$$Q^*(n) = 1 - 0{,}00047n^3. \qquad (7)$$

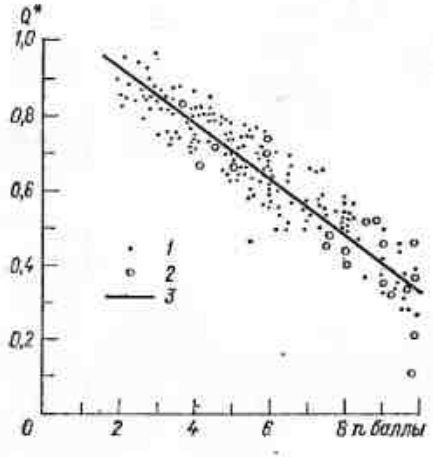


Рис. 10 (9.6). Зависимость средних относительных потоков Q^* от количества кучевых облаков n [55].

1 — по данным НИСП «Муссон», *2* — по данным работы [107], *3* — аппроксимация данных работы [107].

Таблица 12 (9.6)

Зависимость Q^* от полуденной высоты солнца и количества облаков для Тихого и Индийского океанов [18]

n баллы		$h^*_\odot$								$\overline{Q}^*$	N
$n_{об}$	$n_н$	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70	70—80	80—90		
0	0	—	—	0,88	1,05	0,84	1,03	0,93	—	0,96	12
1—2	0	—	—	—	1,03	1,03	—	—	—	1,03	2
	1—2	—	—	0,99	1,05	0,99	0,97	1,00	0,94	0,99	49
3—7	0	—	1,03	0,96	0,89	—	0,78	0,91	0,97	0,88	22
	1—2	—	1,01	0,92	0,89	0,90	0,96	0,97	0,90	0,93	113
	3—7	0,76	0,67	0,84	0,90	0,89	0,92	0,90	0,86	0,88	628
8—9	0	—	—	—	—	0,85	0,87	0,52	—	0,78	4
	1—2	—	—	0,36	0,79	0,88	0,81	0,78	0,82	0,79	46
	3—7	0,60	0,58	0,62	0,71	0,66	0,72	0,79	0,74	0,72	370
	8—9	0,74	0,44	0,96	0,68	0,59	0,47	0,60	0,55	0,65	88
10	0	—	—	—	0;47	0,52	0,66	—	0,81	0,63	7
	1—2	—	0,37	1,02	0,55	—	0,68	0,59	0,70	0,61	20
	3—7	—	0,48	0,43	0,58	0,50	0,56	0,52	0,55	0,53	210
	8—9	0,18	0,38	0,35	0,31	0,37	0,53	0,44	0,42	0,43	114
	10	—	0,25	0,42	0,41	0,41	0,58	0,41	0,21	0,43	161

Средние значения Q^* для различных градаций количества общей $n_{об}$ и нижней ($n_н$) облачности [34]

$n_{об}$ баллы	$n_н$ баллы	$\overline{Q}^*$	$n_{об}$ баллы	$n_н$ баллы	$\overline{Q}^*$
1—2	0	1,0	10	3—7	0,73
	1—2	1,0		8—9	0,59
3—7	0	0,93		0	0,58
	1—2	0,94		1—2	0,59
	3—7	0,90		3—7	0,51
8—9	0	0,79		8—9	0,42
	1—2	0,81		10	0,35

По данным АТЭП-74 [16, 17, 36] установлено, что в среднем

$$Q(n) = Q(0) - 39{,}8 \sin h_\odot (0{,}1n)^3, \qquad (8)$$

где Q — в мВт/см², n — в баллах.

Более детальный анализ данных показал, что

$$Q(n) = Q(0) - a(\sin h_\odot)^b (0{,}1n)^\alpha, \qquad (9)$$

где $Q(0) = 97{,}7\ (\sin h_\odot)^{1{,}20}$, $\alpha = 3$, а значения a и b приведены в табл. 14 (9.6).

Таблица 14 (9.6)

Значения параметров a и b в формуле (9) для тропической части Атлантики (1) и Северной Атлантики (2) [16, 17, 36]

Форма облаков	Район	a мВт/см²	b	$\sigma/\overline{Q}$	N
Ci	1	4,9	0,70	0,15	360
Cs	2	22,3	1,10	0,20	105
Ac	1	24,4	0,70	0,19	450
	2	39,1	0,70	0,28	555
Sc	1	48,2	1,10	0,26	104
	2	62,8	1,00	0,47	1290
St	2	67,0	1,00	0,50	990
Cb	1	65,6	1,15	0,58	765
	2	67,0	1,00	0,48	405
Ns	2	81,7	1,10	0,57	475
Cu	1	34,9	1,15	0,17	162

Значения суммарной радиации Q над океаном и над сушей приведены в табл. 15 (9.6).

Таблица 15 (9.6)

Суммарная радиация (мВт/см²) над океаном (более 2000 измерений) (1) и над сушей (2) при наличии облаков различных форм [36]

Форма облаков	Район	$h_\odot^\circ$								
		10	20	30	40	50	60	70	80	90
Ci	1	10,5	24,6	39,5	53,9	66,9	77,8	86,0	91,1	92,8
	2	10,5	25,8	40,5	55,8	66,3	76,1	82,4	86,7	88,0
Ac	1	4,8	15,5	27,5	39,6	50,7	60,1	67,3	71,8	73,3
	2	5,6	15,4	23,7	34,2	40,5	45,8	50,3	53,0	54,4
Sc	1	4,9	12,2	20,0	27,8	35,0	41,1	45,5	48,5	49,5
	2	3,5	10,5	16,8	23,0	26,5	31,4	33,7	35,6	36,3
Cb	1	3,2	7,9	13,0	18,0	22,7	26,6	29,6	31,5	32,1
	2	4,9	8,4	12,6	16,0	19,5	22,3	24,4	25,8	26,5

Над Ладожским озером значения a и b в формуле (9) (табл. 16 (9.6)) существенно отличаются от значений этих величин над океаном [37].

Таблица 16 (9.6)

Значения параметров a и b в формуле (9) при наличии облаков различных форм над Ладожским озером [37]

Форма облаков	a мВт/см²	b	$\sigma/\overline{Q}$	N
Ci	18,1	0,70	0,10	450
Cs	25,1	0,60	0,27	100
Ac	59,3	1,05	0,32	480
As	63,5	0,95	0,33	460
Cu	60,7	1,10	0,18	150
Sc	71,9	1,05	0,54	390
St	73,3	1,00	0,57	80
Cb	78,2	1,05	0,59	170
Ns	87,9	1,10	0,73	140

В табл. 17 (9.6) приводятся значения Q^* для разных форм облаков. Наблюдения проводились в основном над океанами [16, 17].

В табл. 18 и 19 (9.6) приводится повторяемость значений Q^* при наличии облаков различных форм на ст. Воейково [79, 103] в 1960—1970 гг.

Следует отметить, что информацию по рассматриваемому вопросу можно найти не только в упоминавшихся работах, но также в ряде других работ, ссылки на которые есть в монографиях [53, 61, 62, 85, 86, 94, 100, 105, 109].

Таблица 17 (9.6)

Значения Q^* при наличии облаков различных форм над Северной Атлантикой (1), тропической Атлантикой (2), Ладожским озером (3) и над континентом (4) [16, 17]

Форма облаков (10 баллов)	Район	$h_\odot^\circ$								
		10	20	30	40	50	60	70	80	90
Cs	1	0,78	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79
	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	3	0,39	0,58	0,65	0,70	0,72	0,74	0,75	0,76	0,76
	4	0,54	0,72	0,78	0,81	0,82	0,63	0,84	0,84	0,84
Ac	1	0,22	0,42	0,50	0,56	0,59	0,61	0,62	0,63	0,63
	2	0,40	0,57	0,65	0,69	0,71	0,73	0,74	0,75	0,75
	3	0,34	0,38	0,40	0,41	0,42	0,43	0,43	0,43	0,43
	4	0,41	0,48	0,50	0,51	0,52	0,52	0,52	0,52	0,52
Sc	1	0,27	0,33	0,36	0,38	0,40	0,41	0,41	0,42	0,42
	2	0,41	0,45	0,47	0,48	0,49	0,50	0,50	0,51	0,51
	3	0,21	0,25	0,27	0,29	0,30	0,31	0,31	0,31	0,31
	4	0,28	0,32	0,34	0,34	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35
St	1	0,22	0,29	0,32	0,34	0,36	0,37	0,38	0,38	0,38
	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	3	0,12	0,20	0,23	0,26	0,28	0,29	0,29	0,30	0,30
	4	0,21	0,24	0,25	0,25	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26
Cb	1	0,22	0,29	0,32	0,34	0,36	0,37	0,38	0,38	0,38
	2	0,27	0,29	0,30	0,31	0,32	0,32	0,33	0,33	0,33
	3	0,14	0,19	0,21	0,23	0,24	0,24	0,25	0,25	0,25
	4	0,15	0,19	0,21	0,21	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22
Ns	1	0,19	0,21	0,22	0,22	0,23	0,23	0,23	0,24	0,24
	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	3	0,11	0,13	0,14	0,15	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16
	4	0,07	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,11

Таблица 18 (9.6)

Повторяемость (%) различных градаций Q^* при наличии облаков различных форм в случае $n=10$ баллов на ст. Воейково [103]

Q^*	Форма облаков							
	Ci	Cs, Cc	As	Ac	Cu	St ≡	Sc, Cb	Ns
1,2—1,1	4							
1,1—1,0	13							
1,0—0,9	33	12		2				
0,9—0,8	28	15		3	17			
0,8—0,7	14	26		9	25			
0,7—0,6	5	36		11	35			
0,6—0,5	3	11	25	15	23			
0,5—0,4			35	16				
0,4—0,3			24	23		15		
0,3—0,2			16	15		23	22	16
0,2—0,1				6		50	62	38
0,1—0,0						12	16	46

Таблица 19 (9.6)

Повторяемость (%) различных градаций Q^* в зависимости от количества общей облачности n для ст. Воейково, за 1959—1962 гг. [79]

Q^*	n баллы					
	0—2	3—7	8—10	0—2	3—7	8—10
	Теплый период			Холодный период		
0,00—0,20	—	2	23	—	—	17
0,21—0,40	0,5	13	27	—	11	29
0,41—0,60	0,5	8	20	—	7	26
0,61—0,80	3	6	8	2	2	16
0,81—1,00	65	35	12	41	48	6
1,00	31	36	10	57	32	6
N	550	411	2003	89	44	565

9.7. Влияние облачности на перенос длинноволновой радиации в атмосфере

Влияние облачности на перенос длинноволновой радиации определяется количеством облаков, мощностью облачного слоя и его высотой [15]. Основной недостаток исследования влияния облачности на перенос длинноволновой радиации заключается в том, что измерения потоков ДВР в дневных условиях производятся с большой погрешностью и очень редко. Измерения в ночных условиях проводятся при помощи актинометрических радиозондов (АРЗ) [100]. Пропускание облаков Ci уменьшается почти линейно до 50 % при увеличении мощности облака до 4,5 км [114]; остальные же облака обычно считаются черными. Значения пропускания T облаков Ci, полученные на основе материалов актинометрического радиозондирования, проведенного в период ТРОПЭКС-74 [41], изменяются от 0,20 до 0,83 при увеличении толщины облаков от 1,2 до 5,9 км.

Вообще говоря, восходящие и нисходящие потоки ДВР различаются по своему спектральному составу. Возможно, этим объясняются также различия между пропусканием ДВР облаками (T) и эффективной излучательной способностью ε, найденные для восходящего и нисходящего потоков. Для ДВР отражение принимается равным нулю, поэтому

$$T\uparrow\downarrow = 1 - \varepsilon\uparrow\downarrow, \qquad (1)$$

где $\varepsilon\uparrow\downarrow$ рассчитывается по формулам

$$\varepsilon\downarrow = \frac{F_{\text{НГ}}\downarrow - F_{\text{ВГ}}\downarrow}{\sigma T^4_{\text{НГ}} - F_{\text{ВГ}}\downarrow},$$

$$\varepsilon\uparrow = \frac{F_{\text{ВГ}}\uparrow - F_{\text{НГ}}\downarrow}{\sigma T^4_{\text{ВГ}} - F_{\text{НГ}}\downarrow}. \qquad (2)$$

По Коксу [174] эффективная излучательная (поглощательная) способность облаков St, Sc, Ns, As, Cu, Cb в длинноволновой области, рассчитанная по нисходящим потокам, связана с их водозапасом m соотношением

$$\varepsilon\downarrow = 1 - \exp(-0{,}158m), \qquad (3)$$

а рассчитанная по восходящим потокам — соотношением [174]:

$$\varepsilon\downarrow = 1 - \exp(-0{,}13m), \qquad (4)$$

где m — в г/м². Влияние облачности на поле ДВР в атмосфере было исследовано [67] на основе данных актинометрического радиозондирования.

В табл. 1 (9.7) приведены значения θ при различной облачности [38], полученные по данным АРЗ за 1964—1967 г. на пяти станциях: Киев, Свердловск, Долгопрудная, Владивосток и Петропавловск. Статистическая структура поля ДВР, построенная по данным АРЗ, представлена в работах [40, 74].

На рис. 1 и 2 (9.7) приведены некоторые характеристики облачности в Антарктиде [82]. В работе [66] содержатся данные о статистической структуре поля ДВР в атмосфере Антарктиды для облачных и безоблачных условий.

В 1983—1986 гг. в ЦАО был обработан обширный материал, позволяющий рассмотреть влияние облачности на перенос ДВР в атмосфере в январе, апреле, июле и октябре за 1968—1975 гг. по следующим станциям: Аральск, Владивосток, Иркутск, Куйбышев, Киев, Ленинград, Минск, Москва, Мурманск, Петропавловск-Камчатский, Рига, Ростов-на-Дону, Свердловск, Тбилиси и Южно-Сахалинск. Материал включает данные о восходящих и нисходящих потоках ДВР, об эффективном излучении и скорости радиационного изменения температуры воздуха для следующих ситуаций облачности: 1) 0/0; 2) 3—5 баллов Cs, Ci, Cc; 3) 7—

Таблица 1 (9.7)

Средние скорости радиационного изменения температуры воздуха θ при наличии облаков разных ярусов [38]

Облачность	Сезон	θ °С/ч			
		Под облаком	На нижней границе	В облаке	На верхней границе
0/0	Зима	—0,034	—	0,024	0,005
	Лето	—0,048	—	0,025	—0,012
Ci	Лето	0,082	0,228	—0,076	—0,100
Ac, As	Зима	—0,011	0,031	—0,062	—0,094
	Лето	—0,014	0,061	—0,066	—0,141
Sc, St	Зима	—0,009	0,006	—0,019	—0,158
	Лето	—0,000	0,012	—0,008	—0,078
Ns—As	Зима	0,000	—0,004	—0,013	—0,031
	Лето	0,014	0,016	—0,049	—0,169

Примечание. Для случая отсутствия облачности рассматривался слой 0—3 км.

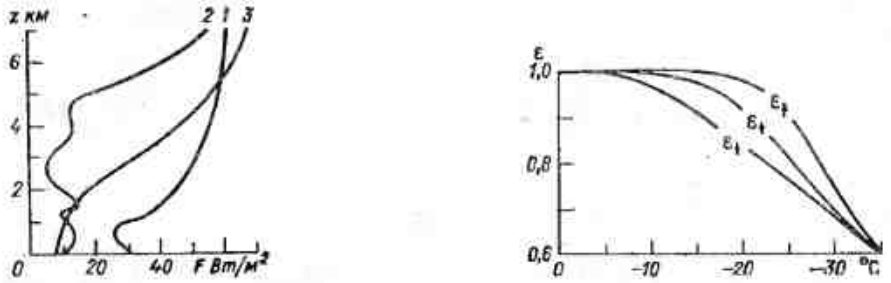


Рис. 1 (9.7). Вертикальные профили эффективного потока длинноволновой радиации в Антарктиде [82] при различных условиях облачности.

1 — ясное небо; *2* — 10/0 As, Ac; *3* — 10/10 St, Sc.

Рис. 2 (9.7). Излучательная способность ε облаков нижнего и среднего ярусов в Антарктиде [82].

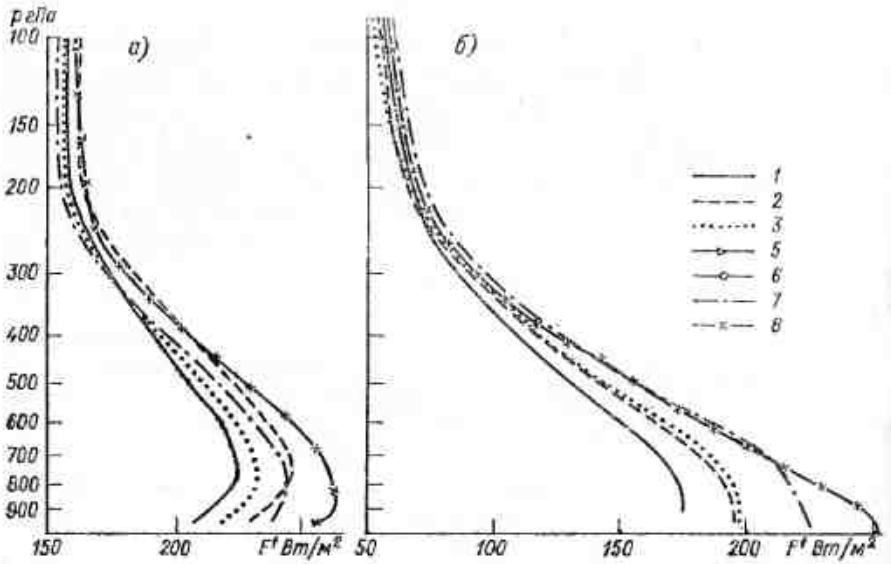


Рис. 3 (9.7). Средние значения $F\uparrow$ (*а*) и $F\downarrow$ (*б*) при наличии различного количества облаков разных форм в январе за 1968—1975 гг. (Свердловск).

1) %; *2*) 3—5 б. Ci, Cs, Cc; *3*) 7—10 б. Ci, Cs, Cc; *5*) 7—10 б. St; *6*) 3—5 б. Ac, As; *7*) 7—10 б. Ac, As; *8*) 7—10 б. Ns, Cb.

10 б. Cs, Ci, Cc; 4) 3—5 б. St; 5) 7—10 б. St; 6) 3—5 б. As, Ac; 7) 7—10 б. As, Ac; 8) 7—10 б. Ns, Cb; 9) 3—5 б. Ns, Cb. Поскольку число случаев, когда отмечалось 3—5 б. St и Ns, Cb, мало, их влияние на поле ДВР не рассматривается. Для примера на рис. 3—16 (9.7) приведено распределение средних значений

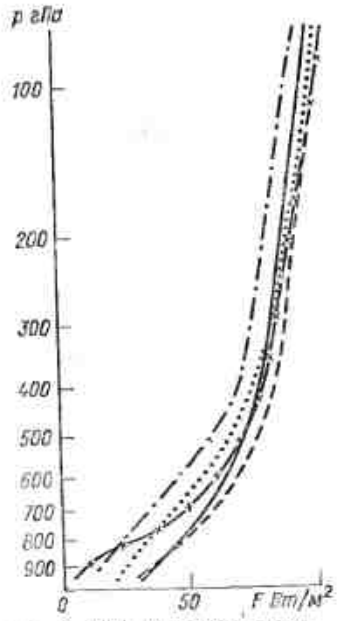


Рис. 4 (9.7). Средние значения F при наличии облачности различных форм в январе за 1968—1975 гг. (Свердловск).

Усл. обозначения см. рис. 3 (9.7).

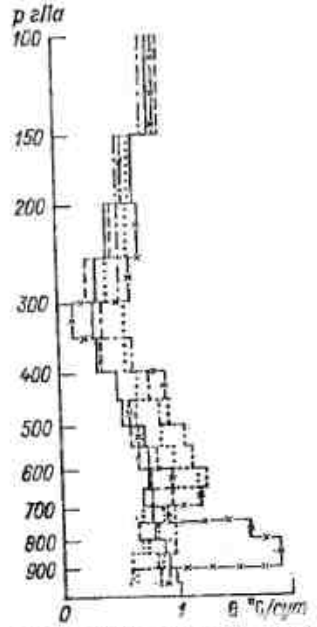


Рис. 5 (9.7). Средние значения θ при наличии облачности различных форм в январе за 1968—1975 гг. (Свердловск).

Усл. обозначения см. рис. 3 (9.7).

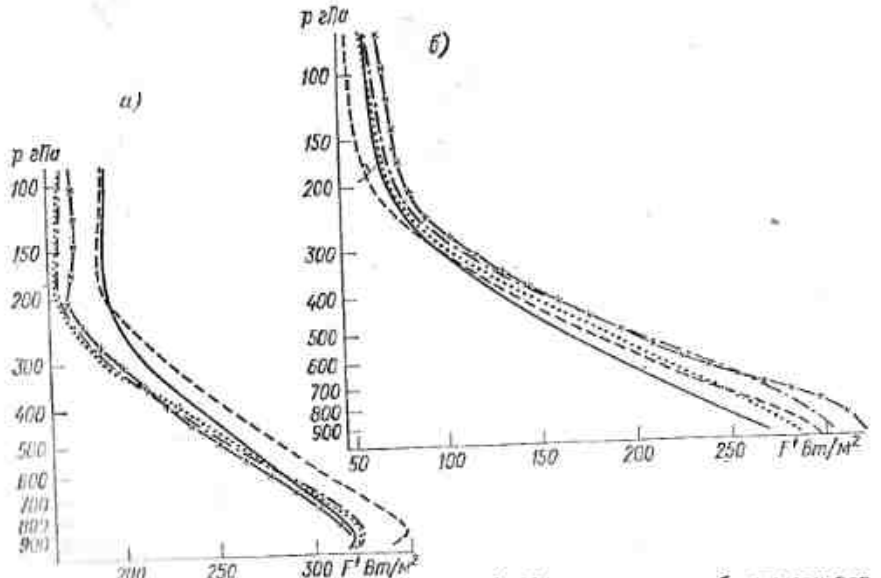


Рис. 6 (9.7). Средние значения $F\uparrow$ (*а*) и $F\downarrow$ (*б*) при наличии облачности различных форм в апреле 1968—1975 гг. (Свердловск).

Усл. обозначения см. рис. 3 (9.7).

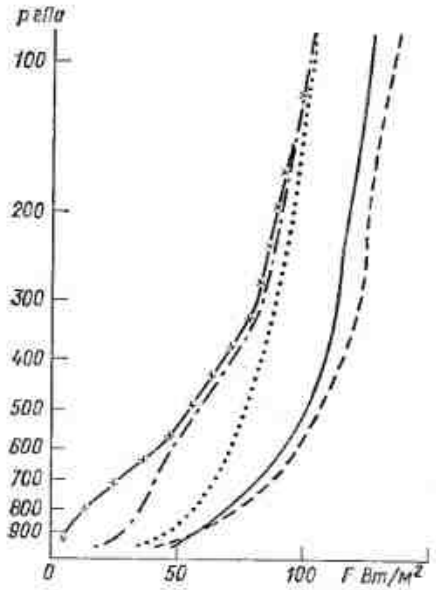


Рис. 7 (9.7). Средние значения F при наличии облачности различных форм в апреле за 1968—1975 гг. (Свердловск).

Усл. обозначения см. рис. 3 (9.7).

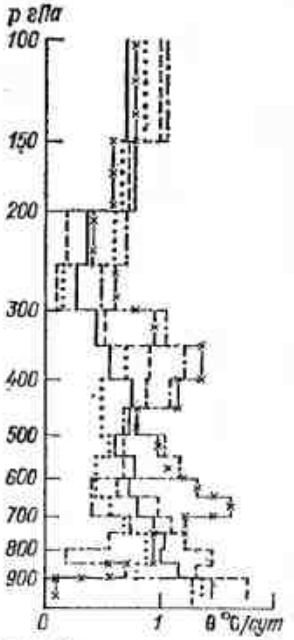


Рис. 8 (9.7). Средние значения θ при наличии облачности различных форм в апреле за 1968—1975 гг. (Свердловск).

Усл. обозначения см. рис. 3 (9.7).

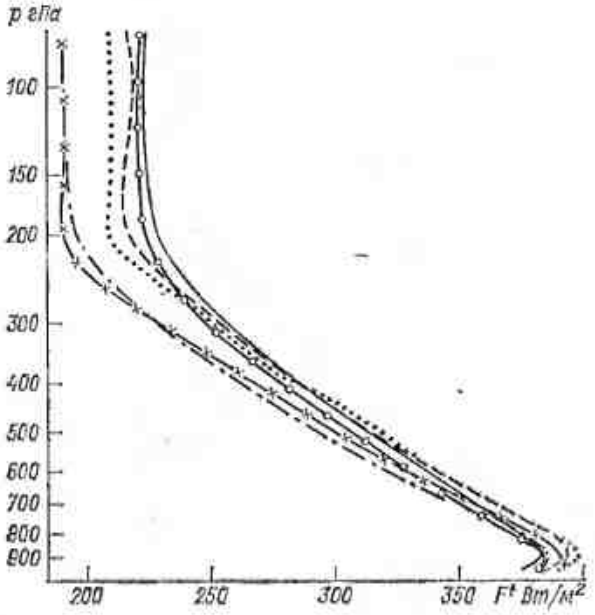


Рис. 9 (9.7). Средние значения $F\uparrow$ при наличии облачности различных форм в июле за 1968—1975 гг. (Свердловск).

Усл. обозначения см. рис. 3 (9.7).

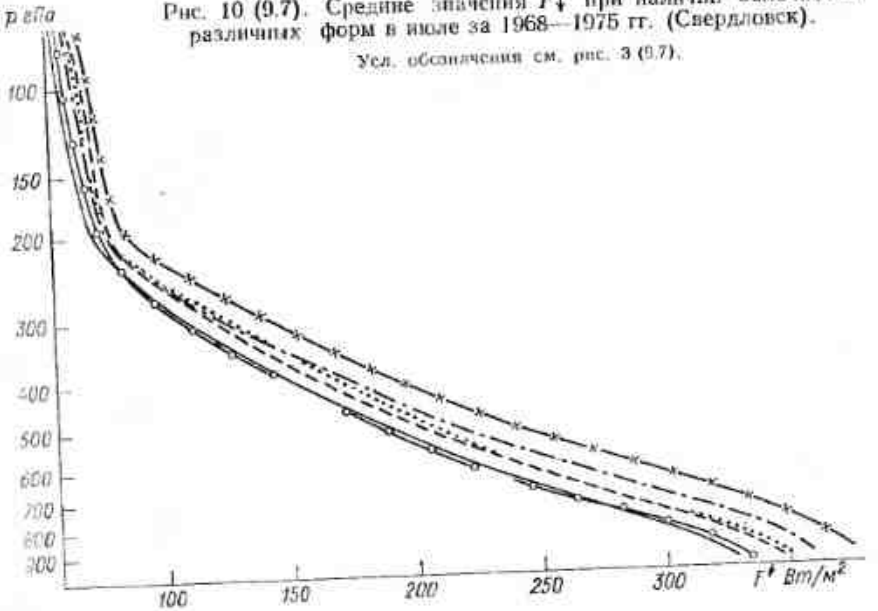


Рис. 10 (9.7). Средние значения $F\downarrow$ при наличии облачности различных форм в июле за 1968—1975 гг. (Свердловск).

Усл. обозначения см. рис. 3 (9.7).

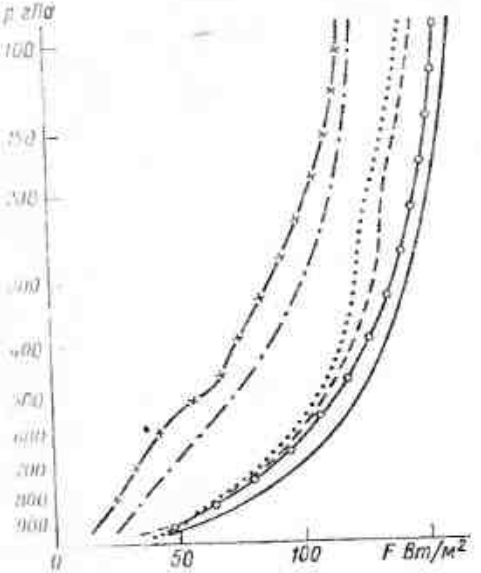


Рис. 11 (9.7). Средние значения F при наличии облачности различных форм в июле за 1968—1975 гг. (Свердловск).

Усл. обозначения см. рис. 3 (9.7).

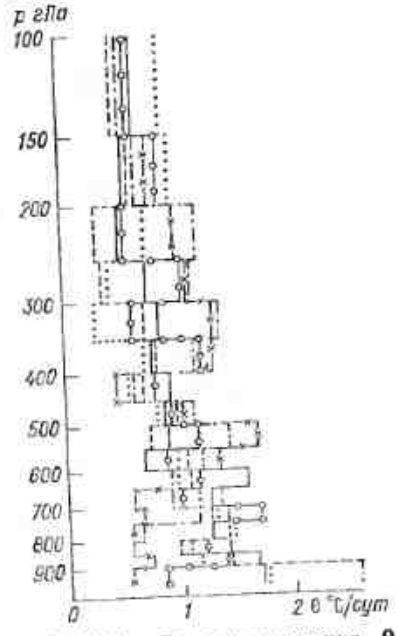


Рис. 12 (9.7). Средние значения θ при наличии облачности различных форм в июле за 1968—1975. гг. (Свердловск).

Усл. обозначения см. рис. 3 (9.7).

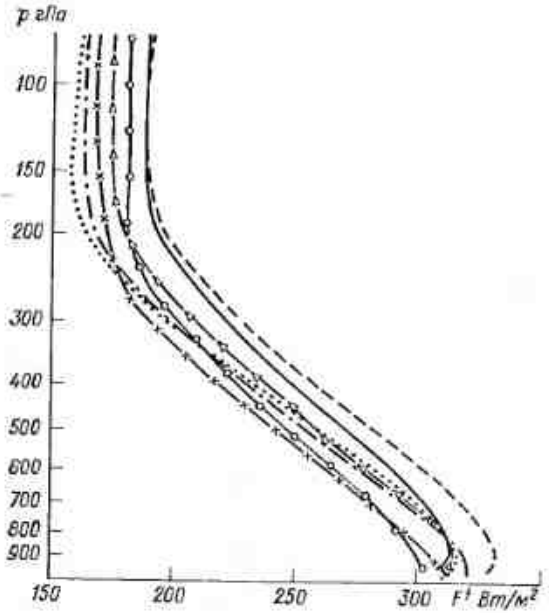


Рис. 13 (9.7). Средние значения $F\uparrow$ при наличии облачности различных форм в октябре за 1968—1975 гг. (Свердловск).

Усл. обозначения см. рис. 3 (9.7).

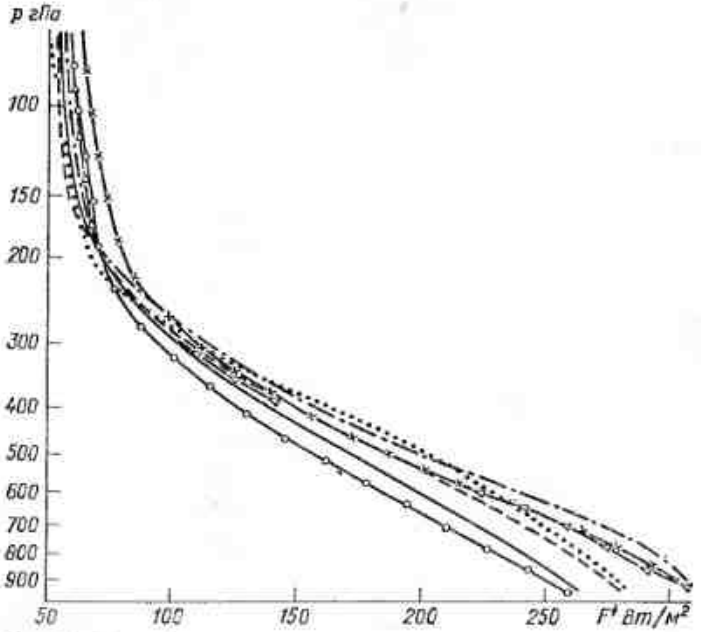
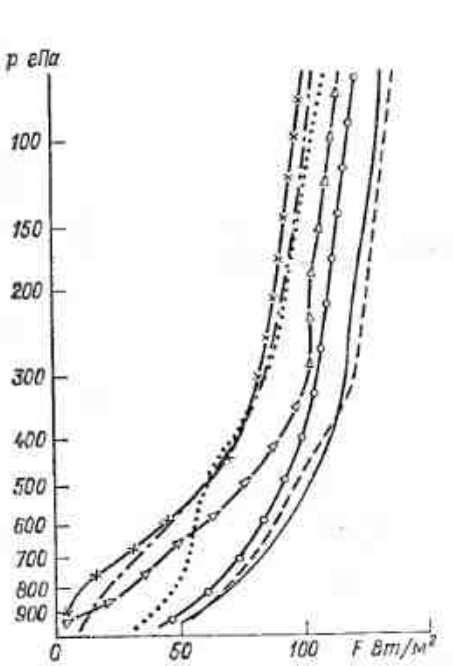


Рис. 14 (9.7). Средние значения $F\downarrow$ при наличии облачности различных форм в октябре за 1968—1975 гг. (Свердловск).

Усл. обозначения см. рис. 3 (9.7).



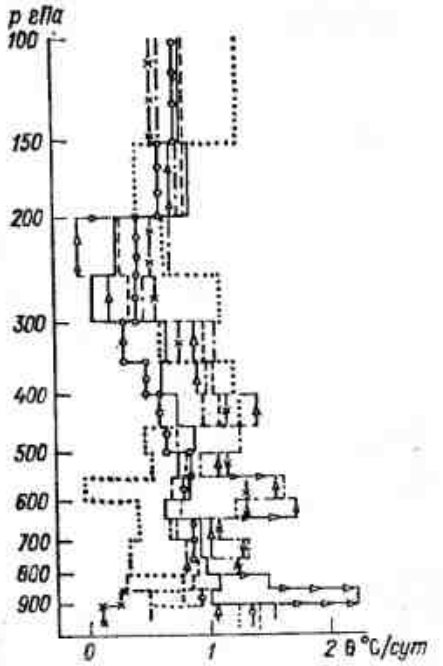


Рис. 15 (9.7). Средние значения F при наличии облачности различных форм в октябре за 1968—1975 гг. (Свердловск).

Усл. обозначения см. рис. 3 (9.7).

Рис. 16 (9.7). Средние значения θ при наличии облачности различных форм в октябре за 1968—1975 гг. (Свердловск).

Усл. обозначения см. рис. 3 (9.7).

$F\uparrow$, $F\downarrow$, F и θ по высоте для станции Свердловск. Следует отметить, что как по станциям, так и по сезонам радиационные характеристики атмосферы сильно различаются.

Из-за большой изменчивости поля ДВР под влиянием облачности [39, 40, 42], которую трудно описать в ночных условиях, для расчета восходящих и нисходящих потоков ДВР предложены эмпирические формулы, построенные на основе сетевого материала, полученного с помощью АРЗ, за 1963—1967 гг. [100]:

при $p = 300 \ldots 1000$ гПа

$$F\uparrow(p) = (2{,}65 - 0{,}36 \lg p - 0{,}061 \lg^2 p)\,\sigma T^4(p),$$
$$F\downarrow(p) = (0{,}158 + 0{,}26 \lg p)\,\sigma T^4(p); \qquad (5)$$

при $p = 150 \ldots 300$ гПа

$$F\uparrow(p) = (0{,}675 + 0{,}333 \lg p)\,\sigma T^4(p),$$
$$F\downarrow(p) = (-0{,}35 + 0{,}38 \lg p + 0{,}031 \lg^2 p)\,\sigma T^4(p), \qquad (6)$$

где $\sigma = 5{,}6697 \cdot 10^{-8}$ Вт/(м²·К⁴).

9.8. Некоторые радиационные характеристики отдельных форм облаков

Исследования угловых и спектральных радиационных характеристик облачности представляют большие трудности, и поэтому к настоящему времени накоплено сравнительно мало данных.

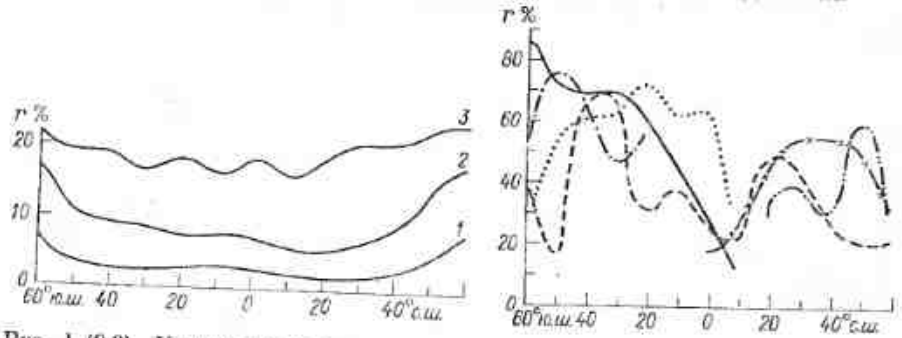


Рис. 1 (9.8). Угловое распределение коэффициента яркости r отражения над морем, закрытым тонкими облаками [111].

1 — тонкая пелена As, *2* — Ac fr. с пеленой As, *3* — однородные облака.

Рис. 2 (9.8). Угловое распределение коэффициента яркости r над мощными кучевыми облаками [111].

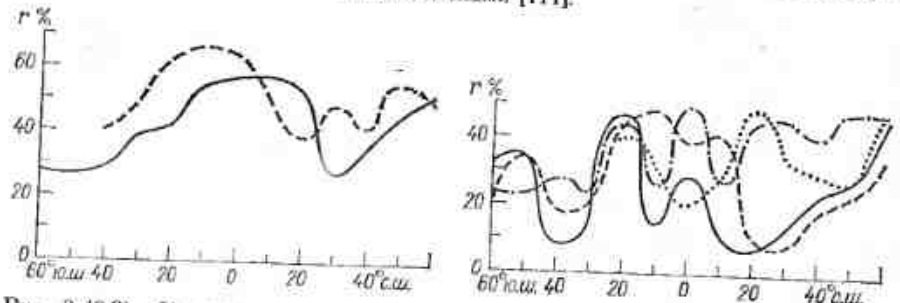


Рис. 3 (9.8). Угловое распределение коэффициента яркости r для облаков Ac op. [111].

Рис. 4 (9.8). Угловое распределение коэффициента яркости r для облаков Sc с просветами [111].

Впервые наиболее полно угловое распределение отраженной от облачности радиации было рассмотрено в работе [111]. На рис. 1—8 (9.8) приведено угловое распределение коэффициента яркости над разными облаками [111]. Из рисунков видно, что коэффициент яркости меняется в широких пределах — от 10 до 70 % — и для рассмотренной облачности не имеет определенной угловой зависимости.

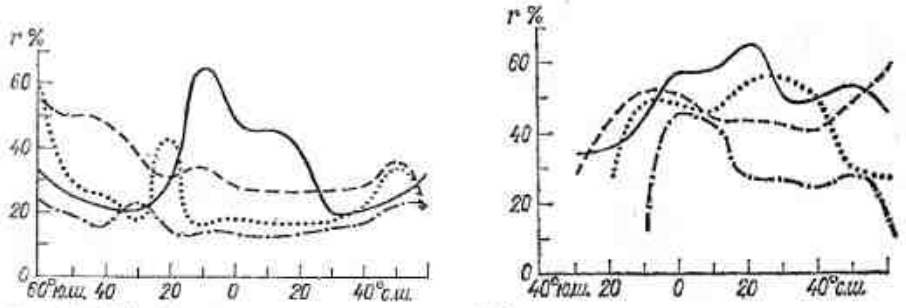


Рис. 5 (9.8). Угловое распределение коэффициента яркости r для сочетания облачных форм As и Cu [111].

Рис. 6 (9.8). Угловое распределение коэффициента яркости r для сочетания облачных форм Ac и Sc [111].

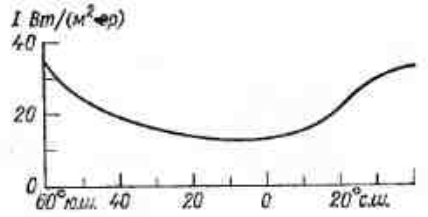


Рис. 7 (9.8). Угловое распределение интенсивности отраженной радиации I над морем, закрытым пеленой As neb. [111].

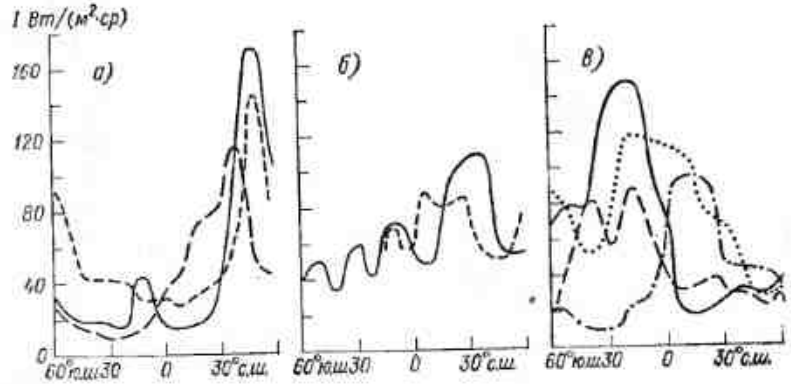


Рис. 8 (9.8). Угловое распределение интенсивности отраженной радиации I для сочетания форм облачности As+Ac fr., As+Ac op. [111].

Обширный материал по спектральным характеристикам облачности представлен в работах [3, 4, 57—63, 65, 95—97]. На рис. 9—11 (9.8) приведены спектральные характеристики различных форм облаков. Спектральные характеристики перистых облаков приведены в работе [30].

В работах [3—5, 30, 57—63, 65, 95—97] приводятся зависимости коэффициента ослабления от линейного размера слоя об-

лака, формирующего излучение, от длины волны, метеорологической дальности видимости, от концентрации капель. Измерения

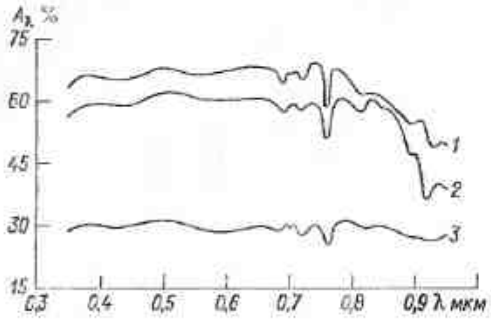


Рис. 9 (9.8). Спектральное альбедо облаков в зависимости от их оптической толщины τ и альбедо A' нижележащей поверхности [3, 97].

1) St при τ=3 и A'=4 %; *2*) St при τ=9 и A'=4,3 %; *3*) Ac при τ=10 и A'=45 %.

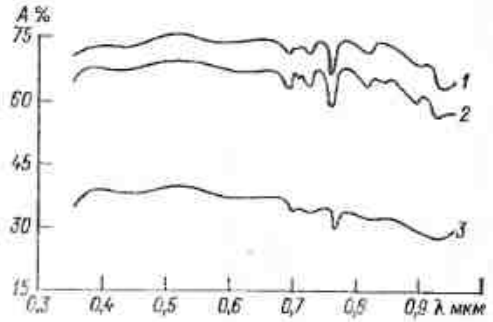


Рис. 10 (9.8). Спектральное альбедо в зависимости от микроструктуры облака [3, 97].

1) St при $a_{эф}$=6 мкм и N=180... ... 220 см$^{-3}$; *2*) St при $a_{эф}$=8 мкм и N=80... 100 см$^{-3}$; *3*) St при $a_{эф}$=50 мкм и N=10^{-2}... 10^{-3} см$^{-3}$.

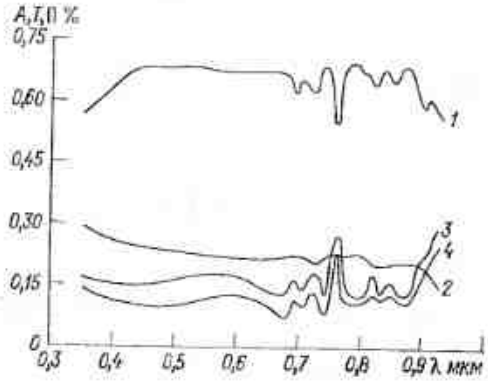


Рис. 11 (9.8). Спектральное альбедо A (*1*), пропускание T (*2*), а также поглощательная способность П облачного слоя толщиной 1,2—0,2 км (*3*) и 1,2—0,6 км (*4*) при $h_\odot$=38°.

индикатрис отражения слоисто-кучевой облачности [5] показали, что они существенно зависят не только от длины волны, но и от высоты полета самолета над верхней границей облаков. В работе [100] содержится ряд сведений по рассматриваемому вопросу.

9.9. Расчеты радиационных характеристик отдельных моделей облачности

На практике при расчетах разнообразных радиационных характеристик облачности широко используются различные модели строения облаков. В частности, в работах [100, 102, 106, 112—116, 136—138, 155] можно найти рассчитанные значения альбедо и потоков для ряда облачных моделей. Поскольку в основу настоящего Справочника положены эмпирические данные, мы не сочли возможным приводить здесь расчетные радиационные модели. Тот, кто заинтересуется расчетными радиационными моделями, может познакомиться с ними по оригинальным статьям и монографиям [101, 133, 136, 140, 144, 145, 153, 155, 158, 169, 172, 173, 176].

Глава 10

Электрические характеристики атмосферы и облаков

10.1. Электрические характеристики атмосферы

Электричество атмосферы является фоном для электрических процессов в облаках, хотя, безусловно, облака нельзя считать пассивными образованиями на этом фоне. Тем не менее фон оказывает существенное влияние на электрическое состояние облаков, и прежде всего слоистых форм, особенно в начальной стадии развития. Поэтому приведем краткие сведения об основных характеристиках электрического состояния атмосферы в ясную безоблачную погоду, чтобы иметь возможность оценить те сложные изменения, которые происходят при наличии облаков.

10.1.1. Электрическое поле в атмосфере

Электрическое поле атмосферы количественно характеризуется напряженностью и электрическим потенциалом, которые могут меняться от точки к точке. Напряженность электрического поля атмосферы — это сила, действующая в электрическом поле на единичный положительный заряд. Вектор напряженности направлен по нормали к изопотенциальной поверхности атмосферного электрического поля (Земле) в сторону убывания потенциала, т. е. к Земле. Принимается, что при этом направлении вектора напряженность электрического поля положительна. Это означает, что земная поверхность обладает отрицательным зарядом, а суммарный заряд в атмосфере положителен.

Электрическое поле атмосферы над ровной подстилающей поверхностью при отсутствии нарушений погоды * принимается однородным, и в этих условиях рассматривается обычно только вертикальная составляющая вектора напряженности электрического поля. В облаках слоистых форм также нередко рассматривают лишь вертикальную составляющую. Тем не менее, несмотря на то, что данные о горизонтальной составляющей напряженности

* При нарушении погоды в атмосфере отмечается хотя бы один из следующих признаков: наличие дождя, тумана или метели, скорость ветра более 6 м/с, общая облачность более 3—4 баллов [29].

поля в облаках слоистых форм крайне скудны, известно, что иногда она может быть сравнима с вертикальной.

В конвективных облаках надо рассматривать три составляющих вектора напряженности, хотя наблюдатели часто и в этом случае ограничиваются вертикальной составляющей.

Напряженность вертикальной составляющей электрического поля E максимальна у поверхности Земли, где ее среднее значение составляет примерно 120—130 В/м. В отдельных пунктах средние значения могут заметно отличаться от приведенного. На величину E оказывает влияние концентрация ионов, аэрозолей и турбулентное состояние атмосферы. Примеры средних значений напряженности электрического поля в некоторых пунктах СССР приведены в табл. 1 (10.1.1) и в табл. 1(10.1.3).

Таблица 1 (10.1.1)

Осредненные за 5 лет значения напряженности электрического поля E (В/м) и электропроводности воздуха λ (фСм/м) у поверхности Земли по наблюдениям на станциях Советского Союза [36]

Годы	Станция							
	В. Дуброво близ Свердловска		Войково близ Ленинграда		Душети близ Тбилиси		Иркутск	
	E	λ	E	λ	E	λ	E	λ
1960—1964	140	36	180	19	60	50	60	18
1965—1969	150	28	150	17	80	37	70	17
1970—1974	160	22	120	18	80	40	110	12
1975—1979	150	16	130	15	80	35	110	10

При нарушении погоды напряженность электрического поля резко изменяется, приобретая часто отрицательное значение.

Напряженность электрического поля у поверхности Земли имеет широтный ход с максимумом в средних широтах; к экватору и к полюсам напряженность электрического поля убывает.

Значения напряженности вертикального электрического поля атмосферы испытывают регулярные суточные изменения, которые над океанами и в полярных областях имеют вид простой волны с минимумом примерно в 4—6 ч и максимумом в 19—21 ч по гринвичскому времени. Эти изменения происходят синхронно по всему земному шару и получили название унитарной вариации напряженности электрического поля. Пример среднего суточного хода напряженности электрического поля над океанами по данным измерений за 1974—1979 гг. [22] приведен на рис. 1 (10.1.1) (кривая *1*).

Суточный ход над континентами в летнее время имеет более сложный характер, следует за местным временем и связан с изменением электропроводности воздуха и объемного заряда над местом наблюдения (см., например, рис. 1 (10.1.1), кривая *2*).

В годовом ходе напряженности электрического поля в любой точке земного шара отмечается максимум зимой северного полушария и минимум летом. Амплитуда отклонения от среднего составляет около 15 % [37].

Кроме регулярных колебаний, напряженность электрического поля даже в хорошую погоду испытывает довольно значительные нерегулярные изменения, связанные с изменением состояния ат-

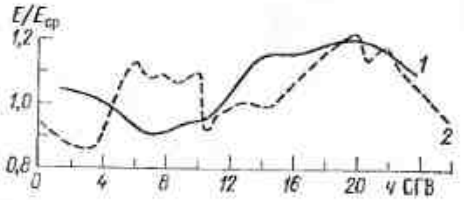


Рис. 1 (10.1.1). Средний суточный ход напряженности электрического поля (в относительных единицах) над океанами по данным наблюдений в течение 186 сут над Атлантическим и Индийским океанами (*1*) [22] и над континентами (Мурманск, лето 1958—1968 гг.) (*2*) [30].

мосферы, различными аэрозольными включениями и т. д. В табл. 2 (10.1.1) приведены значения коэффициентов вариации для среднечасовых значений напряженности электрического поля по нескольким станциям Советского Союза в зимние и летние месяцы.

Таблица 2 (10.1.1)

Средние значения коэффициентов вариации среднечасовых значений напряженности электрического поля по результатам наблюдений на станциях Советского Союза за 1964—1970 гг. [50]

Пункт наблюдений	Январь	Июнь
Мурманск	1,0	1,4
Воейково	0,8	1,1
Верхнее Дуброво	0,7	1,8
Иркутск	1,4	1,8
Ташкент	1,1	1,8
Душети	0,5	1,0

С высотой происходит быстрое уменьшение напряженности электрического поля так, что на высоте 10 км ее значение составляет примерно 3 % значения у поверхности Земли. Над океанами, в полярных областях, над континентами выше пограничного слоя в атмосфере обычно наблюдается экспоненциальное убывание напряженности с высотой.

Показатель экспоненты в нижних слоях тропосферы изменяется в пределах $-0{,}2\ldots-1$ км $^{-1}$ и зависит от аэрозольного и турбулентного состояния атмосферы, а также от ее электропроводности. Многие авторы приводят аналитическое выражение для закона убывания напряженности электрического поля с высотой в виде суммы нескольких экспонент (см., например, [78]). Пример изменения напряженности электрического поля с высотой, по данным работы [11], приведен на рис. 2 (10.1.1). Внутри слоя обмена, где наблюдаются максимальные значения плотности объемного заряда (особенно под слоями температурной инверсии), часто наблюдается рост напряженности электрического поля с высотой (см. рис. 2 (10.1.1), кривая 2).

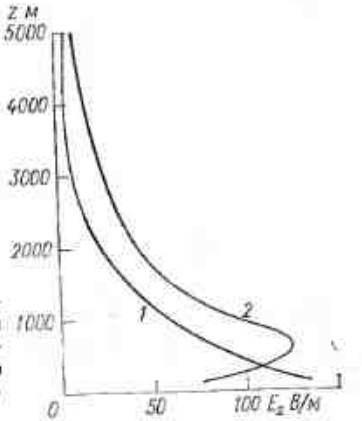


Рис. 2 (10.1.1). Распределения вертикальной составляющей напряженности электрического поля E_z по высоте в ясные дни в окрестностях Ленинграда, полученные при полетах с наветренной по отношению к Ленинграду (*1*) и с подветренной (*2*) стороны [11].

Потенциал высоких слоев атмосферы V относительно Земли вычисляется путем интегрирования вертикальной составляющей напряженности электрического поля атмосферы в предположении ее горизонтальной однородности:

$$V = \int_0^z E_z\, dz.$$

Для разных пунктов наблюдения найдены следующие средние значения потенциала атмосферы на уровне ионосферы: Антарктида — 240 кВ, Япония — 280 кВ, Индия — 280 кВ, ФРГ — 250 кВ, СССР — 250 кВ, Арктика — 260 кВ. Значения потенциала, рассчитанные по данным о токе и сопротивлении столба атмосферы (оцененные по данным об электропроводности атмосферы на разных высотах), оказались близкими к приведенным. Так, по оценкам Кларка [59] среднее значение потенциала высоких проводящих слоев атмосферы над Гренландией составляет примерно 290 кВ, а значение, вычисленное по измерениям напряженности электрического поля над Чесапикским заливом — 230 кВ. Распределение средних значений потенциала в условиях хорошей погоды близко к нормальному. Значение его с вероятностью 95 % заключено в пределах 260±7 кВ при коэффициенте вариации 24 % [28]. Над промышленными центрами в условиях силь-

ного загрязнения атмосферы даже в хорошую погоду потенциал высоких слоев атмосферы может существенно отличаться от приведенных средних значений.

Потенциал высоких проводящих слоев атмосферы испытывает временны́е изменения. В качестве примера на рис. 3 (10.1.1) приведены суточные и годовые изменения потенциала высоких слоев

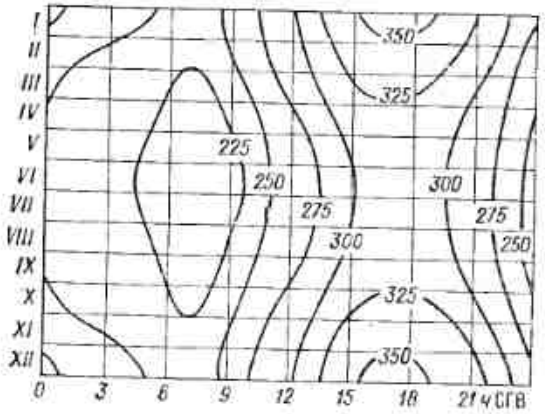


Рис. 3 (10.1.1). Диаграмма годовых изменений потенциала (кВ) высоких слоев атмосферы [64].

атмосферы, рассчитанные по зондовым измерениям напряженности электрического поля над ФРГ [64].

В условиях хорошей погоды в атмосфере выполняется закон Ома и основные соотношения между электрическими характеристиками атмосферы могут быть записаны следующим образом:

$$i = \frac{V}{R}; \quad E = ir = \frac{V_r}{R} = \frac{V}{R\lambda},$$

где i — плотность тока проводимости в атмосфере; R — сопротивление столба атмосферы единичного сечения от Земли до высоких слоев атмосферы; r — сопротивление нижнего слоя этого столба высотой 1 м; λ — удельная электропроводность нижнего слоя атмосферы.

Приведенные соотношения показывают, что вариации E могут быть связаны с вариациями V, R и λ (опыт измерений свидетельствует о том, что наибольшим вариациям подвержена λ).

10.1.2. Ионизация атмосферы

Нижняя атмосфера обладает проводимостью благодаря существованию ионов, образующихся при распаде радиоактивных веществ воздуха и земной коры, а также за счет ионизации космическими лучами. Над океанами и над сушей на больших высотах преобладающим источником ионов является космическое излучение. У поверхности Земли над сушей средняя интенсивность ионообразования равна примерно 10 $см^{-3} \cdot с^{-1}$, над акваториями — 2 $см^{-3} \cdot с^{-1}$. Над морем вдали от берегов практически единственным ионизатором атмосферы остаются космические лучи, действующие с большим постоянством во времени. В связи с этим все атмосферно-электрические явления над океаном значительно более просты, чем над сушей.

Интенсивность ионизации имеет широтный ход, возрастая от экватора к средним широтам (40—50°) приблизительно на 8—15% и оставаясь неизменной далее к полюсам. С увеличением высоты широтный эффект проявляется ярче.

С высотой интенсивность ионизации растет, достигая максимума на высоте примерно 12—15 км. На высотах (начиная уже с 4—5 км), так же как и над океанами, основным источником ионизации являются космические лучи.

Число образующихся пар ионов зависит не только от интенсивности действующего ионизатора, но и от плотности атмосферы, влияющей на скорость рекомбинации ионов. Под действием ионизаторов в атмосфере ионизуются молекулы газов, причем в начальный момент образуется, как правило, свободный электрон и положительный ион, несущий один элементарный заряд. К молекулярным ионам, а тем более к электронам, практически мгновенно присоединяются несколько (обычно 10—15) нейтральных газовых молекул, образуя ионы, которые называют легкими.

Легкие ионы, присоединяясь к обычно находящимся в атмосфере во взвешенном состоянии аэрозольным частицам, образуют тяжелые ионы. Существуют и промежуточные, или средние ионы.

В табл. 1 (10.1.2) приведены средние значения интенсивности ионообразования для разных условий измерений.

Таблица 1 (10.1.2)

Оценка средних значений интенсивности ионообразования (J) для разных условий измерений

№ п/п	Условия измерения	Место измерения	J, $см^{-3} \cdot с^{-1}$	J, $пА \cdot м^{-3}$	Источник
1	Океан	Восточно-Китайское море, бухты вблизи Японии	2	0,3	[96, 97]
2	Горы	Мауна-Лоа, Гавайские о-ва (4,2 км)	5	0,8	[60]
		Хуанкайо, Китай, (3,3 км)	40	6,4	[44, 51]
		Норикура, Япония, (2,3 км)	15	2,4	[77]
3	Сельская местность	Воейково, СССР (весна)	10	1,6	[41]
		Слуцк, СССР	8,5	1,4	[44]
		о. Сугашима, Япония (лето)	16	2,6	[77]
4	Промышленные районы	Нагойя, Япония	14	2,2	[77]
		Вашингтон, США	16	2,6	

Наблюдения за концентрацией ионов в атмосфере свидетельствуют о большой ее изменчивости во времени и в пространстве. В табл. 2 (10.1.2) приведены средние значения концентрации ионов, характерные для различных территорий и акваторий. В отдельных пунктах среднее значение концентрации легких ионов может изменяться от 50 до 1000 см$^{-3}$, концентрация тяжелых ионов у земной поверхности над сушей изменяется от места к месту от нескольких сотен до нескольких десятков тысяч в кубическом сантиметре. У земной поверхности, как правило, концентрация положительных ионов (как легких, так и тяжелых) выше, чем отрицательных; среднее отношение первой ко второй составляет обычно 1,1—1,2.

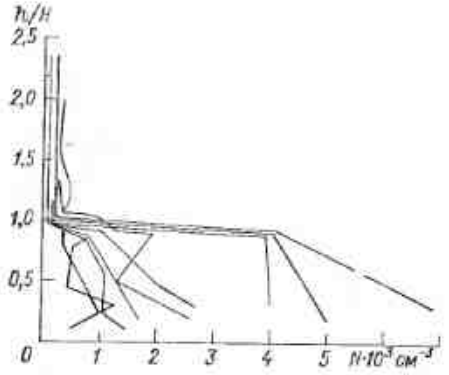


Рис. 1 (10.1.2). Нормированные на высоту планетарного электрического пограничного слоя H профили концентрации N тяжелых ионов по данным ряда авторов [91, 92].

h — текущая высота, значение $h/H=1{,}0$ соответствует границе слоя обмена.

Закономерности изменения концентрации ионов с высотой внутри планетарного пограничного слоя не обнаружено, на границе этого слоя концентрация ионов резко изменяется (рис. 1 (10.1.2)), а выше его число легких ионов возрастает с высотой, а тяжелых — убывает.

Таблица 2 (10.1.2)

Средние значения интенсивности ионообразования (J), а также концентрации легких (n) и тяжелых (N) ионов в разных условиях наблюдения [51]

Район наблюдения	J см$^{-3}\cdot$с$^{-1}$ (пА/м^3)		n см$^{-3}$	N см$^{-3}$
	за счет радиоактивности	за счет космических лучей		
Океан	0 (0)	2 (0,3)	700	200
Сельская местность	8 (1,3)	2 (0,3)	600	2 000
Города	8 (1,3)	2 (0,3)	100	20 000
Горы	20 (3,2)	—	—	—

В атмосфере одновременно протекают процессы образования и исчезновения (рекомбинации) ионов, а также происходит переход ионов из одной группы подвижности в другую вследствие осаждения легких ионов на более тяжелые частицы. Изменение концентрации ионов во времени описывается ионизационно-рекомбинационными уравнениями.

Ионизационно-рекомбинационные уравнения имеют (без учета влияния электрического поля и диффузионных процессов) следующий вид:

для легких ионов

$$\frac{dn_1}{dt} = J - \alpha n_1 n_2 - \eta_{12} n_1 N_2 - \eta_{10} n_1 N_0,$$

для тяжелых ионов

$$\frac{dN_1}{dt} = \eta_{10} n_1 N_0 - \eta_{21} n_2 N_1 - \gamma N_1 N_2.$$

Здесь n_1, n_2, N_1, N_2 — объемная концентрация легких (+ и —) и тяжелых (+ и —) ионов, N_0 — концентрация незаряженных частиц, $\alpha \approx 1{,}6\cdot 10^{-12}$ м^3/с — коэффициент рекомбинации легких ионов противоположных знаков (у разных авторов приводятся значения α в пределах от $1{,}2\cdot 10^{-12}$ до $2{,}4\cdot 10^{-12}$ м^3/с); $\eta^{12} \approx 4{,}5\times$ $\times 10^{-12}$ м^3/с — коэффициенты соединения легких и тяжелых ионов противоположных знаков (первый индекс относится к легким ионам, второй — к тяжелым); $\eta_{10} \approx (1{,}2\ldots 2{,}2)\cdot 10^{-12}$ м^3/с, $\eta_{20} \approx$ $\approx (1{,}7\ldots 3{,}0)\cdot 10^{-12}$ м^3/с — коэффициенты соединения легких ионов с незаряженными частицами; $\gamma \approx 10^{-15}$ м$^{-3}\cdot$с$^{-1}$ — коэффициент соединения тяжелых ионов обоих знаков (Уайт [112] написал, что значение γ пропорционально значению подвижности (w) ионов в степени $^3/_4$, а именно: $\gamma \approx 1{,}25\cdot 10^{-15}\, w^{3/4}$).

Значения γ столь малы, что величиной $\gamma N_1 N_2$ почти всегда можно пренебречь. Когда устанавливается ионное равновесие, изменения концентраций n_i и N_i во времени равны нулю и выполняются соотношения

$$J = \eta_{12} n_1 N_2 + \eta_{10} n_1 N_0 = \eta_{21} n_2 N_1 + \eta_{20} n_2 N_0,$$

$$\eta_{21} n_2 N_1 = \eta_{10} n_1 N_0,$$

$$\eta_{12} n_1 N_2 = \eta_{20} n_2 N_0.$$

Время установления ионного равновесия для легких ионов (n) составляет от 10 с до нескольких минут, для тяжелых ионов это время составляет от 10 мин до 1 ч в зависимости от аэрозольного состояния атмосферы.

В условиях равновесия чем больше тяжелых ионов (и нейтральных частиц), тем меньше легких. Некоторые исследователи ограничиваются применением соотношения

$$nN^x = \text{const},$$

где x, по данным различных авторов, составляет от $^1/_2$ до $^1/_4$, причем наиболее вероятно значение 1 : 2,3.

10.1.3. Электропроводность атмосферы

Электропроводность атмосферы — это способность атмосферного воздуха проводить электричество, обусловленная наличием и движением в нем ионов обоих знаков. В атмосфере рассматривается обычно электропроводность единичного объема воздуха. Суммарную электропроводность обычно обозначают через λ_Σ, полярную положительную и отрицательную электропроводность воздуха — через λ_1, λ_2. Единицей измерения λ является См/м.

Если n_1 и n_2 — концентрации положительных и отрицательных ионов, подвижность которых равна w_1 и w_2, а заряд $\pm e$ (e — один элементарный заряд), то

$$\lambda_1 = \sum_i n_{1i} e w_{1i} \quad \text{и} \quad \lambda_2 = \sum_i n_{2i} e w_{2i}$$

есть соответственно удельная положительная и отрицательная электропроводность атмосферы. Суммирование проводится по всем группам ионов.

По данным [36], средняя суммарная электропроводность в приземном слое в относительно чистых районах крупных индустриальных центров составляет около 5—10 фСм/м, в сельской местности вблизи крупных городов 10—15 фСм/м, в чистых континентальных районах, где непосредственные источники загрязнения отсутствуют, 20—30 фСм/с, в горных районах (на высоте около 2 км) — 30—40 фСм/м, над океанами вдали от материков — 30 фСм/м, вблизи материков (или островов) — 20 фСм/м. В табл. 1 (10.1.3) приведены средние значения электропроводности воздуха вблизи поверхности Земли (λ_{Σ_0}) по данным измерений в некоторых пунктах в различные периоды [19, 36, 78]. Средний коэффициент вариации для λ_{Σ_0}, по данным работы [50], примерно равен 0,5—0,7.

За последние несколько десятилетий отмечается тенденция общего уменьшения электропроводности воздуха при почти неизменном значении напряженности электрического поля, что, по всей вероятности, связано с изменением аэрозольного состояния атмосферы.

В суточных изменениях электропроводности воздуха в хорошую погоду обычно наблюдается максимум в ранние утренние часы и снижение проводимости вскоре после восхода Солнца, что связывают с развитием конвекции и увеличением загрязнения воздуха. В годовом ходе наблюдается минимум зимой и максимум

Осредненные за период наблюдений значения электропроводности вблизи поверхности Земли в различных пунктах наблюдения [19, 36, 78]

Пункт наблюдения	Период наблюдения	λ_{Σ_0} фСм/м	E В/м
Кью (вблизи Лондона)	1933	4	280
Потсдам (ГДР)	1911	11	255
Мюнхен (ФРГ)	1939	12	200
Павловск (СССР)	1926	24	190
Вайсдорф (вблизи Дрездена, ГДР)	1934—1938	25	160
Вост. Гренландия	1932—1933	27	70
Вандунг (Ява)	1932—1935	30	85
Давос (Швейцария)	1911	31	65
Вантероо (Австралия)	1924—1934	41	85
Шпицберген (Норвегия)	1913—1914	51	80
Бет-Дагон (вблизи Тель-Авива, Израиль)	1966	16	
	1974	8	
Пуна (Индия)	1935—1937	30	
То же	1967—1968	12	
Сев. Атлантика	1910—1920	30	
То же	1960—1970	20	
Верхнее Дуброво (СССР, вблизи Свердловска)	1960—1979	26	150
Воейково (СССР, вблизи Ленинграда)	1960—1979	17	140
Душети (СССР, вблизи Тбилиси)	1960—1979	40	80
Иркутск (СССР)	1960—1979	14	120
Индийский океан	1979	28	160

в летние месяцы (май—сентябрь) при средней амплитуде 60—100 % среднего значения.

Отмечается уменьшение проводимости при увеличении влажности воздуха, а также резкое уменьшение проводимости (в 1,5—2 раза) за 1—2 ч до образования тумана.

С высотой выше слоя обмена возрастает электропроводность атмосферы над океанами и над континентами по экспоненциальному закону (с показателем экспоненты $\alpha \approx 0{,}2$ км$^{-1}$) $\lambda = \lambda_0 e^{\alpha H}$, где H — высота в километрах. Внутри слоя обмена величина электропроводности с высотой изменяется не монотонно [10, 92], на границе слоя обмена электропроводность возрастает скачком примерно в 3—4 раза. В табл. 2 (10.1.3) приведена сводка средних данных об изменении электропроводности с высотой.

На рис. 1 (10.1.3) приведены примеры изменения электропроводности атмосферы с высотой над континентами, вблизи промышленных центров (кривая *3*) и в невозмущенных условиях (арктические районы СССР) (кривая *4*). Горизонтальными черточками у кривой *3* отмечены отклонения от средних на уровне σ. На том же рисунке приведен пример изменения с высотой концентрации ядер конденсации (кривая *2*) и напряженности

Таблица 2 (10.1.3)

Средние значения суммарной электропроводности воздуха (фСм/м) выше слоя обмена [48]

Район измерений	Координаты	Период наблюдений	Высота, км												Площадь исследования, км$^{-1}$	Число измерений	Источник
			3	5	6	7	8	9	10	11	12	15	20				
США	25° с. ш., 115° з. д.	1950	—	125	171	207	288	342	396	—	—	—	—		0,25	33	[56]
„	27° с. ш., 81° з. д.	1955	—	126	180	228	288	360	423	477	585	—	—		0,25	3	[104]
СССР	60° с. ш., 31° в. д.	1967	72	136	162	—	—	—	—	—	—	—	—		0,23	10	[7]
Япония	31° с. ш., 130° в. д.	1957—1965	60	110	—	—	—	—	330	—	—	650	1250		0,22	200	[29]
„	33° с. ш., 139° в. д.	1957—1965	60	100	—	—	—	—	360	—	—	750	1350		0,21	150	[29]
„	36° с. ш., 140° в. д.	1957—1965	55	130	—	—	—	—	360	—	—	780	1450		0,22	320	[29]
„	43° с. ш., 141° в. д.	1967	—	135	153	207	261	324	387	477	567	—	—		0,23	—	[111]
„	36° с. ш., 140° в. д.	1959	—	135	—	207	279	324	369	432	486	—	—		0,23	3	[111]
„	43° с. ш., 141° в. д.	1957—1965	55	115	—	—	—	—	365	—	—	800	1500		0,21	230	[29]
США	39° с. ш., 77° з. д.	1956—1957	—	189	225	279	360	932	495	630	783	—	—		0,23	6	[114]
„	40° с. ш., 100° з. д.	1948	—	108	144	198	261	324	387	459	540	—	—		0,22	10	[71]
Швейцария	47° с. ш., 8° в. д.	1957—1958	—	135	171	216	279	333	414	504	621	—	—		0,22	81	[82]
СССР	73° с. ш., 40—100° в. д.	1970	60	145	200	—	—	—	—	—	—	—	—		0,30	21	[48]
Шпицберген	78° с. ш., 15° в. д.	1957—1958	—	135	171	225	279	351	441	558	648	—	—		0,20	33	[48]
Среднее значение			57	120	174	220	280	340	365	515	650	750	1400				

электрического поля атмосферы над континентами (кривая *1*) по данным работы [11]. Между указанными величинами существует коррелятивная зависимость, которая может быть выражена аналитически [11] в виде $E=AN$, где $A=3\cdot10^{-6}\frac{4\pi Dr_i}{ewJ}$, D — коэффициент турбулентности, r_i — средний радиус аэрозольных частиц.

Рис. 1 (10.1.3). Изменение с высотой напряженности электрического поля E (*1*), концентрации N ядер конденсации в районе Ленинграда (*2*), электропроводности воздуха λ над континентами (*3*) и в арктических районах (*4*).

10.1.4. Сопротивление столба воздуха

Сопротивление столба воздуха R определяется как сопротивление вертикального воздушного столба, простирающегося от Земли до высоких проводящих слоев атмосферы, площадь поперечного сечения которого равна 1 м^2. По оценкам разных авторов в среднем сопротивление столба воздуха R составляет $(0{,}7\ldots 1)\cdot10^{17}$ Ом. Причем по данным [71, 78] сопротивление столба воздуха от поверхности Земли до высоты 3 км равно примерно $0{,}4\cdot10^{17}$ Ом, от 3 до 7 км — $0{,}1\cdot10^{17}$ Ом, выше 7 км — $0{,}25\cdot10^{17}$ Ом. Таким образом, вклад области обмена составляет от 40 до 80 % сопротивления всего столба воздуха.

10.1.5. Электрические токи в атмосфере

Токи в атмосфере делятся на следующие виды:

— токи проводимости ($i_{пр}$), обусловленные движением атмосферных ионов под действием напряженности электрического поля;

— конвективные токи ($i_{конв}$), связанные с движением зарядов в атмосфере, перемещающихся вместе с турбулентными и конвективными потоками;

— токи смещения ($i_{см}$), связанные с наличием отличной от нуля производной напряженности электрического поля по времени, т. е. с временными вариациями E;

— токи осадков, связанные с переносом зарядов выпадающими осадками;

— токи молний, связанные с переносом зарядов при грозовых разрядах на площадь земли в 1 км² за 1 год;

— токи с острий, возникающие при большой напряженности электрического поля обычно в предгрозовой и грозовой периоды и истекающие с любых заостренных предметов на Земле, в том числе с деревьев, растительности, строений и т. п.

В хорошую погоду рассматриваются обычно первые три вида тока, причем в основном даже один — ток проводимости. В атмосфере плотность тока проводимости связана с напряженностью электрического поля и электропроводностью в данной точке соотношением $i_{пр}=E\lambda$.

Если все токи, кроме тока проводимости, отсутствуют, то при квазистатических условиях ток проводимости одинаков на всех уровнях между Землей и высокими проводящими слоями атмосферы и определяется соотношением $i=V/R$.

При измерении плотности тока проводимости для различных районов были получены значения от 1 до 4 пА/м², хотя известны ситуации, когда плотность тока проводимости при хорошей погоде составляла в среднем примерно 13,3 пА/м² (на горе Юнгфрау [78]).

Конвективный ток существует внутри слоя обмена и по оценкам Краакевика [79] составляет в среднем 10—30 % значения тока проводимости, хотя иногда может и существенно превышать его значение.

Токи смещения обусловлены временными изменениями напряженности электрического поля:

$$i_{см}=\frac{dQ}{dt}\approx-\frac{dE}{dt}.$$

При быстрых изменениях E токи смещения становятся сравнимыми по значению с током проводимости, поэтому при знакомстве с эмпирическими данными следует удостовериться, что были приняты необходимые меры по защите аппаратуры от воздействия токов смещения.

10.1.6. Объемные заряды в атмосфере

Объемные заряды (ρ) могут создаваться легкими и тяжелыми ионами, частичками пыли, капельками и т. д. При хорошей погоде среднее значение плотности объемного заряда в приземном слое составляет 10—300 пКл/м³. Величина эта испытывает значительные колебания, принимая иногда и отрицательные значения.

В хорошую погоду значение объемных зарядов с высотой уменьшается, особенно быстро — выше слоя обмена. При затоке воздушных масс от промышленных районов, городов и других

источников загрязнений значение объемного заряда возрастает и изменение его с высотой имеет более сложный характер.

10.2. Электрические характеристики облаков

В этом параграфе рассматриваются следующие электрические характеристики облаков: напряженность электрического поля, электропроводность облачного воздуха, заряды частиц облаков и осадков.

10.2.1. Напряженность электрического поля в облаках

Средние значения напряженности электрического поля в облаках различных форм существенно различаются. На рис. 1 (10.2.1),

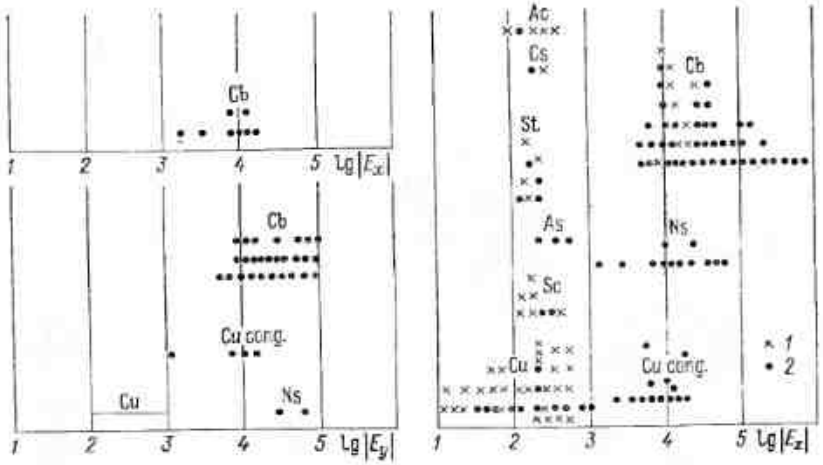


Рис. 1 (10.2.1). Средние (*1*) и максимальные (*2*) значения напряженности электрического поля в облаках различных форм, полученные разными авторами ([2, 5, 12, 13, 49, 63] и др.) в разных районах земного шара.

построенном по результатам измерений, взятым из различных работ, видно, как группируются значения составляющих напряженности электрического поля в разных облаках.

Наиболее обширный массив данных измерений напряженности электрического поля в облаках различных форм имеется для территории СССР [12]. По этим данным удалось построить распределения значений вертикальной составляющей напряженности электрического поля в облаках. Оказалось, что повторяемость абсолютных значений $|E_z|$ может быть удовлетворительно аппроксимирована логарифмически нормальным распределением, причем параметры распределений существенно различаются для облаков разных форм (табл. 1 (10.2.1) и рис. 2 (10.2.1)). Значения $|E_z|_{max}$ получены путем экстраполяции кривой распределения до

уровня 99,9 %, т. е. они представляют собой расчетные значения, вероятность которых не превышает 0,1 %.

Как видно из рис. 1 и 2 (10.2.1) и табл. 1 (10.2.1), средние значения напряженности электрического поля в облаках, не дающих осадков (St, Sc, Ac, Cu), достаточно близки и существенно отличаются от аналогичных характеристик для облаков, дающих осадки (As, Ns, Cu cong., Cb).

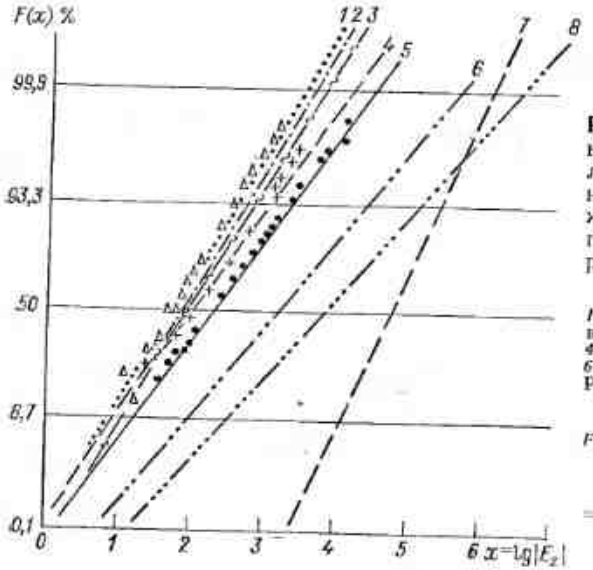


Рис. 2(10.2.1). Распределение $F(x)$ логарифма абсолютных значений вертикальной составляющей напряженности электрического поля $x=\lg|E_z|$ в облаках различных форм по данным ряда авторов.

1 — Ac [12], *2* — St [12], *3* — St в районе Кривого Рога [20], *4* — As [12], *5* — Ns [12, 49], *6* — As—Ns в районе Кривого Рога [20], *7* — Cb (составляющая E_y) [113], *8* — Cb [12].

$F(x)=\left(\frac{1-\Phi(x)}{2}\right)$, где $\Phi(x)=\frac{2}{\sqrt{\pi}}\int_0^x e^{-\xi^2}d\xi$ — интеграл вероятности.

Таблица 1 (10.2.1)

Среднее арифметическое $\overline{E_z}$, медианное $E_{z\,med}$ и максимальное $E_{z\,max}$ значения вертикальной составляющей напряженности электрического поля в облаках различных форм при осреднении по слоям высотой 100 м и горизонтальной протяженностью 3000—4000 м

Форма облаков	$\overline{E_z}$ В/м			$E_{z\,med}$ В/м			$E_{z\,max}$ 10^{-3} В/м			Среднеквадратическое отклонение δ дБ		
	Л	К	Т	Л	К	Т	Л	К	Т	Л	К	Т
St	160	160	160	100	120	130	2	1,5	1	8	7,5	6
Sc	130	160	160	80	100	100	2	2,5	7,5	9	9	12
Ac	100	180	250	40	80	70	2,5	1,5	4,6	11	12	17
As	200	320	460	100	150	350	8	7,5	60	13	11	14,5
Ns	300	450	700	150	250	600	16	7,5	135	13	10,5	16,5
Cb	—	—	—	5000	—	—	2000	—	—	17	—	—

Примечание. В таблице представлены результаты измерений в районе Ленинграда (Л), Киева (К) и Ташкента (Т).

Если представить последовательность форм облаков по возрастанию их электрической активности, характеризуемой средними абсолютными значениями напряженности электрического поля, то она будет иметь следующий вид: St, Sc, Cu, Ac, As, Ns, Cu cong., Cb. Экстремальные измеренные значения представлены в табл. 2 (10.2.1).

На рис. 3 (10.2.1) приведено распределение измеренных максимальных значений горизонтальной составляющей напряженности электрического поля в активных грозовых облаках [113]. Как правило, с увеличением толщины облака H возрастает его электриче-

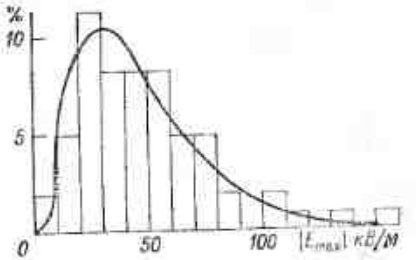


Рис. 3 (10.2.1). Плотность распределения максимальных абсолютных значений горизонтальной составляющей напряженности электрического поля в активных грозовых облаках [113].

Таблица 2 (10.2.1)

Экстремальные значения составляющих напряженности электрического поля в облаках по данным ряда авторов

Место измерения	Форма облаков	Напряженность электрического поля, кВт/м			Источник
		E_z	E_y	E_x	
Индия	Sc муссонные	—0,1... 0,2	—	—	[95]
ЕТС	Ns на втор. хол. фронте	—50... 25	—	—	[5]
ЕТС	Ns	—50... 40	—	—	[2]
Грузия, СССР	Cu	0,1... 0,4	—	—	[12]
ЕТС	Cu	1	—	—	[13]
Гавайские о-ва	Cu теплые	—0,05... 0,22	—	—	[105]
Аризона, США	Cu пассатные	—	—0,1... —1		[65]
ЕТС	Cu cong.	4	—	—	[13]
Аризона, США	Cu cong.	—5... 5	—	—	[63]
Аризона, США	Cu cong.	—15... 10	—	—	[81]
Аризона, США	Cb	—15... 10	—	—	[90]
ЕТС	Cb	40	—30... 95	—	[5, 13]
Аризона, США	Cb	—40... 30	—	—	[65]
Нью-Мексико, США	Cb	—140... 130	—60... 80	—	[113]
Флорида, США	Cb	—85... 60	—25... 20	—10... 16	[66]
Колорадо, США	Cb	100	—	—	[58]
Кавказ, СССР	Cb	—250... 900	—	—	[12]

ская активность, и особенно экстремальные значения напряженности электрического поля в облаках (рис. 4 (10.2.1)).

Зависимость электрической активности облака от его толщины H значительно ярче проявляется в южных широтах, чем в север-

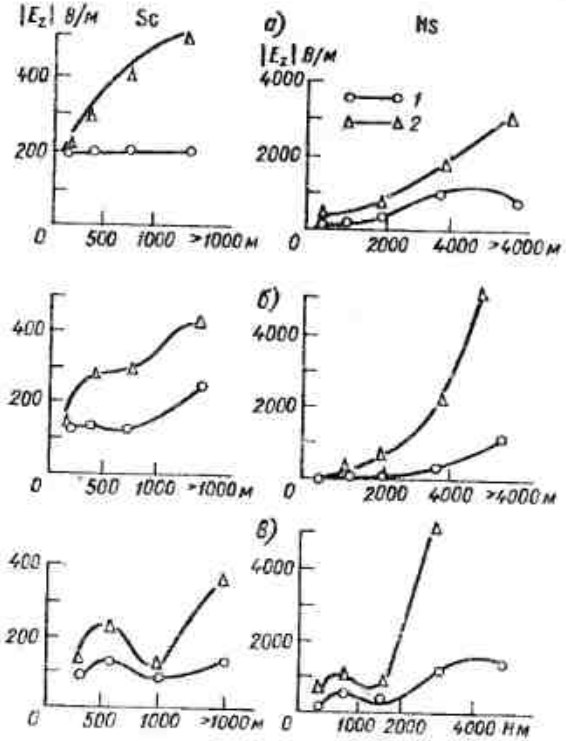


Рис. 4 (10.2.1). Зависимость средней (*1*) и максимальной (*2*) вертикальной составляющей напряженности электрического поля от толщины облака H.

а — Ленинград, *б* — Киев, *в* — Ташкент.

ных. Электрическая активность облаков в среднем возрастает от северных широт к южным.

Типичные вертикальные электрические структуры облаков слоистых форм представлены на рис. 5 и 6 (10.2.1) [12]. На рис. 5 (10.2.1) по оси ординат отложены приведенные высоты, для получения которых области под облаками (*1*), в облаке (*2*) и над облаком (*3*) (до верхнего уровня зондирования) делились на 10 частей и затем проводилось сравнение этих частей вне зависимости от реальной толщины и высоты расположения облака. Кривые на рис. *а* и *в* соответствуют положительно поляризованному

облаку, когда в нижней части облака находится преимущественный отрицательный заряд, а в верхней — преимущественный положительный, примерно в 30 % случаев наблюдается обратное

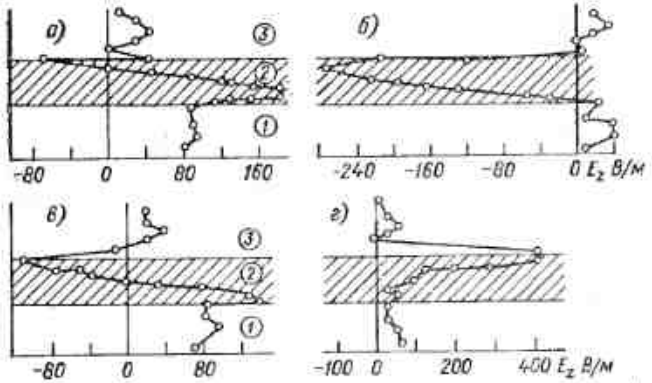


Рис. 5 (10.2.1). Распределение по высоте вертикальной составляющей напряженности электрического поля E_z в слоисто-кучевых облаках с определенным типом электрической структуры и при отсутствии облаков другого вида для Ленинграда за 1958—1959 гг. [12].

а — положительно поляризованные облака (72 случая), *б* — отрицательно (20 случаев), *в* — положительно заряженные облака (38 случаев), *г* — отрицательно (10 случаев). Сравнение облаков велось по областям: *1* — от Земли до нижней границы облаков, *2* — внутри облака, *3* — от верхней границы облаков до высоты подъема самолета (6—7 км).

расположение зарядов в облаке, или отрицательная его поляризация. Тонкие облака слоистых форм часто бывают однозарядными (заряд противоположного знака в этих случаях чаще всего

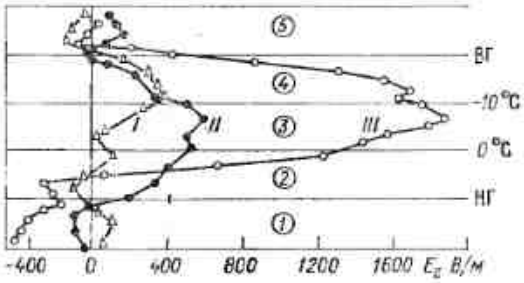


Рис. 6 (10.2.1). Приведенный ход напряженности электрического поля в облаках Ns, имеющих смешанное строение.

I — Ленинград, 1960—1962 гг. (18 случаев), *II* — Киев, 1960—1963 гг. (7 случаев), *III* — Ташкент, 1960—1961 гг. (10 случаев); НГ и ВГ — нижняя и верхняя границы облаков. Сравнение облаков велось по пяти областям.

находится над облаком в слое, непосредственно к нему прилегающему). Мощные же облака, как правило, бывают многозарядными.

На рис. 6 (10.2.1) представлено распределение напряженности электрического поля по высоте в слоисто-дождевых облаках смешанного строения, наблюдаемое в умеренных широтах [11, 12]. Максимальные значения E наблюдаются в области между изотермами —10 и 0 °С. Под облаком или в его нижней части часто существуют области положительных зарядов, связанных с осад-

ками. Конвективные облака (Cu, Cu cong., Cb), как правило, содержат два основных заряда: в 75 % случаев всю верхнюю часть облака занимает положительный заряд, а нижнюю — отрицательный. В кучево-дождевых облаках в нижней части появляется третья область положительного заряда, связанная с выпадением дождя. В этом отношении они имеют некоторое формальное сходство со слоисто-дождевыми облаками, существенно отличаясь

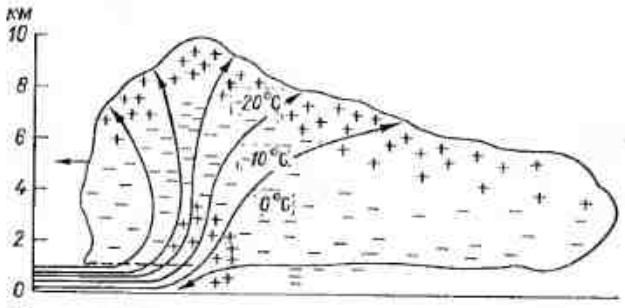


Рис. 7 (10.2.1). Распределение электрических зарядов по высоте в типичном грозовом облаке [99].

Плюсами обозначена область положительно заряженного дождя, минусами — отрицательно заряженного.

от них по значению плотности объемных зарядов. В среднем для слоистообразных облаков характерная плотность объемного заряда составляет примерно 10^{-13}—10^{-12} Кл/м³, для слоисто-дождевых — 10^{-12}—10^{-11} Кл/м³, для кучево-дождевых — 10^{-11}—10^{-10} Кл/м³, а для грозовых — 10^{-9} Кл/м³. В разных физико-географических условиях средние значения основных зарядов облаков могут существенно различаться. Структура грозового облака схематически представлена на рис. 7 и 8 (10.2.1).

Характерным единичным образованием в грозовом облаке является отдельная ячейка. Грозовое облако состоит из одной или нескольких таких ячеек, находящихся в различных стадиях развития (см. п. 4.5.3). В верхней части грозовых облаков, на высотах более 7 км, при температуре ниже —10 °С в облаке наблюдаются в основном положительные заряды. Ниже, в слое 2—7 км, расположена область с отрицательными зарядами с центром между изотермами —10... 0 °С. Вторая, более слабо выраженная область положительных зарядов находится ниже нулевой изотермы.

В среднем области имеют следующие размеры: верхняя с положительным зарядом — около 2 км; с отрицательным зарядом — примерно 1 км и нижняя с положительным зарядом — около 0,5 км.

На рис. 9 (10.2.1) представлено распределение пространственных зарядов в грозовых облаках, развивающихся в различных

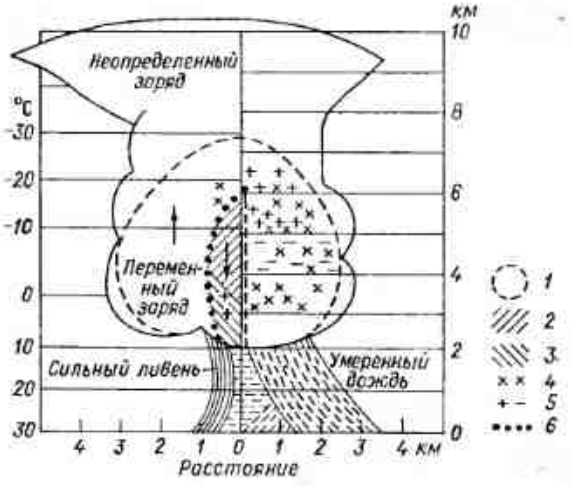


Рис. 8 (10.2.1). Модель распределения зарядов в грозовой ячейке [80].

1 — граница области с частицами осадков (по радарному отражению), *2* — область растущих градин, *3* — область тающих градин, *4* — область снега, *5* — знаки электрических зарядов, *6* — граница между восходящими (↑) и нисходящими (↓) потоками.

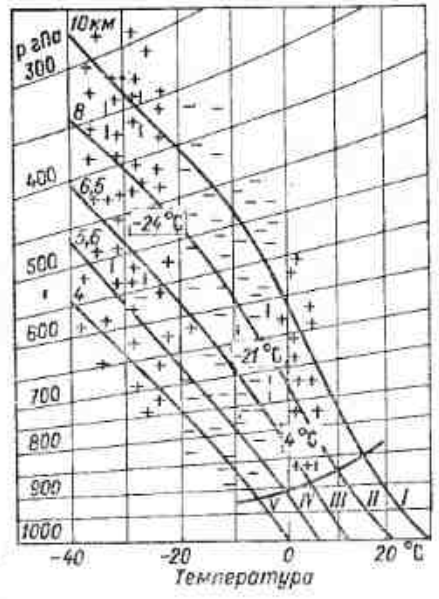


Рис. 9 (10.2.1). Типичное распределение зарядов в грозовых облаках, сформировавшихся в различных воздушных массах, пришедших в Северную Европу [83].

I — типично для воздуха, пришедшего из субтропиков, *II*—*III* — для воздуха умеренных широт, *IV*—*V* — для очень холодных воздушных масс (зимние грозы).

воздушных массах. Если не учитывать нижнюю часть, то грозовое облако представляет собой положительный диполь с типичным распределением основных зарядов: отрицательный — в нижней части облака, положительный — в верхней. Существование в нижней части облака достаточно большой зоны положительных температур характерно для грозовых облаков теплой половины года. Зимние грозы возможны и при отсутствии зоны положительных температур и, следовательно, при отсутствии положительного за-

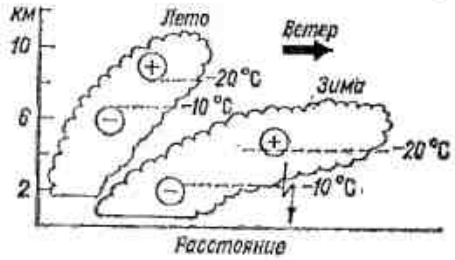


Рис. 10 (10.2.1). Схема зимних и летних грозовых облаков по [108].

ряда в нижней части облака; однако эти грозы чаще всего малоинтенсивны. Зимнее грозовое облако также представляет собой диполь, но сильно вытянутый и наклоненный к Земле (рис. 10 (10.2.1)). Вершина облаков зимой располагается ниже, чем летом, поэтому, хотя положительный и отрицательный заряды локализованы в грозовых облаках на уровне одних и тех же изотерм, летом положительный заряд расположен ближе к Земле и менее экранируется отрицательным, что дает возможность непосредственного разряда положительного заряда на Землю.

В разных физико-географических условиях средние значения основных зарядов в облаке могут существенно различаться. В табл. 3 (10.2.1) приводятся сведения о среднем электрическом моменте облачного диполя (M), заряде в верхней ($Q_в$) и нижней ($Q_н$) частях облака и высоте ($h_{Q_в}$, $h_{Q_н}$), на которой они измерялись, а также о расстоянии между основными зарядами.

Таблица 3 (10.2.1)

Электрическая структура грозовых облаков

Широта	M Кл·км	$Q_в$ Кл	$h_{Q_в}$ км	$Q_н$ Кл	$h_{Q_н}$ км	L_Q км	Источник
50° с. ш.	72	24	6	—20	3	3	[98]
35° с. ш.	200	40	10	—40	5	5	[85]
35° с. ш.	234	39	9	—39	3	6	[72]
50—60° с. ш.	35	23		—23		1,5	[12]
—	—	60	9	—340	3	6	[14]
—	—	80	7	—120	5	2	[109]

Вследствие большой динамичности процессов в грозовых облаках распределение зарядов в них быстро изменяется, и одновременно происходит столь же быстрое изменение распределения электрического поля.

Установлено [15], что в процессе развития облака электрическая структура его претерпевает значительные изменения. Часто на первой стадии (стадия развития) облако имеет положительную полярность (основной отрицательный заряд — внизу, а основной положительный заряд — вверху), а при переходе к стадии зрелости полярность изменяется на обратную. В стадии диссипации также происходит преобразование электрической структуры облака (табл. 4 (10.2.1)).

Таблица 4 (10.2.1)

Повторяемость (%) случаев положительного и отрицательного направлений напряженности электрического поля в облаке в зависимости от стадии развития конвективных облаков [15]

Направление напряженности электрического поля в облаке	Стадии			Число случаев
	развития	зрелости	распада	
+	82	14	4	57
—	9	36	56	101

Напряженность электрического поля в грозовых облаках на стадии развития достигает 10^5 В/м, а в отдельных зонах — 10^6 В/м (см. рис. 1, 2 (10.2.1)). Горизонтальные составляющие вектора напряженности электрического поля в конвективных облаках велики и сравнимы с вертикальной составляющей (см. рис. 3 (10.2.1) и табл. 2 (10.2.1)).

В грозовом облаке в период роста и стационирования происходят непрерывные процессы электризации частиц и разделения заряженных частиц в пространстве. Поэтому, рассматривая грозовое облако как генератор электрического тока, можно говорить о силе вырабатываемого им тока. Измерения при полетах над облаком и под облаком [12] позволили оценить силу тока во внешней цепи генератора. Проинтегрированная по всей площади грозового облака она в умеренных широтах составила 0,1—0,2 А, а в низких широтах 0,5—1 А. Ряд исследователей утверждают, что гроза является как бы генератором с большим током утечки. Так, по мнению Воркмана [3], до 90—95 % вырабатываемой грозой электрической энергии, а возможно, и более, расходуется тем или иным способом между главными центрами внутри облака. Согласно [8], грозовое облако скорее можно считать короткозамкнутым генератором, сила тока которого составляет около 100 А. О больших токах утечки внутри облака можно судить по большей электрической проводимости в грозовом облаке (см. п. 10.2.2), которая по

данным непосредственных измерений [33, 63], а также согласно расчетам по кривым восстановления поля после удара молнии [16, 67—69] примерно на два порядка больше проводимости воздуха вне облаков на данной высоте.

По мнению Мейсона [35], любая модель или теория, описывающая процессы в грозовом облаке, должна учитывать следующие его основные характеристики:

1) средняя продолжительность выпадения осадков и разрядной активности для типичной грозовой ячейки составляет $\approx$30 мин;

2) средний электрический момент, уничтожаемый грозовым разрядом, равен $\approx$100 Кл·км; соответствующий заряд, вовлеченный в разряд, $\approx$20—30 Кл;

3) в типичной грозовой ячейке интервалы между отдельными грозовыми разрядами составляют $\approx$20 с, средний ток молнии $\approx$1 А, в отдельные активные моменты частота грозовых разрядов может резко (на 2 порядка) возрасти;

4) заряд, который разделяется непосредственно после удара молнии за счет выпадения частиц осадков, равен $\approx$1000 Кл;

5) в типичной грозовой ячейке этот заряд генерируется и разделяется в области между изотермами 0... —40 °С;

6) отрицательный заряд располагается на уровне изотермы —5 °С, основной положительный заряд — на несколько километров выше, а вблизи основания облака ниже изотермы 0 °С часто возникает добавочный положительный заряд;

7) через 10—20 мин после появления достаточно крупных частиц осадков, способных создать радиоэхо, в облаке образуются и разделяются заряды, необходимые для возникновения молний.

В табл. 5 (10.2.1) приведены данные ряда авторов о значениях и высоте расположения зарядов в грозовых облаках. Отметим, что электрическая структура облаков слоистых форм определялась по результатам непосредственных измерений в них. Распределение же зарядов в грозовых облаках рассчитывалось по данным измерений напряженности электрического поля во время полетов над ними.

На фоне основных зарядов в облаке хаотически расположены заряды плотностью на 1—2 порядка выше средней. Это так называемые зоны неоднородностей в облаке, наиболее характерные для конвективных облаков. В среднем размеры зоны экстремальных зарядов составляют от десятков до сотен метров при наиболее вероятном 50—200 м (рис. 11 (10.2.1)). Спектр размеров зон электрических неоднородностей подобен спектру размеров зон, где меняется заряжение самолета, и спектру размеров струй в конвективных облаках (рис. 12 (10.2.1)).

Зоны неоднородностей наблюдаются и в слоистообразных облаках. Вероятность того или иного значения неоднородности в облаках различных видов описывается кривыми распределения (рис. 13 (10.2.1)). Средние и максимальные значения электрических неод-

Таблица 5 (10.2.1)

Заряд Q и высота его локализации H_Q в грозовых облаках

Место наблюдения	Способ определения Q	Q Кл	H_Q км	Источник
Африка	По значению ΔE во время разряда молнии	10—30	1,5—3,5	[83]
Нью-Мексико	По ΔE во время разряда на сети наземных измерений (11 пунктов)	9—24		[83]
Англия	То же	40—160		[83]
США	„	50		[83]
США, 35 с. ш.	По данным о распределении напряженности электрического поля в облаке	—30 39	3 6	[72]
35° ю. ш.	То же	40 —40 10	10 5 2	[85]
50° с. ш.	„	—20 24 4	3 6 Ниже отриц. заряда	[98]
ЕТС, 50—60° с. ш.	„	23		[12]
Япония	По геомагнитным полям	от 20—30 до 200—300	4—8	[83]

породностей представлены в табл. 6 (10.2.1). Максимальные значения получены путем экстраполяции кривых распределения до уровня 99,9 %. Электрические неоднородности оценивались как отношение отклонений от среднего значения текущего значения напряженности электрического поля на выбранном участке горизонтального пути к среднему значению $|\Delta E/E_{ср}|$. Распределение значений $|\Delta E/E_{ср}|$ в облаках достаточно хорошо описывается нормально-логарифмическим законом. Из рис. 13 (10.2.1) видно, что медианные значения неоднородностей $|\Delta E/E_{ср}|_{med}$ в облаках различных форм близки между собой и составляют примерно 20 %; наклон же кривых различен, что свидетельствует о разной вероят-

Таблица 6 (10.2.1)

Средние и максимальные значения электрических неоднородностей в облаках различных форм

Форма облаков	$\lvert\Delta E/E_{ср}\rvert_{med}$ %	$\lvert\Delta E/E_{ср}\rvert_{max}$ %
Sc	25	350
Ns	22	300
Cb	17	1500

ности существования больших неоднородностей в облаках различных форм.

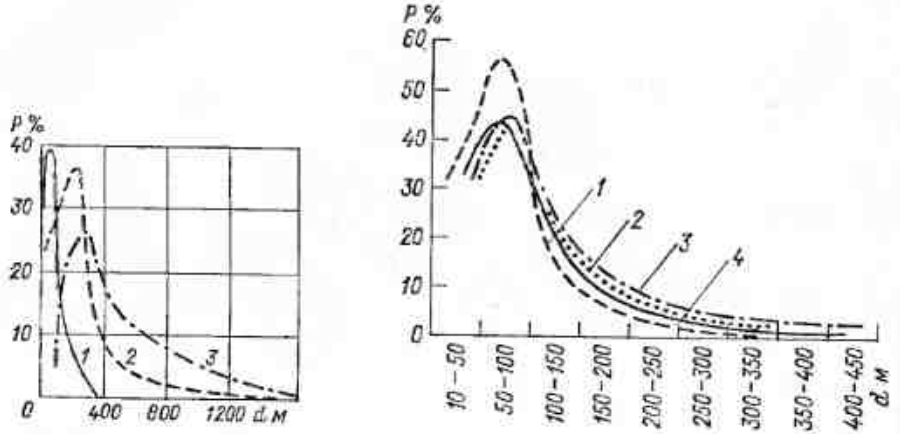


Рис. 11 (10.2.1). Повторяемость P (%) линейных размеров зон с экстремальными зарядами в мощных кучевых облаках (*1*), грозовых облаках в стадии зрелости (*2*) и в стадии распада (*3*) [12].

Рис. 12 (10.2.1). Повторяемость P (%) линейных размеров воздушных струй (пузырей) (*1*), зон экстремумов заряда самолета (*2*), напряженности электрического поля (*3*) и температуры (*4*) в конвективных облаках [12].

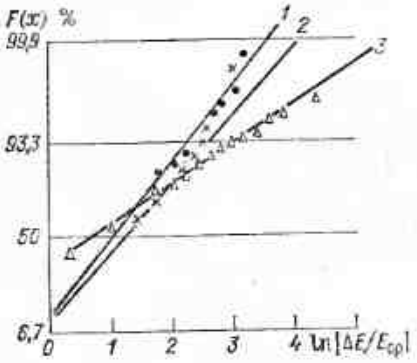


Рис. 13 (10.2.1). Распределения значений электрических неоднородностей $|\Delta E/E_{ср}|$ в облаках различных форм [12].

$F(x) = \left(\frac{1-\Phi(x)}{2}\right)$; *1* — Sc, *2* — Ns, *3* — Cb.

В табл. 6 (10.2.1) представлены значения $|\Delta E/E_{ср}|_{med}$ и расчетные значения $|\Delta E/E_{ср}|_{max}$, соответствующие 0,1 %-ной вероятности существования больших неоднородностей. Таким образом, если в Sc и Ns одна из 1000 неоднородностей достигает 300—350 %, то в Cb одна из 1000 неоднородностей может достигать 1500 %. Неоднородности, превышающие 10 %, занимают 50—60 % траектории полета в облаках типа Sc и до 70—80 % — в Ns.

Вопрос о влиянии загрязнения на значение напряженности электрического поля облаков мало исследован, однако в работе [20] указано, что загрязнение атмосферы может приводить к существенному изменению значения напряженности поля в облаке. Так, в загрязненном промышленном районе Кривого Рога $|E_z|_{med}$ в облаках As—Ns примерно на порядок больше, чем в аналогичных облаках в менее загрязненных районах Киева (см. табл. 1 (10.2.1)).

10.2.2. Электропроводность в облаках

Электропроводность облачного воздуха, как правило, меньше электропроводности свободной атмосферы на том же уровне в среднем примерно в 3—5 раз (в отдельных случаях и в 20 раз), что связано с захватом атмосферных ионов каплями.

Измерение электропроводности воздуха в облаках является методически сложной задачей в основном из-за сильного заряжения измерительных электродов аппаратуры при касании их капельками и разрядке электродов при отрыве капелек. В связи с этим такие измерения весьма малочисленны. Они проводились в горах [26, 52, 89, 90]; несколько измерений сделано при использовании в качестве подъемного средства самолета [26, 81], ракеты [33], радиозонда [26, 63, 90, 94]; некоторые авторы рассчитывали электропроводность в грозовых облаках по времени релаксации напряженности электрического поля после молниевого разряда [3, 8, 16, 67—69, 86].

Электропроводность в облаках слоистых форм составляет на уровне 2—3 км в среднем $1—5\cdot10^{-14}$ См/м. При положительных значениях напряженности электрического поля обычно коэффициент униполярности $\lambda_1/\lambda_2>1$, при отрицательных значениях $\lambda_1/\lambda_2<1$.

Электропроводность воздуха в слоисто-дождевых облаках детально не измерялась. В работе [24] анализируются данные измерений электропроводности воздуха на горе Эльбрус. Автор отмечает, что ход электропроводности при прохождении слоисто-дождевых облаков в общем не отличается от ее хода в слоистых облаках. Поэтому можно предположить, что электропроводность в слоисто-дождевых облаках, так же как и в слоистых, в несколько раз меньше электропроводности в свободной атмосфере на том же уровне.

Электропроводность в кучевых облаках измерялась эпизодически вблизи поверхности Земли [52, 89]; отдельные измерения электропроводности в слабо развитых кучевых облаках были проведены с самолета [4]. Инерционность аппаратуры позволяла измерить только средние значения электропроводности. В среднем электропроводность в кучевых облаках в несколько раз меньше электропроводности воздуха в чистой атмосфере на том же уровне.

Таблица 1 (10.2.2)

Средние значения положительной ($\lambda_{1\ обл}$), отрицательной ($\lambda_{2\ обл}$) и суммарной ($\lambda_{\Sigma\ обл}$) электропроводности облачного воздуха в облаках различных форм

Форма облаков	$\lambda_{1\ обл}$ См/м	$\lambda_{2\ обл}$ См/м	$\lambda\Sigma_{\ обл}$ См/м	$\frac{\lambda_{атм}}{\lambda\Sigma_{\ обл}}$	$\frac{\lambda_{1\ обл}}{\lambda_{2\ обл}}$	H км	Источник
Измерения в горных облаках							
Sc	$0{,}4\cdot10^{-14}$	$0{,}4\cdot10^{-14}$	$0{,}8\cdot10^{-14}$	7,5	1	2—3	[52]
Sc	$(0{,}2\ldots 3)\cdot10^{-14}$	$(0{,}2\ldots 2{,}5)\cdot10^{-14}$		1,5—5	0,2—4,5	2—3	[24, 26, 40]
Cu	$0{,}6\cdot10^{-14}$	$0{,}6\cdot10^{-14}$		10	1	2	[52]
Cu	$(0{,}7\ldots 4)\cdot10^{-16}$	$(0{,}6\ldots 4)\cdot10^{-16}$		0,8	1—1,2	2,5	[88]
Cu cong.	$2\cdot10^{-15}$	$2{,}3\cdot10^{-15}$		10	0,9	4,5	[90]
Cb	$0{,}7\cdot10^{-14}$	$0{,}2\cdot10^{-14}$		0,1	2,6	4,5	[90]
Самолетные измерения							
Cu	$1{,}2\cdot10^{-16}$	$0{,}7\cdot10^{-16}$	$1{,}7\cdot10^{-16}$				[6, 24, 26]
Cu cong. (с осадками)	$1{,}4\cdot10^{-15}$	$1{,}2\cdot10^{-15}$	$2{,}6\cdot10^{-15}$				[26]
Радиозондовые измерения							
			$2\cdot10^{-12}$	0,1—1			[94]
			$(0{,}1\ldots 60)\cdot10^{-12}$	$\ll 1$		2—8	[63]
Ракетные измерения							
Cb			10^{-10}	$\ll 1$			[33]
Результаты расчета по кривым восстановления напряженности электрического поля после разряда							
Cb			$(4\ldots 5)\cdot10^{-12}$	0,01—0,1			[17, 16]
Cb			$5\cdot10^{-12}$	0,01—0,1			[69]
Cb			$1{,}3\cdot10^{-12}$	0,01—0,1			[86]
Cb			$(1\ldots 2)\cdot10^{-12}$				[53, 68]

Электропроводность в кучево-дождевых и грозовых облаках исследовалась с помощью специальных зондов [63, 70]. Эти измерения показали, что значения омической электропроводности воздуха в кучево-дождевых облаках на 1—2 порядка больше, чем в свободной атмосфере на том же уровне. Электропроводность воздуха в грозовых облаках оценивалась по кривым восстановления напряженности электрического поля после удара молнии (16, 17, 67, 86 и др.). Эти оценки также свидетельствуют об очень большой электропроводности воздуха в таких облаках (10^{-14}—10^{-10} См/м). По-видимому, наряду с омической проводимостью, в грозовом облаке большую роль играет турбулентная проводимость, однако способы выделения ее из экспериментальных данных, так же как и выделение конвективной и омической проводимости, еще не разработаны. В табл. 1 (10.2.2) приведены некоторые экспериментальные значения электропроводности воздуха в облаках различных форм.

10.2.3. Заряды облачных частиц и частиц осадков

Электрическое состояние облаков обусловлено зарядами отдельных облачных элементов и распределением их внутри облака. Краткая сводка результатов измерений зарядов облачных капель ($d<100$ мкм), ледяных частиц и капель осадков ($d=100\ldots5000$ мкм) приведена в табл. 1, 2 и 3 (10.2.3) и на рис. 1 и 2 (10.2.3). Обращает на себя внимание значительный разброс данных. Действительно, из рис. 1 (10.2.3), построенного Такахаши [104], обобщившего данные многочисленных измерений, видно, что заряд на облачных частицах данного диаметра может изменяться на 2—3 порядка.

Заряды твердых облачных частиц и твердых частиц осадков превышают заряды жидких частиц. Обобщенные данные по зарядам твердых облачных частиц представлены в табл. 2 (10.2.3) и на рис. 2 (10.2.3).

Чалмерс [47] отмечал, что при измерении зарядов отдельных капель в облаках удивляет то, что почти всегда имеются капли, близкие по размеру и выпадающие почти одновременно, заряды которых тем не менее существенно различаются и даже имеют противоположные знаки, хотя при падении они, очевидно, находятся очень близко друг к другу.

Измерения зарядов отдельных частиц в облаках (как в горах, так и в свободной атмосфере) свидетельствуют о том, что в облаках содержатся заряженные частицы обоих знаков.

В облаках слоистых форм и в туманах наблюдается обычно распределение облачных частиц по зарядам, близкое к гауссовскому. В грозовых облаках встречаются крупные области с явным преобладанием зарядов одного знака.

Таблица 1 (10.2.3)

Средний заряд капли ($Кл \cdot 10^{-18}$) в облаках различного типа

Тип облака	Особенности измерения	Радиус капли, мкм							Источник
		2	5	8	10	30	60	80	100	
Туманы	Обобщенные результаты ряда авторов (СССР)	3,2	11,8	6,7	7,4					[18]
„	Ограниченное число измерений (СССР)	4,5	9,4	15,0	11,7					[1]
„	Склон Эльбруса (СССР)	4,5	10,8	13,0	15,2					[18, 40]
„	Самолетные измерения (СССР)	4,0	15,0	21,0	14,0					[18, 40]
„	Аэростатные измерения (СССР)	5,8	15,4							[18, 40]
„	Самолетные измерения (СССР)	14,3	16,0							[25]
„	На горе (США, Калифорния)	0,8	1,01	1,4	1,6					[52]
St, Sc переохлажденные (морось)	На горе (Тасмания)	—	32,0	13,0	192					[110]
Sc	теплые капли					5600				[84]
	переохлажденные капли					4400				
	ледяные частицы					1000				
	замерзшие облачные капли					3700				
Cb	На горе (Калифорния)		30—70	30	50					[88]
Cb, стадия развития	Привязной аэростат (Нью-Мексико)					160—320				[61]
Туман	У поверхности Земли (СССР)	3	6	10	13					[32]
Cu переохлажденные	На горе (США)		3							[76]
Sc	Самолетные измерения	3		20						[39]

Таблица 2 (10.2.3)

Средние заряды твердых частиц осадков [83], а также отношения числа положительно и отрицательно заряженных частиц (N_+/N_-) и их заряды (Q_+/Q_-)

$\frac{Q_+}{Q_-}$	$\frac{N_+}{N_-}$	Знак	Средний заряд, пКл	Тип осадков	Источник
3,6	2,1				[100]
1,9	—	±	0,03 0,02	спокойный снегопад	[73]
		±	1,88 1,59	шквальный снег	
1,4	1,2	±	3,5 1,9	шквальный снег	[57]
—	1,4	±	0,8 1,0	крупа	[87]
—	—	±	0,22 0,33	спокойный снегопад	[74—76]
1,6	1,0	±	0,47 0,30	ливневой снег	
1,1	1,2	±	0,45 0,45	умеренный снег	[23, 27]
3,2	3,5	±	0,09 0,09	мокрый снег	

Исследования распределения зарядов отдельных частиц осадков, выполненные у поверхности Земли, показали, что в осадках, так же как и в облаках, содержатся заряды обоих знаков. Однако измерения в свободной атмосфере [18, 25, 40, 70, 102, 103, 106, 107] показали, что в облаках имеются значительные области (протяженностью $\geqslant 1$ км) с зарядами преимущественно одного знака.

Согласно [25, 84] в облаке существуют два типа распределения зарядов облачных частиц: 1) симметричное, более характерное для верхней части развивающихся облаков и для облаков в стадии рассеяния; 2) несимметричное (со сдвигом, как правило, в отрицательную область), более характерное для нижней части развивающихся облаков. В облаках с асимметричным распределением средний заряд отрицательных частиц больше среднего заряда положительных частиц. В облаках с симметричным распределением средние значения зарядов обоих знаков примерно равны. Связь между размером облачной частицы и ее зарядом недостаточно изучена. Многие исследователи [18] указывают на линейную связь ($q = kr$, где если r выразить в микрометрах, а q — в СГСЭ, то $k = 10 \ldots 20$), другие [61] — устанавливают квадратичную зависимость, третьи [88] — отмечают отсутствие прямой связи между средними радиусами и средними зарядами облачных частиц.

Таблица 3 (10.2.3)

Средние заряды дождевых капель

Форма облаков	Район	Высота, км	Заряд капли, нКл: спокойный дождь	ливневый дождь	грозовой дождь	Источник
			У поверхности Земли			
Sc, Ns	Швейцария	0	0,08	0,6	2,7	[73]
Cb			—1,8	—1,8	—1,95	
Ns	Индия	0		2,1	2,3	[55]
Cb				—2,2	—2,4	
Sc, Ns	Англия	0	0,7	0,4	1,2	[57]
Cb			—1	—0,8	—3,1	
Cb	США	0	—	—	5,0	[75]
					—6,3	
Cu cong.	Воейково, СССР				9	[21]
					—7,5	
			Самолетные измерения			
Cu cong.	США	4		14		[75]
				—33		
Cu cong.		6		21		
Cb		1,5			27	
					—21	
Cb		3			50	[74]
					—37	
Cb		5			41	
					—25	
Cb		6			17	
					—21	
Cu cong.	УССР		1,7	20		[27]
			—1,5	—22		
Cb	Московская область			1		[45]
				—1		
Cb	ЕТС			15		[9]
				—14		
Cb	Нью-Мексико, США				40—50	[70]
			Высотные измерения			
Sc, Ns	Эльбрус, СССР (на горе)		7	14		[23]
			—9	—16		
			Радиозондирование			
Cb	Гавайские о-ва				20—130	[102, 103,
					—70... 150	106, 107]
			Привязной аэростат			
Cb	Нью-Мексико, США				20	[61[

Обобщенные данные Такахаши (см. рис. 1 (10.2.3)) показали, что распределения заряд—размер частиц в облаках могут быть разделены на две группы: к первой относятся теплые облака, не дающие осадков или с осадками в виде мороси, ко второй — ливне-

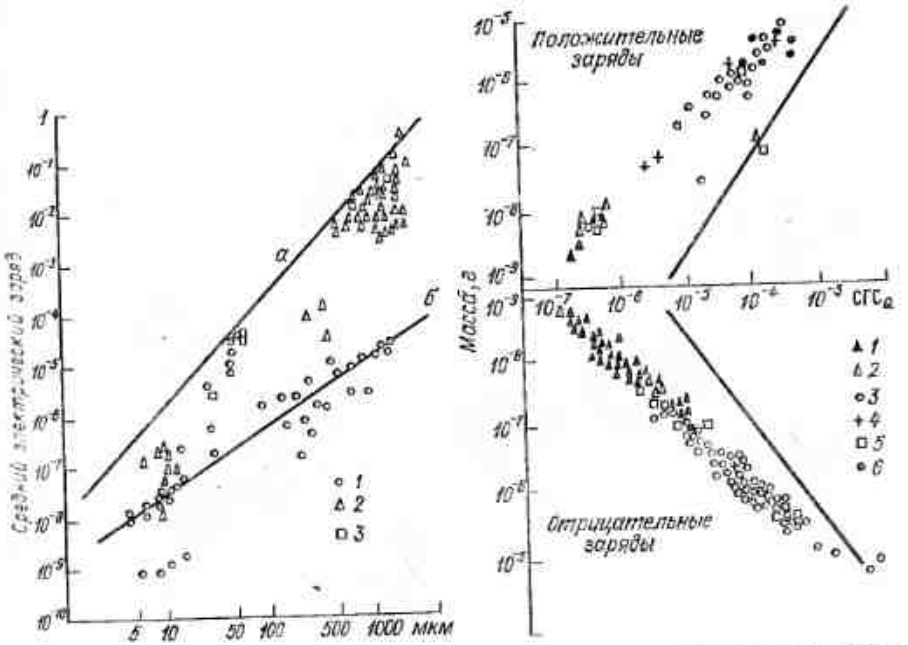


Рис. 1 (10.2.3). Соотношение между средним электрическим зарядом и размером (диаметром) для облачных и дождевых капель [104].

1 — теплые облака, *2* — грозовые облака, *3* — облака с ледяной фазой; *а* — заряды в максимальном поле (340 000 В/м), *б* — заряды, обусловленные капельно-ионным взаимодействием.

Рис. 2 (10.2.3). Соотношение между зарядом и массой ледяных частиц и снежных кристаллов [83].

1 — искусственные ледяные кристаллы (—15 °С), *2* — естественные ледяные кристаллы, *3* — диагональные пластины, *4* — звезды, *5* — сильно разветвленные кристаллы, *6* — ледяные частицы; жирные прямые — верхний предел заряда для сферических частиц.

вые и грозовые облака, в которых, как правило, присутствует ледяная фаза и заряды на 2—3 порядка больше, чем в теплых слоистообразных облаках.

Результаты измерений распределений частиц по размерам и зарядам в теплых слоисто-кучевых облаках и приземных туманах, по данным ряда авторов [18, 32, 31], показали, что полученные распределения часто описываются логнормальными законами. На рис. 3 и 4 (10.2.3) приведены распределения величин q_+/r и q_-/r на логнормальной сетке по работам [42, 43]. Значения отношения q/r для слоистообразных облаков близки между собой и составляют $(0{,}13\ldots 0{,}17)\cdot 10^{-14}$ Кл/м. Параметры этого распределения приведены в табл. 4 (10.2.3).

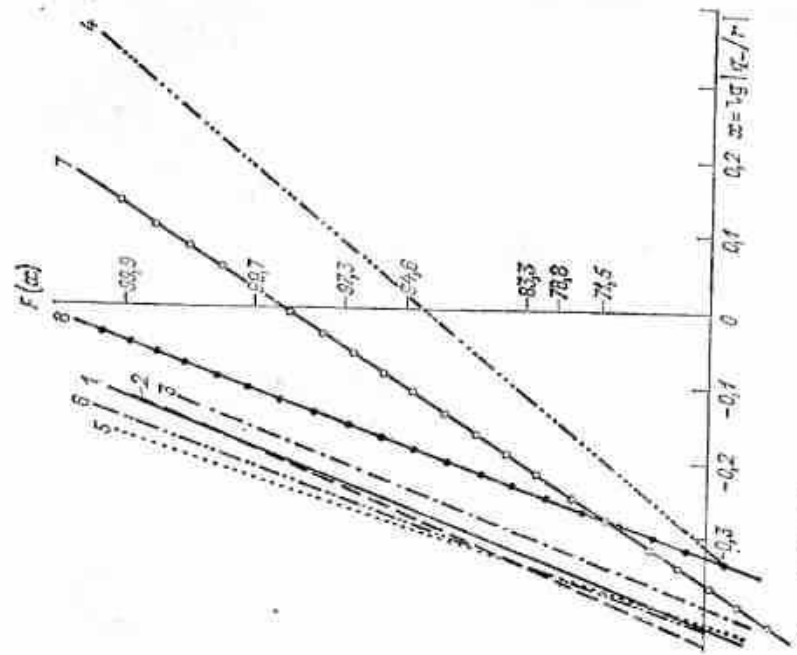


Рис. 4 (10.2.3). Распределение величин $|q_-/r|$ в нормально-логарифмической сетке.

Обозначения см. рис. 3 (10.2.3).

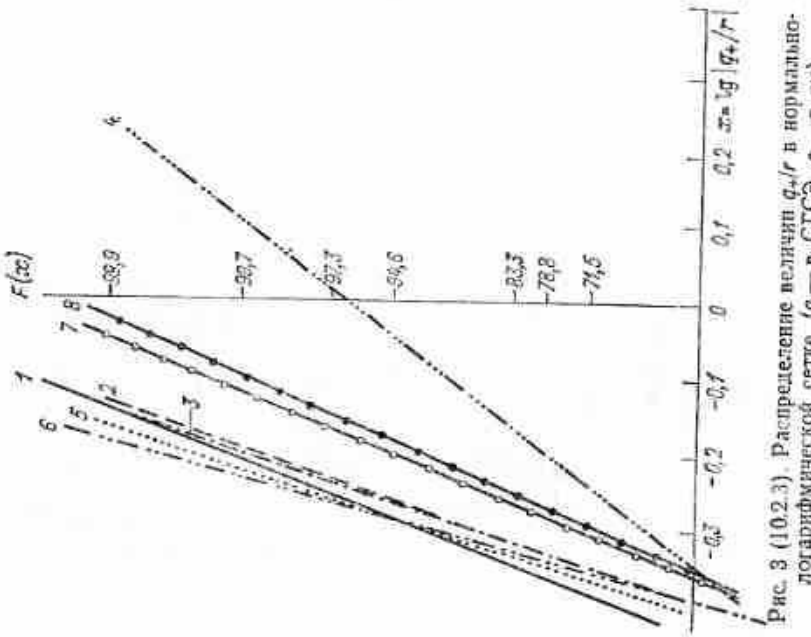


Рис. 3 (10.2.3). Распределение величин q_+/r в нормально-логарифмической сетке (q — в СГСЭ, r — в см).

1 — Sc, 2 — St, 3 — Cu cong., 4 — Cb, 5 — Cu, 6 — St fr. [42], 7 — St, 8 — Sc [43]; $F(x) = \left(\frac{1-\Phi(x)}{2}\right)$.

Параметры распределения величины (q/r) в слоистообразных облаках (10^{-15} Кл/см) при среднем радиусе облачных частиц, равном 3—4 мкм

Форма облаков	$\frac{\bar{q}_+}{r}$	$\frac{\bar{q}_-}{r}$	$\left(\frac{q_+}{r}\right)_{med}$	$\left(\frac{q_-}{r}\right)_{med}$	Источник
Sc	1,44	1,44	1,17	1,11	[40, 42]
Cu cong.	1,44	1,47	1,20	1,20	[40, 42]
Sc	1,41	1,44	1,08	1,14	[40, 42]
St fr.	4,86	1,59	1,17	1,08	[40, 42]
Cu	1,41	1,41	1,20	1,14	[40, 42]
St fr.	1,41	1,41	1,23	1,14	[40, 42]
St, Sc	1,56	1,66	1,32	1,0	[43]
St	0,9—3,0	0,6—3,9			[1]
Cu	4,86	2,07			[39]

Исследования Такахаши [103—105] свидетельствуют о том, что заряды в облаках южных широт больше, чем в облаках умеренных широт.

Глава 11

Радиолокационные характеристики облаков

11.1. Радиолокационная отражаемость (Z) и интенсивность осадков (I)

11.1.1. Радиолокационная отражаемость и ее связь с характеристиками микроструктуры осадков

Радиолокационная отражаемость Z (в дальнейшем для краткости мы часто будем называть ее просто «отражаемость»), рассчи-

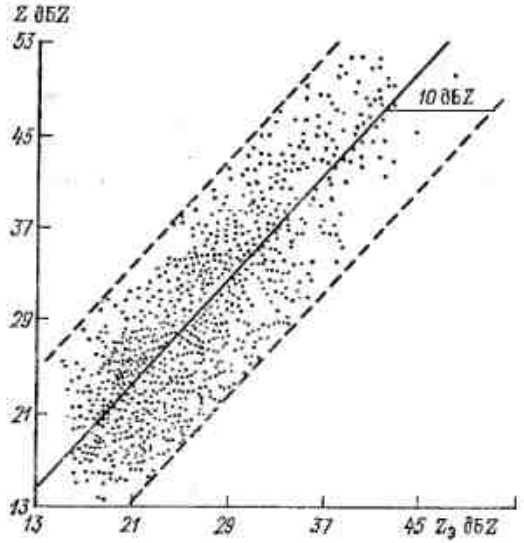


Рис. 1 (11.1.1). Сравнение значений отражаемости, измеренных с помощью МРЛС $Z_э$ и рассчитанных на основе распределений капель по размерам Z [47].

Распределения капель получены с помощью дисдрометра.

танная по распределению капель дождя по размерам, найденному с помощью дисдрометра, и I связаны с измеряемой на МРЛ $Z_э$ статистически. Исследованию связи Z с $Z_э$ посвящено много работ [5]. Их выводы проиллюстрируем, следуя [47].

Из рис. 1 (11.1.1) видно, что экспериментальные точки находятся в пределах ± 10 дБZ (штриховые линии) от линии, описывающей решение уравнения линейной регрессии между Z и $Z_э$. Уравнение линейной регрессии имеет вид

$$\overline{Z} = 1{,}099\overline{Z}_э + 0{,}480 \qquad (1)$$

при коэффициенте корреляции, равном 0,82, и коэффициенте вариации, равном 69,6 %. Во всем диапазоне измерений значение средней разности $\overline{Z}-\overline{Z}_э$ составляет примерно 3 дБZ.

11.1.2. Отражаемость и интенсивность жидких осадков

Опираясь на микрофизические исследования распределения частиц осадков по размерам, Маршалл и Пальмер [23] нашли, что в среднем

$$Z = AI^B = 220I^{1,6}, \qquad (1)$$

где Z выражено в мм^6/м^3, а I — в мм/ч.

В дальнейшем такая связь Z (или $Z_э$) с I получила название $Z-I$ соотношения. Многочисленные исследования [5], проведенные в разных районах земного шара, показывают, что коэффициенты A и B изменяются в широких пределах и зависят от многочисленных факторов, и в первую очередь от типа осадков и особенностей синоптических процессов в районе наблюдений.

О возможных вариациях коэффициентов A и B можно судить на примере исследований [47], выполненных в Канаде (табл. 1

Таблица 1 (11.1.2)

$Z_э - I$ соотношения для различных синоптических ситуаций (южная часть провинции Онтарио, Канада) [47]

Синоптическая ситуация	Уравнение регрессии	N	$\sigma_{\lg I}$	Коэффициент вариации $\lg I$, %
Холодный фронт	$Z_э = 288I^{1,32}$	515	0,306	67
Теплый фронт	$Z_э = 350I^{1,23}$	325	0,261	72
Квазистационарный фронт	$Z_э = 233I^{1,64}$	365	0,277	53
Все остальные фронтальные ситуации	$Z_э = 254I^{1,40}$	687	0,274	60
Внутримассовые ливни	$Z_э = 575I^{1,38}$	28	0,357	68
Все данные	$Z_э = 295I^{1,43}$	1920	0,288	63

Примечание. N — число измерений, $\sigma_{\lg I}$ — стандартное отклонение измеренных значений $\lg I$ от рассчитанных по $Z_э - I$ соотношению.

и 2 (11.1.2)) на МРЛ с $\lambda = 5{,}5$ см. Эти исследования отличаются полнотой изучения изменчивости A и B в одном районе для различных погодных условий и типов осадков. Их результаты подтверждают выводы, полученные ранее в многочисленных исследованиях [5]. Многие авторы проводят собственные исследования для определения наилучших коэффициентов соотношения $Z-I$ для конкретного района наблюдений, в котором производятся измерения I. Например, для Европейской территории СССР [5]

$$Z = 275I^{1,4}, \qquad (1)$$

для Флориды, США [40]

$$Z = 300I^{1,5}. \qquad (2)$$

Таблица 2 (11.1.2)

$Z_э$—I соотношения и их статистические характеристики для осадков разного типа [47]

Тип осадков	Уравнение регрессии	N	$\sigma_{\lg I}$	Коэффициент вариации $\lg I$, %
Слабые осадки или морось	$Z_э = 250I^{1,57}$	41	0,217	34
Обложной дождь	$Z_э = 256I^{1,46}$	1044	0,260	55
Обложной дождь с ливневым	$Z_э = 361I^{1,31}$	767	0,306	64
Изолированные ливни	$Z_э = 544I^{1,27}$	92	0,348	75
Все данные	$Z_э = 295I^{1,43}$	1920	0,288	63

При интерпретации радиолокационных измерений интенсивности осадков обязательно указывается вид соотношения $Z—I$. Самым распространенным при этом является соотношение Маршалла — Пальмера. Этому соотношению соответствуют следующие значения I, $Z_э$ и $\lg Z_a$:

I мм/ч	0,1	0,5	1	2,5	5	10	25	50	100
$Z_э$ дБZ	7	18	23	29	34,2	39	45	50,2	55
$\lg Z_a$	—1,1	0	0,5	1,1	1,22	2,1	2,7	3,22	3,3

Зависимость Маршалла — Пальмера для эффективной площади рассеяния η выглядит следующим образом:

$$\eta = 5{,}7 \cdot 10^{-5} I^{1,6} \lambda^{-4}, \qquad (2)$$

где η измеряется в см$^{-1}$, λ — в сантиметрах.

11.1.3. Отражаемость и интенсивность снегопада

Сопоставляя результаты микрофизических и радиолокационных измерений в снегопадах, можно также установить $Z—I$ соотношения. Так, в [53] предложено следующее соотношение:

$$Z = 1780I^{2,21}, \qquad (1)$$

где Z выражено в мм^6/м^3, I снега — в мм/ч, или в дБZ

$$Z = 32{,}5 + 22{,}1 \lg I. \qquad (2)$$

Для тающего снега

$$Z_э = 26 + 22{,}1 \lg I, \qquad (3)$$

где $Z_э$ выражено в дБZ.

Одному и тому же значению I будут соответствовать разные значения $Z_э$ для снегопадов $Z_{эс}$ и дождей $Z_{эд}$:

I мм/ч	1	10
$Z_{эд}$	23	39
$Z_{эс}$	26	48

11.1.4. Дифференциальная отражаемость Z_{DR} и интенсивность осадков

Величину Z_{DR} можно связать с медианным объемным диаметром капель D_0. Если имеет место экспоненциальное распределение дождевых капель по размерам, то

$$N(D) = \begin{cases} N_0 \exp(-3{,}69D/D_0), & 0 < D < D_{\max}, \\ 0 & D > D_{\max}, \end{cases} \qquad (1)$$

где D — диаметр сферы, равновеликой по объему несферической дождевой капле; $N(D)$ — плотность распределения капель по размерам D (м$^{-3}$/см$^{-1}$); N_0 — нормировочный параметр, пропорциональный концентрации капель; $D_{\max}$ — максимальный диаметр. Совместные измерения Z_{DR} и $Z_г$ (отражаемость, измеренная по горизонтальной поляризации) обеспечивают оценку N_0 и D_0, так как

$$Z_{г,в} = \frac{\lambda^4}{\pi^5 \left| \frac{m^2-1}{m^2+2} \right|^2} \int_0^{D_{\max}} \sigma_{г,в} N(D)\, dD, \qquad (2)$$

где $Z_{г,в}$ — отражаемость, измеренная при горизонтальной и вертикальной поляризации, $\sigma_{г,в}$ — эффективные поперечники рассеяния сплющенных сферических дождевых капель. При ряде допущений в работе [51] дается эмпирическое уравнение связи между $Z_г$, Z_{DR} и I,

$$Z_г = 147I\,(Z_{DR} + 0{,}474)^{2,454},$$
$$0{,}57 \leqslant Z_{DR} \leqslant 4{,}8 \text{ дБ}, \qquad (3)$$

где λ=10 см, I выражено в мм/ч, $Z_г$ — в мм^6/м^3, $D_{\max}$=1 см.

Если выше уровня таяния в облаках $Z_{DR} \approx 0$ дБ, а мощность сигнала достаточно велика, то это может указывать либо на случайную ориентацию кристаллов льда в пространстве, либо на то, что форма града близка к сферической. В случае града средних размеров, имеющего сплющенно-сферическую форму и падающего с предпочтительной ориентацией, $Z_{DR} \geqslant 4$ дБ, а в случае града конической формы $Z_{DR} \approx -1$ дБ [51].

При исследованиях Z_{DR} на МРЛ с двойной поляризацией используют понятие коэффициента круговой поляризации (ККП), который связан с Z_{DR} соотношением

$$\text{ККП} = \left(\frac{1 - Z_{DR}^{1/2}}{1 + Z_{DR}^{1/2}}\right)^2. \qquad (4)$$

Характер зависимости между Z_{DR}, ККП и медианным объемным диаметром капель дождя D_0 для монодисперсного и экспоненциального распределений капель по размерам представлен на рис. 1 (11.1.4) [28].

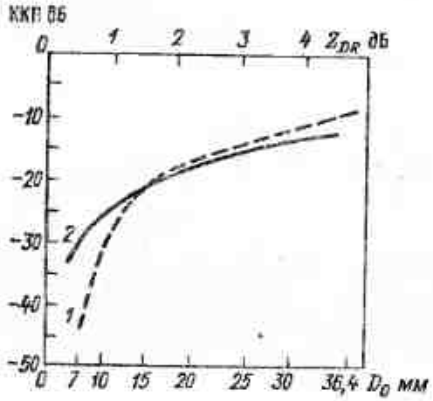


Рис. 1 (11.1.4). Зависимость между дифференциальной отражаемостью Z_{DR} и ККП (*1*), а также между ККП медианным объемным диаметром D_0 (*2*) [51].

Интенсивность осадков рассчитывалась с помощью соотношения Маршалла—Пальмера [33].

11.2. Изменение радиолокационных характеристик облаков в процессе их развития

11.2.1. Особенности появления первого радиоэха

Кучево-дождевые (мульти- и суперячейковые) облака при своем развитии проходят три стадии: рост, развитие, распад.

Временны́е характеристики процесса развития Cb над мезомасштабным полигоном, нормированные на его продолжительность, представлены в табл. 1 (11.2.1) и на рис. 1 (11.2.1). За 100 % принято время от появления конвергенции до полного распада облака. Первое радиоэхо от конвективного облака появляется в среднем спустя 36 % времени существования от момента появления конвергенции в приземном слое. Среднее время существования облаков по визуальным и радиолокационным данным составляло 161 мин. От появления визуально наблюдаемых кучевых облаков до появления первого радиоэха от них в среднем

Нормированное на длительность существования облака время (%) наступления событий от *A* до *J* в процессе развития Cb во время проведения эксперимента (Флорида, США) [35]

Дата	Событие										Длительность, мин
	A	*B*	*C*	*D*	*E*	*F*	*G*	*H*	*I*	*J*	
15 VI 1973 г.	0	29	38	54	(38)	58	58	69	77	100	130
8 VIII 1975 г.	0	14	31	(24)	34	38	45	41—52	59	100	145
12 VIII	0	12	38	(36)	(34)	41	62	возд.	69	100	160
13 VIII	0	14	42	(41)	(67)	50	72	69—78	86	100	180
18 VIII	0	9	44	(34)	47	(41)	47	56—66	75	100	160
19 VIII	0	23	43	45	51	51	(62)	55—57	81	100	235
20 VIII	0	13	39	39	39	41	62	(54—62)	69	100	195
25 VIII (а)	0	15	33	33	(22)	41	81	возд.	(56)	100	135
25 VIII (б)	0	9	18	(14)	27	32	55	возд.	59	100	110
Среднее, %	0	15	36	(36)	40	44	60	61	70	100	161
σ %	0	7	8	12	14	8	11	10	11	0	38

Примечание. *A* — начало конвергенции в приземном слое, *B* — появление первых визуально наблюдаемых облаков, *C* — начало быстрого роста облаков, *D* — появление первого радиоэха, *E* — максимум конвергенции, *F* — первое выпадение осадков на поверхность Земли, *G* — максимум осадков по радиолокационным данным, *H* — максимум осадков по данным плювиографов, *I* — максимум дивергенции, *J* — полный распад, возд. — на облако произведено воздействие; скобки означают, что событие не вписывается в осредненную последовательность, что связано с разной дискретностью регистрации событий.

проходит 21 % времени их существования, т. е. 32 мин. Как только облака начинают расти, практически мгновенно появляется их первое радиоэхо. Временно́й интервал между первым обнаружением радиоэха и первым обнаружением осадков на плювиографической сети равен в среднем 13 мин. В среднем моменты наступления максимума интенсивности осадков по данным МРЛ и по данным плювиографов практически совпадают (60 и 61 %). Максимум приземной дивергенции отмечается примерно по прошествии 70 % времени существования облака. Стадия диссипации от этой точки до полного исчезновения облаков составляет около 30 % времени жизни облака, а период от зарождения конвергенции до формирования первых визуально наблюдаемых облаков — всего 15 %.

На рис. 2 (11.2.1) схематически проиллюстрирована высотно-временна́я эволюция радиоэха конвективной ячейки с момента его первого наблюдения на МРЛ [37]. Из рисунка следует, что после появления первого радиоэха его вершина быстро растет, а основание опускается. Наиболее вероятная длительность этого процесса составляет 3 мин. Максимальное время роста высоты верхней границы первого радиоэха не превышает 15—18 мин. В среднем высота верхней границы первого радиоэха в течение первых 3 мин

жизни возрастает от 3,2 до 4,5 км со скоростью 1—2 м/с. Средняя скорость опускания основания первого радиоэха превосходит 2 м/с.

Исследования, проведенные в северо-восточной части Колорадо (США) [38], позволяют установить связь высоты появления первого радиоэха с температурой воздуха на этой высоте. Первое радиоэхо с $Z_э$=5 дБZ появлялось вблизи или у визуально наблюдаемой вершины облака. Температура в центре зоны первого радиоэха находилась в пределах —15... —20 °С. Появление первого радиоэха по [38] — результат переноса зародышевых ледяных частиц в области с восходящими потоками и высоким влагосодержанием, где дальнейший рост частиц происходит очень быстро.

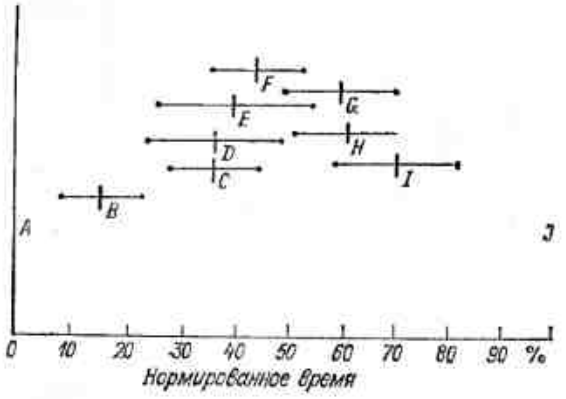


Рис. 1 (11.2.1). Нормированное время существования облаков для событий от *A* до *J* (см. табл. 1 (11.2.1)), полученное по результатам наблюдений за девятью конвективными облаками на наземной мезосети FACE во Флориде, США, в июне—августе 1975 г. [35].

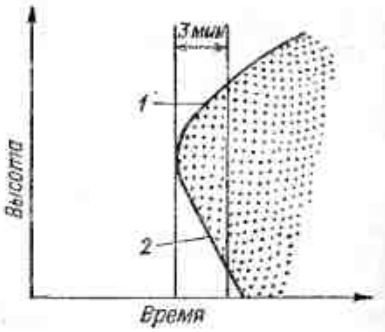


Рис. 2 (11.2.1). Схематическая иллюстрация высотно-временной эволюции радиоэха конвективной ячейки с момента его первого наблюдения [37].

1 — вершина первого радиоэха, *2* — основание.

Эксперименты по обнаружению и определению характеристик первого радиоэха из-за стремительно развивающихся процессов требуют большой квалификации исследователя. Многие авторы дают нечеткое определение первого радиоэха с точки зрения его отражаемости. Для некоторых это $Z_э$=5 дБZ [38], для других 20, 23 или даже 30 дБZ [37]. Определенную роль играет и широта места исследований, и процессы, приводящие к образованию осадков в данном районе. Например, в районе Барбадоса первые радиоэхо ($Z_э$=15... 20 дБZ) наблюдались на 300—1200 м ниже визуальных вершин мощных кучевых облаков. В провинции Квебек (Канада) первые радиоэхо при $Z_э$=23 дБZ наблюдались на высотах, близких к 4 км над уровнем моря, и при температуре от 0 до —5 °С [38].

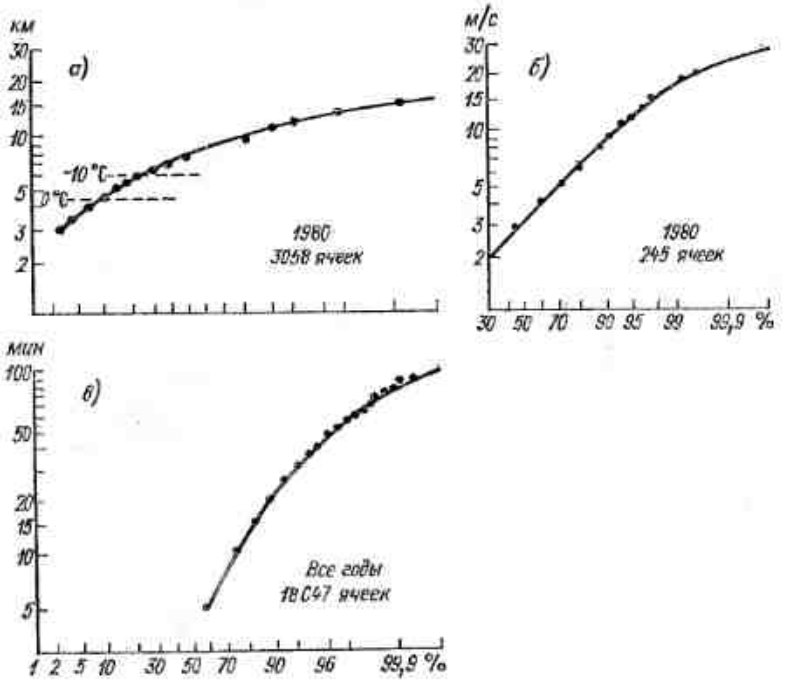


Рис. 3 (11.2.1). Интегральные распределения высоты появления первых радиоэхо (*а*), скорости роста высоты верхней границы (*б*), времени существования ячеек (*в*), построенные по данным, полученным при проведении эксперимента FACE-2, Флорида, США [41].

Среднее значение высоты верхней границы первого радиоэха на Украине [18] и в Ферганской долине [3] составляет 3—4 км и средняя температура — от 0 до —6 °С.

Во время эксперимента FACE-2 во Флориде (США) [41] наблюдения на МРЛ проводились через 7—8-минутные интервалы. Распределение повторяемости высот появления первого радиоэха приведено на рис. 3 (11.2.1). Из распределений следует, что радиоэхо 10 % конвективных ячеек были обнаружены на высотах менее 4,5 км, т. е. ниже уровня изотермы 0 °С; 12 % ячеек были впервые обнаружены, когда высота их радиоэха составила 4,5—6 км (от 0 до —10 °С); 25—30 % ячеек наблюдались, когда на уровне их первого радиоэха температура не превышала —10 °С.

11.2.2. Скорости роста и распада Cb по оценке изменения высоты верхней границы радиоэха

На рис. 3 (11.2.1) [41] приведено распределение повторяемостей скорости роста вершин радиоэха конвективных ячеек. Сразу отметим, что скорости роста вершин нельзя отождествлять со скоростью восходящих потоков в облаках. Скорости роста вершин являются самостоятельной характеристикой, которая позволяет судить об интенсивности развития процессов облако- и осадкообразования. Приведенное на рис. 3 (11.2.1) распределение показывает, что скорости роста вершин примерно 90 % ячеек меньше 9 м/с, только для 0,5 % ячеек скорость роста превышает 20 м/с. Измеренный абсолютный максимум составляет 28 м/с. Скорости роста вершин ячеек коррелируют с площадью ячеек и высотой первого радиоэха. Для ячеек, достигающих высот 12—15 км, скорость роста вершин находится в пределах 3—6 м/с. Наконец, у ячеек с вершиной, достигающей 7 км, скорость роста вершин составляет 2—3 м/с.

В табл. 1 и 2 (11.2.2) приведены некоторые характеристики роста вершин радиоэха облаков для Украины [18] и Армении [6].

Таблица 1 (11.2.2)

Характеристики роста радиоэха верхней границы кучево-дождевых облаков (Украина) [18]

№ п/п	Продолжительность, мин	Скорость роста, м/с	$H_{ВГ\ max}$, км	№ п/п	Продолжительность, мин	Скорость роста, м/с	$H_{ВГ\ max}$, км
1	50	2,1	10,5	8	50	2,2	10,4
2	50	2,5	10,6	9	60	2,0	10,4
3	30	3,1	11,1	10	20	6,6	11,6
4	30	3,5	9,7	11	40	1,2	6,8
5	10	4,5	11,0				
				Среднее	38	3,1	10,2

Таблица 2 (11.2.2)

Средняя скорость $\bar{w}$ роста верхней границы радиоэха Cb (Армянская ССР, число измерений 375) [6]

Характеристика	Максимальная высота Cb, км			
	<5	5—7	7—9	>9
$\bar{w}$ м/с	3,1	4,4	4,8	5,5
Повторяемость, %	3	35	45	17

В табл. 3 (11.2.2) на примере наблюдений в Армении приведены повторяемости скорости оседания вершин Cb. Как видим, конвективные облака в перечисленных регионах развиваются более спокойно, чем во Флориде.

Таблица 3 (11.2.2)

Средняя скорость $\bar{w}$ оседания верхней границы радиоэха Cb (Армянская ССР, число измерений 441) [6]

Характеристика	Максимальная высота Cb, км			
	>9	9—7	7—5	<5
$\bar{w}$ м/с	5,0	5,2	4,9	4,6
Повторяемость, %	14	38	40	9

11.2.3. Изменение во времени радиолокационных характеристик и время жизни ячеек

Данные [41], полученные во Флориде (рис. 3 (11.2.1)) показывают, что 90 % всех ячеек живут меньше 20 мин и только для нескольких ячеек эта величина превышает 100 мин. Время жизни 99 % ячеек не превышает 1 ч. 60 % ячеек отмечались только при одном обзоре МРЛ. Это означает, что время их жизни не превосходит 10 мин. Такой же результат получен при исследовании маленьких изолированных ячеек в Атлантике (АТЭП) [36]. Однако, как следует из табл. 1 (11.2.3), в других районах эти закономерности могут быть существенно иными, что обычно объясняется большим влиянием орографии на образование и развитие конвективных облаков.

Таблица 1 (11.2.3)

Повторяемость (%) градаций времени жизни конвективных ячеек в одноячейковых процессах (Ферганская долина, число измерений 56) [3]

Время жизни, мин	0—20	21—40	41—60	61—80	>81
Повторяемость, %	24	24	24	16	12

На рис. 1 (11.2.3) изображена схематически структура вертикального и горизонтального радиолокационных разрезов мезомасштабной зоны осадков в процессе ее развития и по мере приближения к МРЛ [36]. На рисунке наглядно представлен процесс увеличения высоты и площади радиоэха, а также увеличения Z. В стадии зрелости зарождается, а в стадии распада четко видна зона таяния на уровне изотермы 0 °С. Эта картина развития процесса наиболее типична, однако в Cb она проявляется по-разному в зависимости от интенсивности конвективных процессов и региональных особенностей.

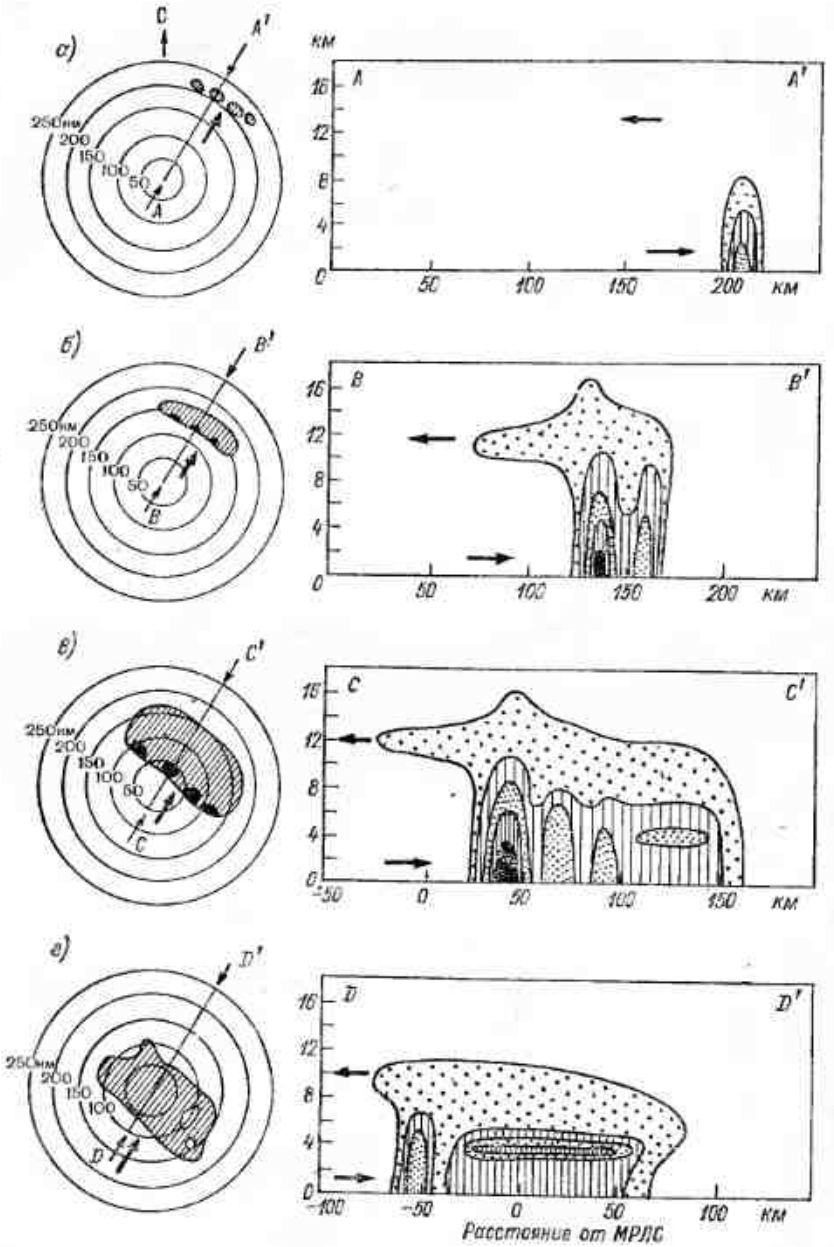


Рис. 1 (11.2.3). Схематическая структура мезомасштабной карты осадков (горизонтальный и вертикальный разрезы) по радиолокационным наблюдениям [36].

а — стадия формирования, *б* — роста, *в* — зрелости, *г* — распада. Внешний контур отражаемости соответствует минимальному обнаружимому сигналу, внутренние контуры отражаемости соответствуют наиболее сильным осадкам; стрелка на индикаторе кругового обзора указывает направление ветра на нижнем уровне, стрелки на вертикальных разрезах указывают направление ветра на высотах.

Эти зависимости наглядно изображены на рис. 2 (11.2.3) [41]; на нем представлены кривые роста площади ячеек s (*а*), средней отражаемости Z (*б*) и максимальных высот радиоэха ячеек H (*в*) со временем. Из рисунка видно, что перечисленные характеристики за время существования ячеек значительно изменяются. Стандартные отклонения для площадей s составляют 40—50 км², для $Z_э$ 8—9 дБZ и для H 2—3 км. Причем, как следует из рисунка, площадь ячеек заметно увеличивается по мере увеличения общего времени существования (t_c) ячеек, однако для $Z_э$ и H такая зависимость проявляется гораздо слабее. При увеличении t_c от 10 до 20 мин площади увеличиваются от 20 до 50 км². Обычно все изменения на стадиях роста и диссипации ячеек намного превышают изменения на других стадиях жизни ячеек. Увеличение $Z_э$ на 5—10 дБZ происходит при увеличении t_c ячейки от 10 до 60 мин.

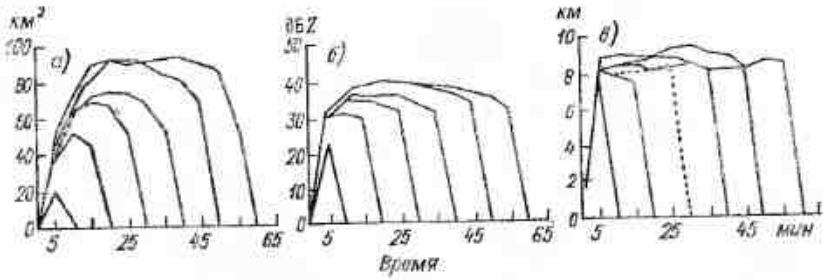


Рис. 2 (11.2.3). Кривые изменения площади ячеек (*а*), средней отражаемости ячеек (*б*) и высоты ячеек (*в*) со временем, построенные по данным за 1978 и 1980 гг., FACE-2, Флорида, США [41].

Каждая кривая является средней для всех ячеек, относящихся к данной градации времени.

Можно выделить три масштаба развития конвективных процессов [41]:

1) отдельные изолированные конвективные ячейки, которые образуются и развиваются сравнительно независимо;

2) конгломераты (популяции, кластеры) нескольких отдельных ячеек на разных стадиях развития, которые обычно начинают рост от одной или двух изолированных ячеек; старые ячейки могут продолжать свое существование или распадаться, в то время как новые начинают расти и развиваться рядом со старыми;

3) большие площади радиоэха Cb обусловлены слиянием существующих конгломератов ячеек в процессе их роста и взаимодействия с окружающей средой.

Однократное слияние представляет собой соединение двух отдельных изолированных радиоэхо ячеек, многократное слияние — формирование объединившихся двух и более сначала независимых или уже слившихся ячеек на уровне изоконтура I=1 мм/ч. Слияние ячеек приводит к увеличению длительности их существования и площади радиоэха (табл. 2 (11.2.3)). По мере слияния ячеек

Таблица 2 (11.2.3)

Характеристики времени жизни и площади (средней $\bar{s}$ и максимальной s_{max}) ячеек [52]

Характеристики ячеек	Среднее	Стандартное отклонение	Стандартная ошибка
Отдельные радиоэхо (615 случаев)			
Время жизни, мин	24,2	23,5	0,95
$\bar{s}$ км^2	31,9	22,2	0,90
s_{max} км^2	44,5	40,9	1,67
Ячейки после однократного слияния (60 случаев)			
Время жизни, мин	58,4	37,7	4,86
$\bar{s}$ км^2	183,5	119,3	15,40
s_{max} км^2	266,6	187,8	24,25
Ячейки после многократного слияния (11 случаев)			
Время жизни, мин	132,5	49,7	14,98
$\bar{s}$ км^2	851,8	697,3	210,26
s_{max} км^2	1415,3	1040,3	313,66

значительно увеличивается и интенсивность осадков, иногда в несколько раз.

11.3. Измерение характеристик облаков с помощью доплеровских МРЛ

11.3.1. Средняя доплеровская скорость

Для исследования динамики развития Cb в последнее время нашли широкое распространение доплеровские МРЛ [4, 25, 31, 42].

Доплеровская частота, обусловленная движением частиц облаков и осадков, описывается формулой

$$f = 2v_r/\lambda, \tag{1}$$

где v_r — радиальная скорость цели. Для импульсной доплеровской МРЛ максимальная доплеровская частота f_{max}, которую еще можно однозначно разрешить, определяется выражением

$$f_{max} = 0{,}5F, \tag{2}$$

где F — частота посылок импульса МРЛ. Для увеличения диапазона измерений f желательно иметь высокие значения F. Однако при больших F невелико расстояние, на котором можно проводить доплеровские измерения. Максимальная разрешаемая дальность R_{max} и максимальная скорость v_{max} связаны соотношением

$$v_{max} = \frac{c}{8}\frac{\lambda}{R_{max}}. \tag{3}$$

Для МРЛ с λ=5 см при R_{max}=100 км, v_{max} должна быть меньше 19 м/с.

Радиолокационный спектр доплеровских частот определенным образом связан со спектром скоростей частиц $n(v)$ [25].

В случае вертикального зондирования облаков средняя доплеровская скорость $\bar{v}_D$, измеренная МРЛ, складывается из скорости вертикального потока w и средней скорости гравитационного падения $\bar{v}_g$ совокупности рассеивающих частиц:

$$\bar{v}_D = w + \bar{v}_g \tag{4}$$

(w имеет положительный знак при нисходящем потоке и отрицательный — при восходящем).

Для определения $\bar{v}_g$ в капельных облаках и дождях используют эмпирическое уравнение связи

$$\bar{v}_g = 3{,}84Z_э^{0{,}072}. \tag{5}$$

Таким образом, скорость воздушных потоков w определяется по формуле

$$w = \bar{v}_D - 3{,}84Z_э^{0{,}072}. \tag{6}$$

Форма огибающих доплеровского спектра частот и его среднеквадратическая ширина существенно зависят от турбулентности, сдвига ветра и уширения диаграммы направленности антенны МРЛ, что осложняет их использование непосредственно для микроструктурных исследований облаков. Однако при использовании специальных методик наблюдений и обработки данных появляется возможность судить о зонах турбулентности и сдвигах ветра.

В табл. 1 (11.3.1) приведены экстремальные характеристики σ_n и σ_v, полученные в районе Северного Кавказа [4]. Как отмечается в [4], в слоисто-дождевых облаках выше уровня изотермы 0 °C доплеровские спектры очень узкие (σ_v<0,2 м/с) и скорости вертикального движения гидрометеоров не превышают 1—2 м/с. Ниже уровня 0 °C спектр скоростей гидрометеоров несколько уширяется — до 0,5—0,8 м/с. По всем высотам отмечаются лишь нисходящие движения гидрометеоров с максимальной скоростью до 7 м/с. Влияния турбулентности в этих облаках не отмечается.

Спектры довольно однородны по высоте выше уровня изотермы 0 °С, трансформируются в слое 300—500 м и ниже уровня нулевой изотермы и вновь однородны до Земли. Их ширина также согласуется со скоростями гравитационного падения снежинок

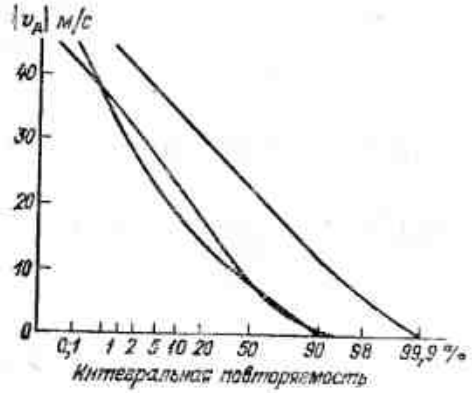


Рис. 1 (11.3.1). Диапазон изменения абсолютной доплеровской скорости для трех конкретных синоптических ситуаций [57].

(1—2 м/с) выше слоя таяния и скоростями падения капель дождя из растаявших снежинок.

На рис. 1 (11.3.1) приведена интегральная повторяемость абсолютных значений доплеровских скоростей $|v_D|$ для трех типичных синоптических ситуаций с грозами для центральных районов США.

Таблица 1 (11.3.1)

Экстремальные и средние значения среднеквадратичной ширины доплеровского спектра σ_v и средней доплеровской скорости $\bar{v}_D$ (Северный Кавказ) [4]

	Вид осадков, выпадающих из облаков			
	Град	Ледяная крупа	Ливневый дождь	Обложной дождь
$\sigma_{v\,min}$ м/с	0,2	0,2	0,2	0,2
$\sigma_{v\,max}$ м/с	7,4	2,7	2,3	1,7
$\bar{\sigma}_v$	2,4	1,3	1,1	0,8
$v_{D\,min}$ м/с	—12,0	0,2	0,4	0,4
$v_{D\,max}$ м/с	20,3	13,1	9,6	7,0
$v_{D\,max} - v_{D\,min}$ м/с	32,3	12,9	9,2	6,6
$\bar{v}_D$ м/с	3,65	5,65	4,12	3,43

11.3.2. Оценка скорости диссипации кинетической энергии турбулентности облаков и осадков по радиолокационным данным

В [20] приведены результаты экспериментальных исследований скорости диссипации турбулентной энергии ε по уширению спектров флуктуации интенсивностей радиолокационных сигналов на обычной импульсной некогерентной МРЛ:

$$\varepsilon = A\left(\sigma_2^2 - \sigma_1^2\right)^{3/2}, \qquad (1)$$

где

$$\sigma_1^2 = \sigma_{т_1}^2 + \sigma_{г_1}^2 + \sigma_{с_1}^2, \qquad (2)$$

$$\sigma_2^2 = \sigma_{т_2}^2 + \sigma_{г^2}^2 + \sigma_{с_2}^2. \qquad (3)$$

Здесь σ^2 — дисперсия в спектре флуктуаций радиолокационного сигнала; индексом «т» обозначена турбулентная составляющая, «г» — гравитационная, «с» — составляющая за счет сдвига ветра; индексы 1 и 2 соответствуют масштабам L_1 и L_2, равным 45 и 135 м соответственно; A — размерная константа, учитывающая параметры МРЛ и геометрию рассеивающих объемов.

В предположении, что $\sigma_т^2 \gg \sigma_г^2 + \sigma_с^2$, были рассчитаны значения ε. Данные сведены в табл. 1 (11.3.2) [20]. Осредненные по масштабам порядка 10^2 м средние значения ε для грозовых облаков оказались равными 30—40 см^2/с^3, а максимальные значения — примерно в 10 раз большими.

Таблица 1 (11.3.2)

Обобщенные данные о средних значениях скорости диссипации турбулентной энергии ε и пульсационной скорости $\bar{\sigma}$ в кучево-дождевой облачности [20]

Характер облачности	ε см^2/с^3	$\bar{\sigma}$ м/с	ε_{max} см^2/с^3	$\sigma_{т\,max}$ м/с	Число случаев измерений
Внутримассовая	6,6	0,57	15	0,75	170
Фронтальная	12	0,7	44	1,06	890
Фронтальная грозовая	36	1	200	1,8	160
Внутримассовая грозовая	45	1,8	330	2,1	180

11.4. Статистические параметры распределений максимальной высоты радиоэха облаков и их отражаемости по данным сети МРЛ на территории СССР

11.4.1. Кучево-дождевые облака

Приводимые ниже данные получены на МРЛ сети штормооповещения (λ=3,2 см). Как известно [19], основная информация об облаках при сетевых наблюдениях сводится к определению радио-

локационных характеристик грозовых и негрозовых облаков. Отсюда и применяемая терминология: грозы, ливни, Cb без осадков. Методика наблюдений [19] предусматривает в радиусе до 40 км вертикальные разрезы через область с максимальной отражаемостью в облаке. Измерения высоты радиоэха облаков производятся на индикаторе дальность — высота. За пределами площади радиусом 40 км от МРЛ измеряются максимальные высоты верхней границы радиоэха облаков над площадями 30×30 км, а также максимальные отражаемости над этими же площадями в слоях 0—2, 2—4, 4—6 и 8—10 км, занятых облаками.

11.4.1.1. Повторяемость максимальных значений высоты радиоэха Cb

В табл. 1 (11.4.1.1) приведена повторяемость высот радиоэха Cb. В общую выборку входили высоты верхней границы радиоэха конвективной облачности (РКО) без осадков, Cb с ливнями и грозами. Наблюдения производились 1—2 раза в час в процессе оперативных наблюдений. По данным метеостанций в пункте установки МРЛ были рассчитаны средняя температура воздуха за все

Таблица 1 (11.4.1.1)

Повторяемость градаций высоты H верхней границы радиоэха конвективной облачности, параметры распределения H и некоторые метеорологические и статистические характеристики, полученные в течение двух лет за период май—сентябрь в радиусе 40 км от МРЛ

φ° с. ш.	Наземные данные за май—сентябрь			Повторяемость, %						
				H км						
	n	$T_{ср}$ °C	Q мм	0—2	2—4	4—6	6—8	8—10	10—12	13—14
54	25—30	14,9	329	2,3	36,6	33,3	15,3	8,5	3,9	0,1
50	16—27	18,8	115	9,4	23,7	38,6	18,9	7,7	1,6	0,1
46	12—14	20,8	112	—	2,1	23,7	52,1	20,6	1,5	—
45	25—30	19,4	302	0,1	22,5	32,7	25,0	11,5	7,6	0,6

φ° с. ш.	Параметры распределения H				ΣN	Доля общего числа радиоэхо, %			
	$H_{ср}$ км	СКО $\sigma_н$ км	A_s	E_x		гроз	ливней	РКО без осадков	РКО с $H>10$ км
54	4,46	2,21	0,91	0,28	3297	14,3	74,6	11,1	4,0
50	5,59	2,24	0,26	0,04	2028	18,0	47,4	34,6	1,7
46	7,29	1,53	0,01	—0,43	194	8,0	90,0	2,0	1,5
45	6,86	2,4	0,58	—0,39	2030	26,0	60,4	13,6	8,2

дни наблюдений ($T_{ср}$ °C), среднее число дней с грозами (n) и количество выпавших осадков Q.

Таблица 1 (11.4.1.1) построена по данным четырех МРЛ, расположенных на европейской части СССР на широтах 54—45° с. ш. Распределения описываются нормальным или логнормальным законом. Экстремальная величина $H - H_{экстр}$ равна 14 км. В целом с уменьшением широты места размещения МРЛ возрастает $H_{ср}$, увеличивается число гроз и число радиоэхо конвективной облачности (РКО) с высотами $H>10$ км.

11.4.1.2. Широтная зависимость высоты радиоэха кучево-дождевой облачности и гроз от высоты нулевой изотермы

Оценить влияние местных условий на развитие кучево-дождевых облаков позволяет табл. 1 (11.4.1.2), с помощью которой

Таблица 1 (11.4.1.2)

Статистические характеристики РКО и гроз в зависимости от высоты нулевой изотермы (H_0) по данным МРЛ, расположенных между 59 и 45° с. ш. (данные получены в радиусе 40 км от МРЛ)

φ° с. ш.	H_0 км								Общее число случаев ΣN	Средняя по широте Σ
	≤0,5	0,6—1	1,1—1,5	1,6—2,0	2,1—2,5	2,6—3,0	3,1—3,5	3,6—4,0		
	Повторяемость РКО, %									
59	2,1	3,2	5,3	17,8	39,2	19,1	11,5	1,8	2 581	
56	0,2	2,4	8,0	18,5	21,1	36,5	12,5	0,8	2 339	
54	2,4	1,8	4,2	25,1	22,8	24,2	27,6	1,9	3 497	
50	—	—	1,8	2,1	12,7	32,9	32,8	16,7	1 991	
45	—	—	1,8	4,0	5,8	35,6	43,3	9,5	2 021	
Среднее	1,2	1,6	4,4	15,2	21,5	28,7	22,0	5,4	12 429	
	$H_{ср}$ км									
59	2,4	3,1	3,5	4,2	4,6	4,7	5,8	6,4		4,6
56	4,6	3,1	3,8	4,5	5,1	5,0	6,9	7,0		5,4
54	2,2	2,6	3,2	3,8	3,7	5,3	5,6	5,4		4,5
50	—	—	4,2	4,1	4,7	5,2	5,8	6,4		5,6
45	—	—	4,3	4,7	5,2	6,6	7,6	7,0		6,9
Среднее	2,4	2,9	3,6	4,1	4,5	5,6	6,4	6,5		
max — min	—	0,5	1,1	0,9	1,5	1,9	2,0	1,6		
	$\overline{\Delta H} = H_{ср} - H_0$									
59	2,2	2,3	2,2	2,4	2,3	1,9	2,5	2,6	2 581	
56	4,1	2,3	2,5	2,7	2,8	3,2	3,6	3,2	2 339	
54	2,0	1,8	1,9	2,0	1,4	2,5	2,3	1,6	3 497	
50	—	—	2,9	2,3	2,4	2,4	2,5	2,6	1 991	
45	—	—	3,0	2,9	2,9	3,8	4,3	4,3	2 021	
Среднее	2,1	2,1	2,3	2,3	2,2	2,8	3,1	3,0	12 429	

φ° с. ш.	H_0 км ≤0,5	0,6–1	1,1–1,5	1,6–2,0	2,1–2,5	2,6–3,0	3,1–3,5	3,6–4,0	Общее число случаев ΣN	Средняя по широте Σ
				$H_{экстр}$ км						
59	4	8	9	9	11	12	13	12	2 581	
56	6	5	8	10	12	12	13	10	2 339	
54	5	4	6	9	10	13	12	9	3 497	
50	—	—	8	6	10	13	13	12	1 991	
45	—	—	7	8	10	13	14	12	2 021	
Экстремум	6	8	9	10	12	13	14	12	12 429	
				Повторяемость гроз, %						
59	—	1,7	3,9	18,9	38,6	15,9	19,3	1,7	233	
56	—	—	0,4	12,7	20,6	46,6	17,8	1,9	465	
54	—	—	1,6	15,8	14,3	37,4	29,5	1,4	488	
50	—	—	—	1,1	5,3	35,5	37,9	20,2	356	
45	—	—	—	—	1,9	32,2	56,0	9,9	525	
Среднее	—	0,2	0,9	8,9	13,8	35,3	33,9	7,0	2067	
				$H_{ср\,гр}$ км						
59	—	—	6,5	6,4	7,9	8,9	9,0	11,0		7,84
56	—	—	7,0	7,4	7,8	8,1	9,1	8,8		8,24
54	—	—	5,4	6,6	6,4	7,9	8,2	7,9		7,53
50	—	—	—	4,2	7,7	7,7	8,2	8,6		8,87
45	—	—	—	—	9,2	9,2	9,4	9,4		9,33
Среднее	—	—	6,1	6,8	7,5	8,2	8,9	8,5		
max — min	—	—	1,6	3,2	2,8	1,5	1,2	3,1		
				$\overline{\Delta H_{гр}}=H_{ср\,гр}-H_0$						
59	—	—	5,2	4,6	5,6	5,4	5,7	7,2	233	
56	—	—	—	5,6	5,5	5,3	5,8	4,8	465	
54	—	—	4,1	4,8	4,1	5,1	4,9	4,1	488	
50	—	—	—	—	5,4	4,9	4,9	4,8	356	
45	—	—	—	—	6,9	6,4	6,1	5,6	525	
Среднее	—	—	4,7	5,0	5,2	5,4	5,6	5,1	2067	

Примечание. $\overline{\Delta H}$ и $\overline{\Delta H_{гр}}$ — средние значения толщины зон с отрицательными температурами для РКО и гроз соответственно.

можно проанализировать зависимость статистических характеристик РКО от высоты нулевой изотермы по данным пяти МРЛ, расположенных в пяти пунктах ЕТС. Данные о высоте нулевой изотермы получены по результатам аэрологического зондирования в месте установки МРЛ. В табл. 1 (11.4.1.2), как и в табл. 1

(11.4.1.1), в понятие кучево-дождевая облачность входят: РКО без осадков, Cb с ливнями и Cb с грозами.

Приведенные в таблице данные о средней высоте РКО $H_{ср}$ представляют собой среднеарифметические значения всех высот верхних границ радиоэха Cb, наблюдавшихся при заданном интервале изменения высоты нулевой изотермы H_0. Например, средняя высота $H_{ср}$=4,6 км в целом по широте φ=59° с. ш., рассчитана по данным 2581 измерения, а средняя высота РКО $H_{ср}$ для интервала H_0=3,6... 4 км, равная 6,4 км, рассчитана по данным 1,8 % общего числа измерений, равного 2581.

Таким же образом рассчитаны и средние высоты радиоэха гроз $H_{ср\,гр}$.

Анализ табл. 1 (11.4.1.2) показывает, что с увеличением H_0 растут средние высоты РКО и гроз, а также средние толщины зон РКО и гроз с отрицательными температурами. Грозы наблюдались только при H_0>0,6 км. Средняя толщина зон РКО с отрицательными температурами для широт 59—45° с. ш. составляет 2,1—3,0 км, в то время как для гроз 4,7—5,6 км.

11.4.1.3. Сезонные и суточные вариации высоты верхней границы радиоэха гроз

В табл. 1 (11.4.1.3) приведена повторяемость высот верхней границы радиоэха гроз H по данным МРЛ в радиусе 100 км (45° с. ш.) за 8 лет наблюдений. Модальные высоты приходятся на диапазон 7—10 км, для 15,6 % гроз $H > 10$ км.

Анализ сезонного хода H по Европейской территории Союза показывает, что относительная амплитуда сезонного хода по месячным данным равна 15 %.

В табл. 2 и 3 (11.4.1.3) приведены повторяемость продолжительности гроз и суточный ход относительного числа гроз в ра-

Таблица 1 (11.4.1.3)

Сезонный ход повторяемости (%) верхней границы радиоэха гроз H по данным МРЛ в радиусе 100 км (φ=45° с. ш.) и основные параметры распределений H по данным за 8-летний период наблюдений

Месяц	H км 3–4	5–6	7–8	9–10	11–12	13–14	15–16	ΣN	$H_{ср}$	σ_H	$K_в$ %
Май	0,8	8,1	36,0	36,7	16,0	2,2	0,2	453	8,8	2,03	23
Июнь	0,3	7,9	38,1	32,8	18,5	2,4	—	748	8,9	1,76	20
Июль	—	6,0	38,4	39,3	14,3	2,0	0,1	908	8,9	1,54	17
Август	0,1	3,7	34,8	42,6	16,2	2,6	—	722	9,1	1,58	17
Сентябрь	—	11,6	48,0	29,3	9,1	2,1	—	232	8,3	1,96	24
Среднее за сезон, %	0,2	6,7	37,8	37,3	15,6	2,3	0,1	3063			
Σ N	7	204	1159	1143	478	70	2	3063	8,9	1,68	19

Примечание. Распределения получены по максимальным значениям H над площадью квадрата 30×30 км.

Таблица 2 (11.4.1.3)

Повторяемость продолжительности гроз над площадью 30×30 км по данным МРЛ в радиусе 100 км (φ=45° с. ш.) (число гроз 3063) за 8-летний период наблюдений

Продолжительность, ч	<1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8
Повторяемость, %	24,3	38,3	19,7	8,6	5,0	2,3	1,0	0,8

диусе 100 км (для той же МРЛ). Максимум гроз приходится на период 12—18 ч, модальное значение продолжительности гроз — на интервал 1—2 ч (38,3 %).

Таблица 3 (11.4.1.3)

Суточный ход относительного числа радиоэха гроз p по данным МРЛ в радиусе 100 км (φ=45° с. ш.) за 8-летний период наблюдений (всего радиоэхо гроз 3063)

Время местное, ч	0—3	3—6	6—9	9—12	12—15	15—18	18—21	21—24
p %	4,1	6,2	6,3	10,0	29,9	26,7	11,3	5,5

Специальная обработка показала, что разность между средними высотами радиоэха гроз днем и ночью изменяется от 0,4 до 0,74 км, т. е. ночью (0—4 ч) высота гроз в среднем меньше. Чаще всего высокие грозы отмечаются на стационарном фронте с волнами; наиболее низкими являются внутримассовые грозы и грозы на вторичных холодных фронтах [15].

Относительная амплитуда нормированных средних высот радиоэха гроз над Европейской территорией СССР достигает 13 % [10]. Наиболее высокие грозы, верхняя граница радиоэха которых достигает 17—18 км, отмечаются на фронтах окклюзии [15]. В [9] приведены статистические параметры H и отражаемости гроз над акваторией Черного моря и прибрежными районами. Во все месяцы года за исключением сентября $\overline{H}$ над сушей на 1—2 км больше, чем над морем, в сентябре — наоборот. Средняя отражаемость гроз возрастает с увеличением высоты, но разность значений $\overline{Z}_э$ над сушей и над морем никогда не превосходила 6 дБZ.

11.4.2. Высота радиоэха слоистообразной облачности

11.4.2.1. Высота радиоэха обложных дождей и снегопадов

В табл. 1 (11.4.2.1) представлены результаты обработки данных о максимальной высоте верхней границы радиоэха обложных дождей и снегопадов [13]. Оценка интенсивности осадков жидких и снегопадов проводилась только по данным радиолокационных измерений путем пересчета $Z_э$ в I по формуле (1) (11.1.2). Для снегопадов было выбрано соотношение $Z_э=2000\,I^{1,6}$, которое является модификацией формулы (1) (11.1.2) для снега.

Таблица 1 (11.4.2.1)

Повторяемость (%) максимальной высоты верхней границы радиоэха H и основные параметры распределений H обложных дождей (лето) и снегопада (зима), полученные на сети МРЛ в радиусе 20 км от МРЛ для трех градаций максимальной мгновенной интенсивности осадков [13]

Интенсивность осадков	H км						ΣN	$H_{ср}$ км	σ_H км	K_v %	P %
	0—2	2—4	4—6	6—8	8—10	10—12					
Обложные дожди											
Слабые	12	20	32,4	28	7	0,6	2430	5,6	2,3	41	92
Умеренные	2	10	30	39	16	3	133	6,9	1,9	27	5
Сильные	0	4,5	25	42	24	4,5	67	7,7	1,7	22	3
Всего	11	19	32	29	8	0,7	2628	5,8	2,3	39	100
Снегопад											
Слабые	24,3	44	24,8	5,8	0,6	$8\cdot10^{-4}$	5953	3,9	1,7	43	76
Умеренные	13	38	33	14	2	0	1545	4,7	1,9	40	20
Сильные	7	30	38	10	5	0	311	4,9	1,8	36	4
Всего	21,4	42,8	26,9	7,6	1,1	$6\cdot10^{-4}$	7809	4,1	1,8	43	100

В табл. 1 (11.4.2.1) обложные осадки считались слабыми при $I<6$ мм/ч, умеренными при $I=6...10$ мм/ч, сильными при $I>10$ мм/ч. Снегопад считался слабым при $I<0{,}3$ мм/ч, умеренным при $I=0{,}3...1{,}0$ мм/ч и сильным при $I\geqslant1{,}1$ мм/ч. За снегопад принимались все осадки, выпавшие в период декабрь—февраль, к обложным дождям относились только данные за июль—август. В таблице представлена повторяемость максимальной высоты радиоэха, средняя высота радиоэха, $H_{ср}$, среднее квадратическое отклонение σ_H, коэффициент вариации K_v и повторяемость P осадков различной интенсивности в выборке.

11.4.2.2. Высота радиоэха слоистообразных облаков

В табл. 1 (11.4.2.2) приведены статистические характеристики высоты верхней границы радиоэха слоистообразных облаков, которая измерялась в радиусе 20 км от МРЛ на сети, состоящей из 72 МРЛ, за три летних (Л) и три зимних (З) месяца [11, 13]. Данные были сгруппированы для облаков слоистых форм по ярусам — нижнего яруса (S), среднего (A) и верхнего (C).

Средние характеристики высоты радиоэха облаков различных форм, вообще говоря, могут отличаться от соответствующих характеристик высоты облаков, определенных по данным самолетного зондирования (см. главу 4). Это ясно видно из табл. 1 (11.4.2.2), в которой представлены данные о $\overline{H}_с - H_{ср}$, где $\overline{H}_с$ — средняя высота верхней границы по результатам самолетного зондирования (1957—1963 гг.), а $H_{ср}$ — средняя высота радиоэха, полученная на сети МРЛ (1978—1981 гг.).

Таблица 1 (11.4.2.2)

Основные параметры распределений высоты верхней границы радиоэха слоистообразной облачности по данным выборочной сети МРЛ [12]

Район	Сезон	S (St, Sc)					A (As, Ae)					C (Cl, Cs)				
		$H_{ср}$ км	σ_H км	K_v %	ΣN	$\bar{H}_c - H_{ср}$ км	$H_{ср}$ км	σ_H км	K_v %	ΣN	$\bar{H}_c - H_{ср}$ км	$H_{ср}$ км	σ_H км	K_v %	ΣN
Север ЕТС (60—65° с. ш.)	Л	1,85	0,39	21	197	0,20	5,25	1,00	19	528	—1,45	8,81	1,33	15	462
	З	1,63	0,49	29	996	—0,08	4,50	1,06	23	468	—0,78	7,46	0,78	10	39
Центр ЕТС (55—60° с. ш.)	Л	1,85	0,75	41	162	—0,14	5,24	0,96	18	555	—1,51	8,32	1,28	15	292
	З	1,77	0,56	31	1659	—0,42	4,78	1,05	22	933	—0,99	6,76	0,93	14	117
Юг ЕТС (45—54° с. ш.)	Л	1,87	0,34	18	53	—0,09	5,30	0,99	19	332	—1,38	8,65	1,07	12	189
	З	1,81	0,41	22	674	—0,64	4,78	1,04	22	1329	—0,78	8,18	1,01	12	39
Западная Сибирь	Л	2,07	0,73	35	86	—0,06	5,31	1,00	19	520	—1,54	8,98	1,35	15	470
	З	1,90	0,58	31	515	—0,21	4,93	1,04	21	712	—1,02	7,98	1,44	18	113
Восточная Сибирь	Л	1,74	0,50	29	473	0,10	5,26	0,96	18	618	—1,22	9,05	1,27	14	670
	З	1,77	0,54	30	666	0,20	4,62	1,01	22	485	—0,84	6,70	0,97	14	30

11.4.2.3. Высота радиоэха H и отражаемость $Z_э$ облаков Cb, возникающих на фоне слоисто-дождевых облаков

На Европейской территории СССР слоисто-дождевые облака в теплый период редко наблюдаются без кучево-дождевых; основные параметры их распределений приведены в табл. 1 (11.4.2.3).

Таблица 1 (11.4.2.3)

Статистические параметры распределения высоты верхней границы радиоэха H отражаемости для Ns и Cb, образующихся на фоне Ns (по выборочной сети 10 МРЛ юга ЕТС) [8]

Период года	Форма облаков	$H_{ср}$ км	σ_H км	$\overline{Z_э}$ дБ Z	$\overline{\lg Z_э}$	$\sigma_{\lg Z_э}$	ΣN
Теплый	Ns	5,4	2,17	26	0,8	0,83	68
	Cb	6,1	2,1	33	1,5	1,38	233
Холодный	Ns	4,9	1,9	20	0,2	1,05	159
	Cb	4,7	1,97	20,9	0,29	1,01	179
Переходный	Ns	5,1	1,79	21,5	0,35	0,89	230
	Cb	6,0	1,87	25,4	0,74	1,52	260

Сравнение значений $H_{ср}$, приведенные в табл. 1 (11.4.2.3) и 1 (11.4.1.2) для широт 45—50°, показывает, что в теплый период года $H_{ср}$ обычных Cb несколько превышает $H_{ср}$ Cb, возникающих на фоне Ns.

11.4.2.4. Отражаемость слоистообразных облаков

Распределение отражаемости $Z_э$ в дБZ в туманах и слоистообразных облаках представлена в табл. 1 (11.4.2.4). Вклад в отражаемость сверхкрупных частиц, размер которых превышает 100 мкм, обычно составляет 10^{-15}—10^{-14} см^3, или —30... —20 дБZ для St и Sc и 10^{-13}—10^{-12} см^3, или —10... 0 дБZ для Ns [23].

Таблица 1 (11.4.2.4)

Повторяемость (%) градаций отражаемости $Z_э$ для туманов и облаков слоистообразных форм [23]

$Z_э$ дБ Z	Туман	St	Sc	Ns	As	Ac	Cl, Cs
70... 60	12,5						
60... 50	5,5						
50... 40	25,0						
40... 30	42,7						
30... 20	14,3	20,2	26,8	0,5	12,0	8,5	2,6
20... 10		60,0	32,2	21,1	28,0	23,0	32,6
10... 0		19,8	29,6	26,5	29,5	28,0	52,8
0... 10			10,8	18,9	9,5	29,5	10,0
10... 20			0,6	16,5	1,5	9,5	3,0
20... 30				13,0		1,5	
30... 40				3,5			

11.5. Статистические характеристики радиоэха Cb в районах проведения противоградовых работ на территории СССР

11.5.1. Характерные особенности градовых процессов на Северном Кавказе

Разделение Cb на классы при этом связывается с наличием или отсутствием града при развитии Cb, поэтому Cb подразделяются на градовые и неградовые (ливневые, дождевые). В табл. 1 (11.5.1) рассмотрены [1, 2] характерные особенности одноячейковых (рис. 1

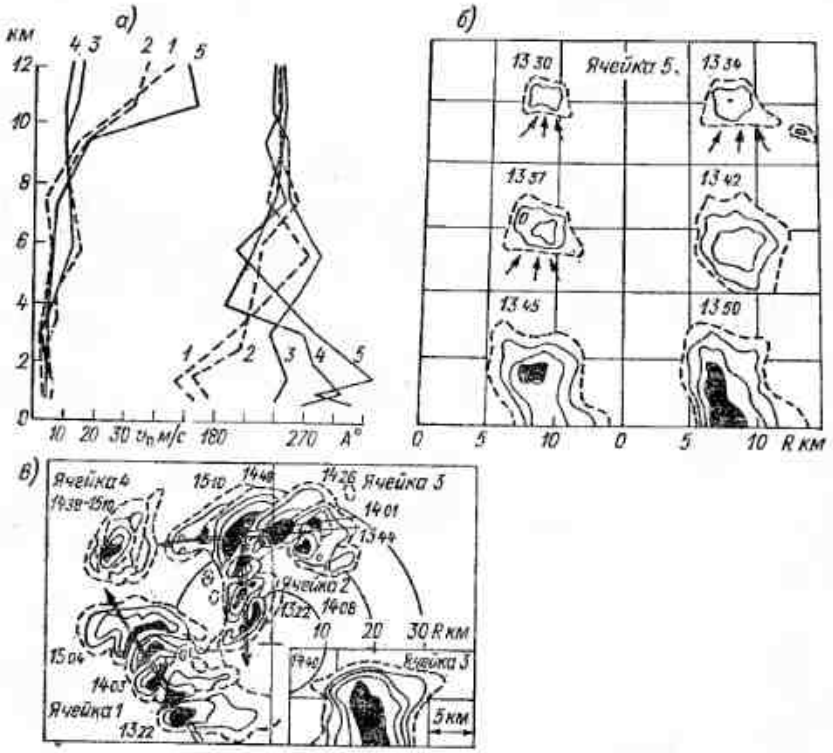


Рис. 1 (11.5.1). Распределение по высоте скорости $v_в$ и направления $A°$ ветра по данным радиозондирования в различных пунктах (*а*), структура радиоэха на ИДВ (*б*) и пространственное распределение и перемещение конвективных ячеек (*в*) при одноячейковом градовом процессе 8 июня 1977 г. [1].

Рис. *а*: *1* и *2* — Минеральные Воды, 9 и 15 ч соответственно; *3* и *4* — Черкесск, 9 и 15 ч; *5* — Ардона; рис. *б*: изолинии радиолокационной отражаемости на $\lambda = 10$ см через 10 дБ; внешняя граница радиоэха, соответствующая $\eta = 10^{-13}$ см$^{-1}$, выделена штриховой кривой; градовые очаги, выделенные по критериям двухволнового метода, затушеваны; стрелками указаны восходящие потоки; рис. *в*: стрелками указано направление перемещения конвективных ячеек.

(11.5.1)), многоячейковых (рис. 2 (11.5.1)) и суперячейковых (рис. 3—5 (11.5.1)) процессов на Северном Кавказе.

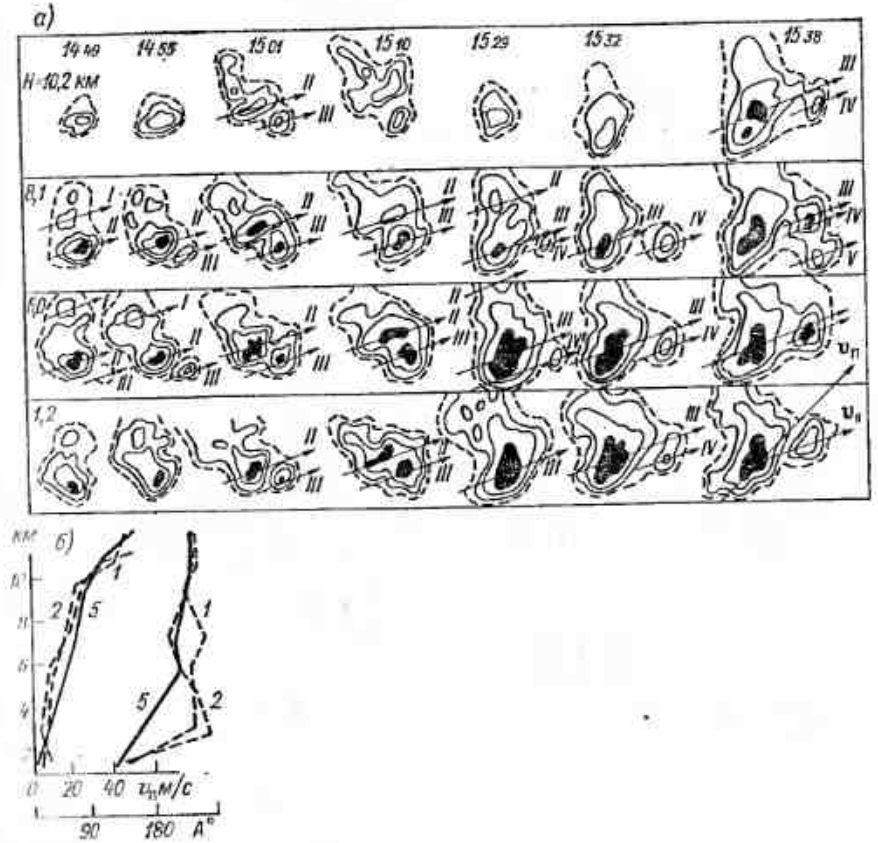


Рис. 2 (11.5.1). Пространственная структура и динамика развития радиоэха многоячейкового градового процесса 13 июля 1977 г. на ИКО (*а*) и структура ветра в атмосфере (*б*) [1].

Стрелками указано направление перемещения конвективных ячеек, цифры у стрелок (*1*—*5*) — нумерация ячеек в хронологическом порядке; усл. обозначения *1*—*5* см. рис. 1 *а* (11.5.1).

11.5.2. Высота радиоэха и площадь ячеек с градом в Армении и Ферганской долине

В табл. 1 (11.5.2) представлен месячный ход высоты зоны радиоэха Cu cong. и Cb над Арменией [6].

В табл. 2 (11.5.2) приведена повторяемость высоты верхней границы радиоэха H конвективных ячеек, а в табл. 3 (11.5.2)— повторяемость поперечных размеров конвективных ячеек при гроза-градовых процессах в Ферганской долине [3] (измерения по-

Таблица 1 (11.5.1)

Характерные особенности одноячейковых, многоячейковых и суперячейковых градовых процессов на Северном Кавказе [1]

	Типы процессов		
	Одноячейковые	Многоячейковые—упорядоченные	Суперячейковые
Ячейковая структура облачности	Несколько (множество) пространственно изолированных ячеек	Несколько взаимодействующих ячеек, граничащих друг с другом	Одна, две или три значительно разнесенные в пространстве и невзаимодействующие ячейки
Строение конвективных ячеек	Осесимметричные	Несимметричные	Несимметричные
Динамика развития облачной системы	Беспорядочное зарождение в пространстве и во времени новых конвективных ячеек и отмирание старых	Периодическое обновление процесса за счет зарождения и отмирания старых конвективных ячеек	Квазинепрерывное обновление фронтальной части ячеек и диссипация их тыловой части
Динамика развития конвективных ячеек	Развитие 10—20 мин и диссипация 15—20 мин без стадии квазистационарного состояния	Развитие 10—20 мин, квазистационарное состояние 10—30 мин и диссипация 10—30 мин	Развитие 15—20 мин, квазистационарное состояние 30—250 мин, диссипация 20—30 мин
Закономерности зарождения и диссипации ячеек	Случайное во времени и пространстве	Периодическое (через 10—20 мин) зарождение на правом фланге новых ячеек и диссипация на левом фланге старых	Возможно зарожденне новой суперячейки на 1—2 ч позже и на 40—70 км юго-восточнее предыдущей
Распространение процесса градообразования в пространстве	Дискретное	Дискретно-непрерывное	Непрерывное
Направление перемещения ячеек	Беспорядочное	Вправо от ведущего потока на 5—40°	Вправо от ведущего потока на 10—90°
Скорость перемещения ячеек, $v_я$ км/ч	0—20	10—17 ≈ (½ ... 1) $v_п$	20—50 ≈ ½ $v_п$
Максимальная высота радиоэха, H км	8—12	10—14	11—16
Удельная площадь обратного рассеяния для $\lambda = 10$ см	$5 \cdot 10^{-9}$—10^{-7}	$5 \cdot 10^{-9}$—$5 \cdot 10^{-7}$	$5 \cdot 10^{-8}$—$2 \cdot 10^{-6}$
Z, дБ Z	45—60	45—65	55—75
Максимальный размер в спектре выпадающего града, см	1—3	2—5	3—8
Площадь выпадения града, км²	0,5—10	5—100	60—1800
Длина и ширина градовых дорожек, км (см. рис. 4 (11.5.1))	0,5—4; 0,3—3	3—60; 0,5—10	15—180; 3—20
Синоптическая ситуация	Внутримассовое развитие, малоградиентные поля пониженного и повышенного давления	Прохождение основного и вторичного холодных фронтов	Прохождение холодных фронтов и фронтов окклюзии по типу холодного
Направление ведущего потока	Неопределенное	Юго-западное, западное, северо-западное	Юго-западное, иногда западное
Скорость ведущего потока, $v_п$ км/ч	<30	30—100	50—80
Сдвиг ветра ($с^{-1}$) в слое 500—600 гПа	$<10^{-4}$	10^{-4}—$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$—$5 \cdot 10^{-3}$
Конвективная неустойчивость	Умеренная и сильная	Умеренная и сильная	Умеренная и сильная
Влагосодержание атмосферы	Малое и умеренное	Умеренное и повышенное	Повышенное
Температура на уровне конденсации, °С	2—16	—5... 20	7—17
Относительная влажность воздуха в слое 1,5—5,5 км, %	35—70	35—90	50—80

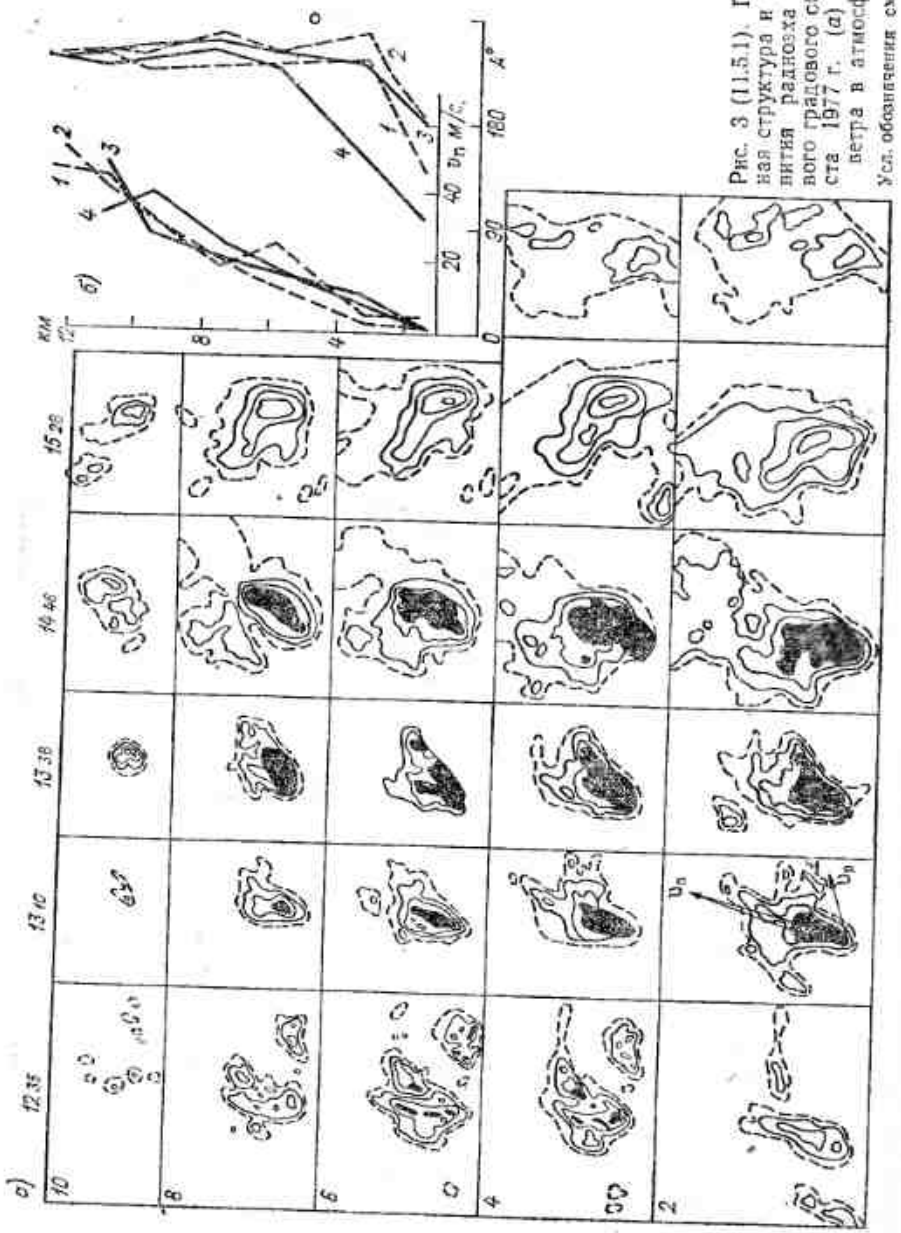


Рис. 3 (11.5.1). Пространственная структура и динамика развития радиоэха суперячейкового градового облака 13 августа 1977 г. (*а*) и структура ветра в атмосфере (*б*) [1].

Усл. обозначения см. рис. 1 *а* (11.5.1).

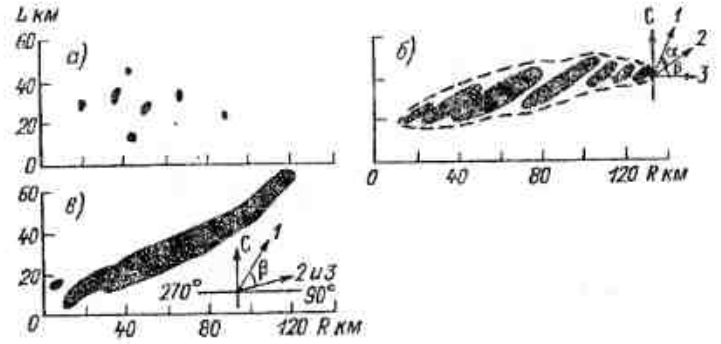


Рис. 4 (11.5.1). Схема выпадения града при одноячейковых (*а*), многоячейковых (*б*) и суперячейковых (*в*) градовых процессах [1].

1 — вектор ведущего потока, *2* — направление перемещения ячеек, *3* — направление перемещения облачной системы.

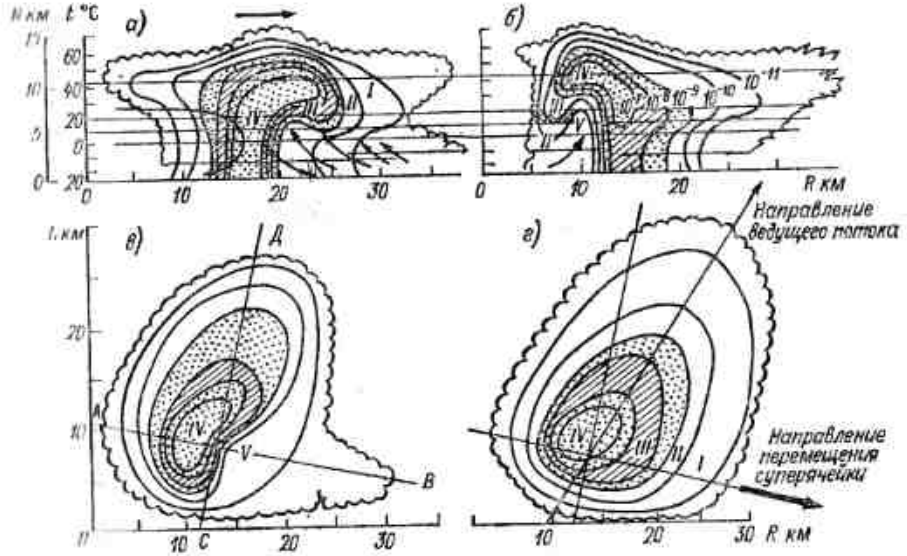


Рис. 5 (11.5.1). Типичная структура радиоэха суперячейкового градового облака [2].

а — вертикальный разрез через зону радиоэха по линии *AB* в плоскости направления движения облака; *б* — вертикальный разрез во линии *CD* через зону слабого радиоэха в плоскости, перпендикулярной направлению движения облака; *в* и *г* — горизонтальные разрезы на уровнях 5 км ($T = -6$ °C) и 6 км ($T = -12$ °C) над уровнем моря; *I* — зона формирования града, *II* — зона зарождения града, *III* — зона роста града, *IV* — зона аккумуляции града, *V* — зона мощных восходящих потоков.

Таблица 1 (11.5.2)

Средние месячные значения повторяемости P радиоэха и средней высоты $H_{ср}$ верхней границы радиоэха Cu cong. и над Армянской ССР в 1968—1971 гг. ($\Sigma N=2094$) [6]

	Месяц						
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
$H_{ср}$ км	6,5	8,1	8,8	8,4	7,7	7,7	7,5
P %	11	29	22	9	19	7	3

Таблица 2 (11.5.2)

Повторяемость P высоты H верхней границы радиоэха конвективных ячеек для Ферганской долины ($\Sigma N=758$) [3]

H м	7,1—8,0	8,1—9,0	9,1—10,0	10,1—11,0
P %	3	10	15	25
H м	11,1—12,0	12,1—13,0	13,1—14,0	
P %	32	10	5	

Таблица 3 (11.5.2)

Повторяемость (%) поперечных размеров конвективных ячеек при грозо-градовых процессах в Ферганской долине [3]

Высота середины слоя, км	Геометрическая характеристика	Размер, км									ΣN
		0,1—8	8,1—16	16,1—24	24,1—32	32,1—40	40,1—48	48,1—56	56,1—64	64,1—72	
1	б	10	20	16	20	16	7	7	2	2	905
	м	27	48	18	6	1	—	—	—	—	
3	б	9	22	18	17	14	7	8	4	1	625
	м	29	46	18	6	1	—	—	—	—	
6	б	12	34	17	15	12	5	2	2	1	211
	м	34	43	18	5	—	—	—	—	—	
9	б	30	49	12	5	2	2	—	—	—	43
	м	43	41	14	2	—	—	—	—	—	
12	б	23	54	15	8	—	—	—	—	—	13
	м	23	62	15	—	—	—	—	—	—	

Примечание. б — большая полуось, м — малая полуось.

перечных разрезов проводились в середине слоя — на высоте 1, 3, 6, 9 и 12 км).

11.5.3. Повторяемость радиолокационных характеристик Cb в Молдавии

В табл. 1 (11.5.3) приведены значения повторяемости радиолокационных характеристик Cb в Молдавии [16]. Кроме повторяемости значений высоты верхней границы радиоэха Cb ($H_{ВГ}$) и отражаемости ($Z_э$), в таблице приведены распределения повторяемости максимальной температуры $T_{ВГ}$ на уровне $H_{ВГ}$, а также мощности Cb $\Delta H=H_{ВГ}-H_{НГ}$. За экспериментальную единицу принято изолированное градоопасное облако и выпавший из него ливень.

Таблица 1 (11.5.3)

Повторяемость P различных значений характеристик градоопасных Cb для Молдавской ССР ($\Sigma N=48$) [16]

$H_{ВГ}$ км	P %	ΔH км	P %	$T_{ВГ}$ °C	P %	$Z_э$ дБZ	P %
⩽8,0	29	⩽6,0	15	⩾—30,0	19	33	0
8,1—10,0	34	6,1—8,0	22	—30,1...—40,0	30	34—43	12
10,1—12,0	27	8,1—10,0	46	—40,1...—50,0	36	44—54	58
⩾12,1	10	10,1—12,0	15	⩽—50,1	15	⩾55	30
		⩾12,1	2				

В табл. 2 (11.5.3) приведены средние параметры градоопасных облаков в Молдавии. В табл. 3 (11.5.3) представлены некоторые квантили распределения характеристик облаков, приведенных в табл. 1 и 2 (11.5.3). Как следует из табл. 3 (11.5.3), при обеспеченности $P=60$ % $H\geqslant 8{,}8$ км; $\Delta H\geqslant 8{,}0$ км; $T_{ВГ}\leqslant -39$ °C и $Z_э\geqslant 47$ дБZ.

Таблица 2 (11.5.3)

Средние параметры градоопасных облаков для Молдавской ССР ($\Sigma N=48$) [16]

$\overline{H}_{ср}$ км	$\overline{\Delta H}_{ср}$ км	$\overline{T}_{ВГ}$ °C	$\overline{Z}_э$ дБZ
9,5	8,3	—40,5	49

Таблица 3 (11.5.3)

Обеспеченность P различных значений параметров градоопасных Cb для Молдавской ССР ($\Sigma N=48$) [16]

P %	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95
$H_{ВГ}$ км	13,5	12,5	11,5	10,7	10,0	9,3	8,8	8,2	7,6	6,8	6,0
ΔH км	11,6	10,8	10,0	9,4	8,9	8,4	8,0	7,4	6,7	5,5	4,5
$T_{ВГ}$ °C	—58	—55	—50	—47	—44	—42	—39	—35	—30	—23	—18
$Z_э$ дБZ	61	58	54	52	50	48	47	46	44	42	40

11.6. Особенности радиолокационных характеристик облаков в разных физико-географических условиях

11.6.1. Распределение Cb по размерам

Приводимые ниже радиолокационные характеристики облаков и осадков получены не только в разных физико-географических условиях, но и на МРЛ, работающих на различных длинах волн, и при разных методиках наблюдений и обработки данных. Во многих случаях необходимо учитывать, что в силу определенных обстоятельств, вызываемых, как правило, ограниченными возможностями МРЛ, обрабатываются только характеристики радиоэха таких облаков и осадков, параметры которых превосходят заданный нижний порог ограничения.

За размер Cb при радиолокационных наблюдениях принимают эквивалентный диаметр $D_э$, который связан с площадью радиоэха s_i, ограничивающей i-й контур $Z_э$ (дБZ), простой формулой

$$D_э = 2\sqrt{s_i/\pi}. \qquad (1)$$

Часто авторы сообщают только о диаметре радиоэха конвективной ячейки $D_{эя}$, при этом i-й контур образуется $Z_{э\,min}(R)$, т. е. может уменьшаться с удалением Cb от МРЛ. Распределение ячеек по диаметрам $D_{эя}$ лучше всего описывается экспонентой [49]:

$$n_я(D_{эя})\,dD_{эя} = N_{0я}e^{-\beta' D_{эя}}, \qquad (2)$$

где $n_я(D_{эя})\,dD_{эя}$ — число ячеек с диаметром от $D_{эя}$ до $D_{эя}+dD_{эя}$, $N_{0я}$ — нормирующий множитель, пропорциональный объему выборки.

По данным [40], диаметр $D_{эя}$, для которого справедливо соотношение (2), составляет 4—12 км. Верхний предел $D_{эя}$=12 км установлен по двум причинам — для того чтобы довести до минимума эффекты малой выборки и исключить мезомасштабные эффекты взаимодействия и слияния радиоэха, при которых площадь образующихся ячеек превышает 100 км^2.

Средние значения параметра наклона β', по данным разных авторов, приведены в табл. 1 и 2 (11.6.1).

Пять районов в Тихом океане вдали от побережья Северной Америки по широте от Калифорнии до Ванкувера представлены данными МРЛ, полученными на патрульных кораблях. Экспоненциальное распределение с параметром наклона β', близким к 0,3 км$^{-1}$, характерно для Cb с осадками, если их диаметр $D_э$ не превышает 20 км. Это подтверждают и другие работы, результаты которых обобщены в табл. 2 (11.6.1).

Опираясь на результаты 2457 измерений радиоэха Cb, авторы [43] установили связь между числом радиоэхо конвективных

Таблица 1 (11.6.1)

Значения параметра наклона β', определенные по методу наименьших квадратов, при $D_{эя}$=4... 12 км [49]

$Z_{эi}$ дБZ	β' км$^{-1}$	Коэффициент корреляции	$Z_{эi}$ дБZ	β' км$^{-1}$	Коэффициент корреляции
16	0,311	0,983	35	0,322	0,995
18	0,297	0,987	39	0,313	0,985
20	0,275	0,988	43	0,408	0,994
24	0,272	0,991	47	0,618	0,989
27	0,276	0,992	51	0,469	0,949
31	0,293	0,994	55	0,640	0,945

Таблица 2 (11.6.1)

Оценка параметра β' в 11 различных районах земного шара [49]

Местоположение	β' км$^{-1}$
Брайз-Нортон, Великобритания	0,22
Шампейн, Иллинойс, США	0,30
49° с. ш., 131° з. д.	0,27
45° с. ш., 130° з. д.	0,32
40° с. ш., 130° з. д.	0,35
36° с. ш., 128° з. д.	0,38
32° с. ш., 124° з. д.	0,38
Атолл Эниветок	0,38
Северо-западная часть Дакоты, США	0,36
Остров Уоллопс, Виргиния, США	0,36
Монреаль, Квебек, Канада	0,311

Примечание. Данные получены на МРЛ с λ=3 см.

ячеек $N_я$ и их диаметром $D_я$ (мм), за который они принимали большую ось ячейки:

$$N_я = 1513\exp(-0{,}35D_я). \qquad (3)$$

Диаметр $D_я$ изменялся от 2 до 15 км, коэффициент корреляции был равен 0,97. Отмечается, что в случае данных ежечасных наблюдений коэффициент при показателе экспоненты изменяется от 0,164 до 0,381.

В [39] аналогичная зависимость рассматривалась для ячеек Cb с осадками, на внешнем контуре которых $Z_э$=10 дБZ. Автор нашел, что

$$N_я = 500\exp(-0{,}3D_я), \qquad (4)$$

где $D_я = 2\sqrt{s/\pi}$, а s — площадь радиоэха с $Z_э \geqslant 10$ дБZ. Если ограничить площадь значениями $Z_э$ от 40 до 60 дБZ, то показатель экспоненты будет находиться в пределах от 0,42 до 0,5 (см. табл. 1 (11.6.1)).

11.6.2. Параметры конвективных ячеек с осадками в районе проведения АТЭП (Восточная Атлантика) и Флориде

В период проведения АТЭП были исследованы радиоэхо конвективных ячеек в восточной Атлантике (13—15° с. ш.) [40], результаты представлены на рис. 1 (11.6.2). Из рисунка следует, что в указанном районе с увеличением площади растет и время существования ячеек, и количество выпавших из них осадков. Распределение ячеек по площади описывается логнормальным законом.

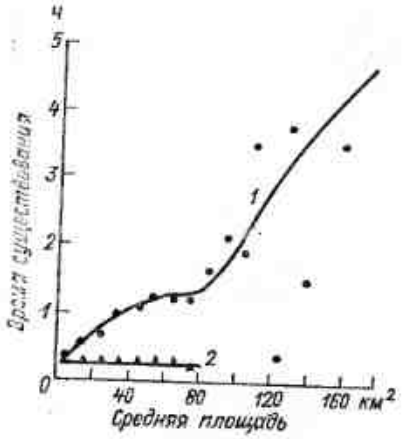


Рис. 1 (11.6.2). Статистическая зависимость между временем существования и средней площадью сгруппированных (*1*) и индивидуальных (*2*) ячеек [40].

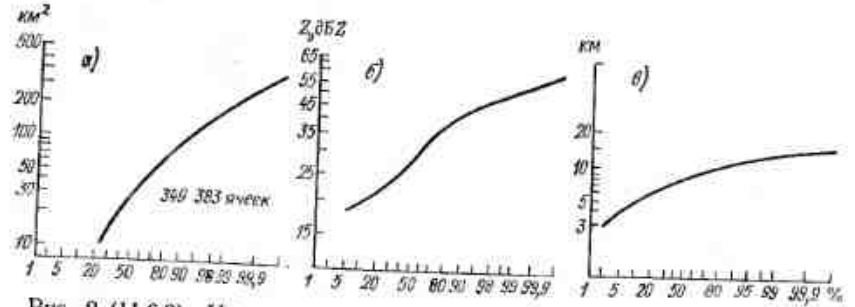


Рис. 2 (11.6.2). Интегральное распределение площади ячеек (*а*), максимума радиолокационной отражаемости Z ячеек (*б*) и высоты радиоэха ячеек (*в*).

Данные получены для трех летних сезонов FACE-2 (Флорида, США) [41].

Аналогичные исследования, выполненные на мезомасштабном полигоне во Флориде (26—27° с. ш.), позволили получить интегральное распределение радиолокационных характеристик в радиусе 200 км от МРЛ (рис. 2 (11.6.2)) [41].

Таблица 1 (11.6.1)

Радиолокационные параметры градовых и дождевых облаков в Болгарии (1969—1972 гг.) [21]

Характер осадков	H_0, км	Число случаев	Радиолокационный параметр: H_{max}, км			$\Delta H = H_{Z_{max}} - H_0$, км			$Z_э$, дБZ		
			min	max	mod	min	max	mod	min	max	mod
$\lambda = 3{,}2$ см											
Градовые	⩽3	46	8,0	13,2	11,0—12,0	0,7	6,3	2,5—3,5	30	61,2	48—56
	3...4	99	8,4	15,5	11,0—12,0	0,6	7,2	2,0—3,0	30	61,2	
	⩾4	82	8,6	14,7	11,0—12,0	0,5	6,2	2,0—3,0	30	61,6	
Дождевые	⩽3	105	5,6	10,9	6,5—7,5	—1,6	3,2	0,5—1,5	18	53,1	36—44
	3...4	317	5,8	11,3	7,5—8,5	—2,6	3,3	0,0—1,0	19	56,6	
	⩾4	139	6,2	11,5	8,0—9,0	—3,1	2,7	0,0—1,0	20	57,0	
$\lambda = 10$ см											
Градовые	—	90	7,5	11,9	10,0—11,0	0,5	4,9	1,5—2,5	35	58,4	40—48
Дождевые	—	130	5,0	10,0	6,5—7,5	—2,0	1,9	—0,5—0,5	20	49,0	32—40

Примечание. min — минимальное значение, max — максимальное, mod — модальное,

Таблица 2 (11.6.3)

Повторяемость (%) радиолокационных характеристик градовых и неградовых облаков в г. Турин, Италия (1979—1981 гг., МРЛ с λ=5,3 см) [29]

Характер облачности	H км													ΣN	$H_{ср}$	СКО
	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16			
Hz_{max} км																
Градовое	—	—	1,4	2,8	2,8	7,0	8,3	15,0	15,3	18,2	15,4	9,7	4,1	72	12	2,3
Неградовое	0,2	1,6	8,1	16,8	20,6	15,3	12,8	9,3	7,3	3,8	3,2	1,0	—	558	9	2,2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12				
$Z_э$ дБZ																
Градовое	1,4	8,3	2,8	21,0	11,0	24,8	9,8	4,2	9,7	4,2	2,8	—		72	5,6	2,4
Неградовое	0,6	5,5	10,2	18,2	17,5	12,4	15,0	11,5	5,4	1,8	1,7	0,2		558	5,6	2,3
	14		29		40		45		30		56					
Градовое	1,4		15,1		33,7		24,8		18,5		5,5			72		
Неградовое	30,4		37,8		23,5		7,1		1,0		0,2			558		

Из рис. 2*а* (11.6.2) видно, что площадь 99 % ячеек превышает 200 км², экстремальное ее значение 430 км². Из рис. 2*б* (11.6.2) следует, что для 50 % ячеек $Z_э$<30 дБZ (I=3 мм/ч), для 99 % ячеек $Z_э$<50 дБZ и только в нескольких ячейках $Z_э$ достигает 60 дБZ. Из рис. 2*в* (11.6.2) видно, что H достигает 16 км и для 30 % ячеек H>10 км.

Исследование параметров распределений радиолокационных характеристик в зависимости от времени суток показало, что $Z_{э\,ср}$ изменяется в пределах 5 дБZ, $H_{ср}$ — в пределах 1 км. Наилучшую аппроксимацию распределений дает логнормальный закон [40, 41].

11.6.3. Высота радиоэха и другие характеристики градовых и неградовых Cb в разных регионах

В табл. 1 (11.6.3) приведены радиолокационные параметры градовых и дождевых облаков в Болгарии [21]. Таблица иллюстрирует характеристики градовых и дождевых облаков при разной высоте нулевой изотермы H_0 в районе наблюдений. Кроме максимальной высоты верхней границы радиоэха H, приведена толщина слоя ($\Delta H = Hz_{max} - H_0$) от уровня максимальной отражаемости в облаках Hz_{max} до уровня H_0, а также максимальная отражаемость $Z_{э\,max}$.

В табл. 2 (11.6.3) приведены радиолокационные характеристики градовых и неградовых Cb в районе г. Турина (Италия) [29]. Высота нулевой изотермы H_0 изменялась в пределах 3,5±0,6 км. Разность средних значений $Hz_{max} - H_0$=2,1 км. Распределения высоты радиоэха Cb имеют бимодальный характер.

В табл. 3 (11.6.3) приведены распределения радиолокационных характеристик градовых ячеек в районе г. Люцерн (Швейцария) [45]. Критерием отбора ячеек в табл. 3 (11.6.3) были следующие

Таблица 3 (11.6.3)

Радиолокационные характеристики градовых внутримассовых (Вм) и фронтальных (Фр) ячеек (249 ячеек, МРЛ с λ=3 см, г. Люцерн, Швейцария, 1977—1982 гг.) [45]

	Среднее	Стандартное отклонение	min	max		Среднее	Стандартное отклонение	min	max
	$Z_э$ дБ Z				Продолжительность существования, мин				
Все	59,4	5,5	46	75	Все	47,8	37,1	1	166
Вм	59,3	5,2	49	73	Вм	47,0	36,3	3	166
Фр	59,5	6,1	46	75	Фр	49,3	38,7	1	164
	S_{max} км²				Средняя скорость перемещения, м/с				
Все	28,9	45,6	0,3	270	Все	5,7	4,2	0,0	26,8
Вм	24,9	37,0	0,6	211,9	Вм	4,9	3,5	0,1	15,7
Фр	36,0	57,6	0,3	271	Фр	7,3	4,9	0,0	26,8

Таблица 4 (11.6.3)

Особенности градовых процессов в Швейцарии (Нарф), Южной Африке (Трансвааль) и Канаде (провинция Альберта) [27]

№ п/п		Швейцария	Южная Африка	Канада
1	Длина волны, см	10; 3	10	10; 5; 3
2	Период наибольшей активности градовых процессов	Июнь, июль	Ноябрь, декабрь, 17 ч	Июль, август, с 16 до 20 ч
3	Вероятная причина атмосферной неустойчивости			
	Конвекция	70 % (изолированные и рассеянные ячейки)	93 % (изолированные ячейки в 39 % дней наблюдений)	80 %
	Холодные фронты	11 %	Редко	0
	Теплые фронты	19 %	0	20 %
	Линии шквалов	Редко	7 %	0
4	Повторяемость максимальных размеров градин, мм	50 % $<$9; 80 % $<$13; 0,1 % $<$40	60 % $<$9; 79 % $<$12; 86 % $<$15; 91 % $<$18	68 % $<$7; 92 % $<$10; 98 % $<$13; 99 % $<$15
5	Кинетическая энергия градин, Дж/м^2	68 % $<$20; 81 % $<$50; 91 % $<$100; 3 % $<$200	30 % $<$1; 72 % $<$10; 91 % $<$100	49 % $<$10; 81 % $<$50; 91 % $<$100; 0,3 % $<$600; макс. 900
6	Размеры градовых дорожек			
	длина, км	$<$50	Большинство 10—19	85 % $<$30; 97 % $<$80; 0,3 % $>$150

	ширина, км	от 2 до 10—12	Большинство 5—9	68 % $<$3; 97 % $<$6; 90 % $<$15; макс. 25—30
7	Площадь выпадения града, км^2	80 % $<$20; 90 % $<$50; в исключительных случаях $>$350	46 % $<$10; 67 % $<$25; 84 % $<$50; 8 % $>$100; макс. 250	53 % $<$15; 74 % $<$30; 79 % $<$50; 96 % $>$300; 1 % $>$1000; 0,5 % $>$1500
8	Общая длительность выпадения града	от 3 мин до 1 ч 30 мин	—	от 3 мин до 3—4 ч; 85 % $<$30
9	Общая кинетическая энергия, Дж	$4\cdot10^5$—$2{,}5\cdot10^{10}$ (107 градопадов)	$2\cdot10^6$—$8{,}8\cdot10^{10}$ (47 градопадов)	$9{,}7\cdot10^7$—$5\cdot10^{10}$
10	Характеристики отдельных ячеек			
	длина, км	1—5		Макс. 10—20
	время жизни, мин	15—30		Наиболее часто 15
11	Траектория	Часто квазилинейная, иногда отклонение ±30 %	Отклонение от направления скорости ветра на уровне 500 гПа: 57 % влево и 27 % вправо	Совпадает с направлением скорости ветра на высоте 4 км
12	Общий процесс градообразования	10^8—10^{11} градин выпадают из одноячейковых Cb, 10^{12}—10^{13} градин — из циркуляционных	Редко хорошо коррелируется с высотой радиоэха, 10^9—10^{12} градин	10^{12} градин (циркуляционная ячейка)
13	Зона роста града	В большинстве случаев от 10 °C до —20 °C	От —20 до —5 °C	
14	Время роста от момента появления зародышей, мин	10—12 (градины до 25 мм)	10—20	

условия: $Z_э \geqslant 46$ дБZ и по крайней мере один раз верхняя граница изоконтура $Z_э = 46$ дБZ располагалась выше уровня —5 °С.

В табл. 4 (11.6.3) приведены результаты сравнительного анализа градовых процессов в Швейцарии, Южной Африке и Канаде (провинция Альберта) [27]. Поток кинетической энергии градин E (Дж·м$^{-2}$·с$^{-1}$) рассчитывался по отражаемости $Z_э$ (мм^6/м^3) по эмпирической формуле [54]

$$E = 5 \cdot 10^{-6} Z_э^{0,84}. \qquad (1)$$

Эта формула используется для преобразования данных МРЛ в данные измерения градомером, и наоборот. Оно основано на анализе 175 спектров градин во время четырех градовых процессов [54]. Общая кинетическая энергия градопада определялась как произведение кинетической энергии градин, выпавших за время градобития на единицу площади, на всю площадь поверхности, на которую выпал град.

11.6.4. Высота радиоэха гроз

В табл. 1 (11.6.4) приведен годовой ход экстремальных $H_{экс}$ (наибольших за месяц наблюдений) и средних за месяц $H_{ср}$ значений высоты радиоэха конвективных облаков в Сингапуре и восточной части Махараштра, Индия (17,5° с. ш.), полученных на МРЛ с $\lambda = 10{,}7$ см [34]. Погрешность единичного

Таблица 1 (11.6.4)

Годовой ход экстремальных за месяц $H_{экс}$ и средних $H_{ср}$ значений высоты радиоэха конвективных облаков в Сингапуре и восточной части Махараштра (Индия) [34]

	I	II	III	IV	V	VI
$H_{экс}$ (Индия) км	9,0	15,0	15,0	18,0	19,0	17,0
$H_{экс}$ (Сингапур) км	18,2	13,6	18,0	19,6	20,3	16,7
$H_{ср}$ (Сингапур) км	8,8	5,9	10,1	12,8	12,7	9,6

	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$H_{экс}$ (Индия) км	16,0	15,0	15,0	16,0	15,0	9,0
$H_{экс}$ (Сингапур) км	19,7	18,7	19,3	17,9	17,6	15,3
$H_{ср}$ (Сингапур) км	9,1	9,8	9,9	10,6	11,6	9,6

измерения составляет ±0,5 км. На величину $H_{экс}$, по-видимому, влияет и широта (в Индии Cb ниже), и местные особенности возникновения Cb, связанные с муссонной деятельностью.

В табл. 2 (11.6.4) приведены средние значения высоты $H_{ср}$ и длительности существования конвективных ячеек на западе Северной Дакоты, США (47° с. ш.). Данные получены в радиусе 110 км от МРЛ с $\lambda = 3$ см [43].

Таблица 2 (11.6.4)

Средние значения высоты верхней границы радиоэха ливневых конвективных ячеек $H_{ср}$ и длительности их существования τ на западе Северной Дакоты (США) ($\lambda = 3$ см) [43]

Месяц	n	τ мин	N	$H_{ср}$ км
Май	90	20,5	61	10,6
Июнь	161	23,1	183	10,4
Июль	127	35,8	255	8,7
Август	101	30,4	79	10,4
Общее за сезон	479	27,5	578	9,7

Примечание. n — число ячеек, N — число измерений высоты верхней границы Cb.

В табл. 3 (11.6.4) представлены средние значения высоты радиоэха гроз, определенные как максимальные значения высоты

Таблица 3 (11.6.4)

Высота радиоэха гроз, полученная как высота изолинии $I = 16$ мм/ч по данным МРЛ с $\lambda = 3$ см, и температура воздуха на этом же уровне в районе г. Токио (1979 г.) [44]

Период наблюдения	$H_{ср}$ км	H_{min} км	$H_{экс}$ км	$t_{H_{ср}}$ °С	$t_{H_{min}}$ °С	$t_{H_{max}}$ °С	ΣN
16 V—15 VI	6,9	4,5	9	—20	—5	—45	37
16 VI—15 VII	7,6	5,0	9	—19,8	—5	—38	37
16 VII—15 VIII	8,2	5,0	11	—22	0	—43	65
16 VIII—15 IX	7,9	4,3	10,5	—19	0	—46	41

изолинии интенсивности осадков $I = 16$ мм/ч, и температура воздуха на этом же уровне [44]. В работе [44] связь $Z_э$ с I определялась с помощью соотношения (1) (11.1.2) и рассчитывалась по данным наблюдений МРЛ, расположенного в 100 км севернее г. Токио.

11.6.5. Высота радиоэха гроз. Связь с высотой тропопаузы

В [30] на основании оперативных данных сети МРЛ (λ=10 см) построены карты высоты верхней границы Cb в случае их проник-

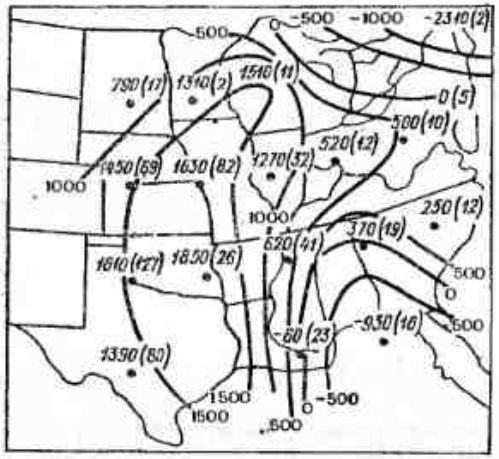


Рис. 1 (11.6.5). Изолинии высоты (м) над уровнем тропопаузы радиоэха Cb с крупным градом ($\geqslant$1,9 см) на территории США [30].

Число случаев для каждой точки указано в скобках.

новения в тропопаузу, если при этом из них выпадает град диаметром не менее 1,9 см (рис. 1 и 2 (11.6.5)); карты для Cb со

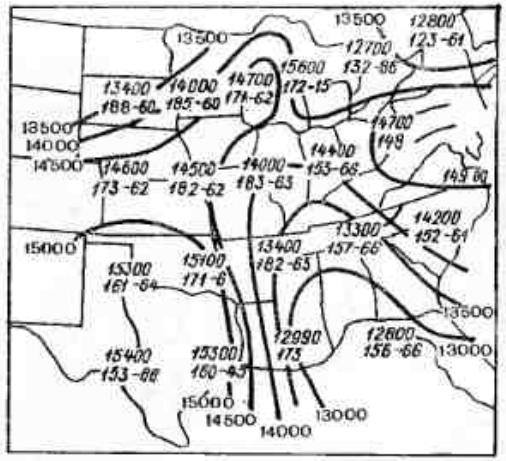


Рис. 2 (11.6.5). Изолинии высоты (м) вершин радиоэха грозо-градовых очагов с крупным градом ($\geqslant$1,9 см) [30].

Под значениями высоты приведены давление, гПа (слева) и температура, °С (справа) на уровне тропопаузы.

шквалами ($\geqslant$25 м/с) (рис. 3 и 4 (11.6.5)); карты для Cb со смерчами (рис. 5 и 6 (11.6.5)) для районов США восточнее 105° з. д. в широтной зоне 25—47° с. ш. Средняя высота радио-

эха Cb, с перечисленными явлениями более чем в 14 000 случаев составляет 12,4 км. Средняя высота проникновения в тропопаузу

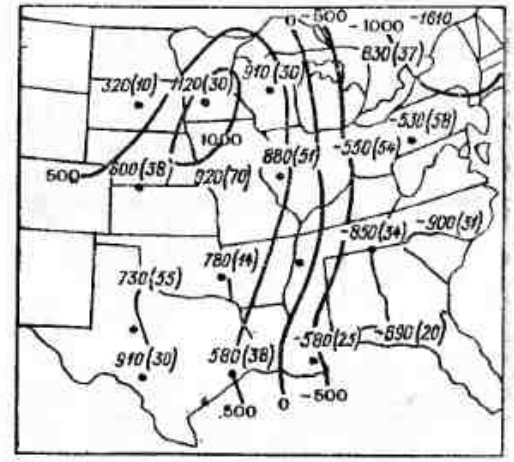


Рис. 3 (11.6.5). Изолинии высоты (м) над уровнем тропопаузы вершин радиоэха грозо-градовых очагов со шквалами ($\geqslant$25 м/с) на территории США [30].

Число случаев для каждого пункта указано в скобках.

составляет 2,2 км. В выборку не вошли характеристики радиоэха Cb с $H \leqslant 9{,}15$ км, поскольку в [30] они считались негрозовыми.

Следует обратить внимание, что методика съема данных на оперативной сети МРЛ США предусматривала съем только наибо-

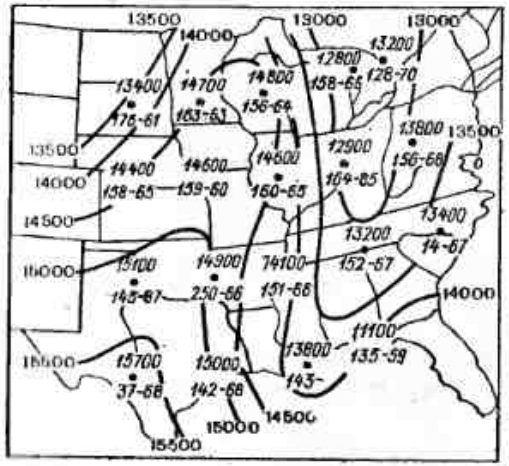


Рис. 4 (11.6.5). Изолинии высоты (м) вершин радиоэха грозо-градовых очагов со шквалами ($\geqslant$25 м/с) [30].

Под значениями высоты приведены давление, гПа (слева) и температура, °С (справа) на уровне тропопаузы.

лее высоких РКО с наибольшими значениями $Z_в$. По этой причине иногда отмечается заметная разница между данными такой сети и результатами специальных наблюдений, проводимых в тех же районах.

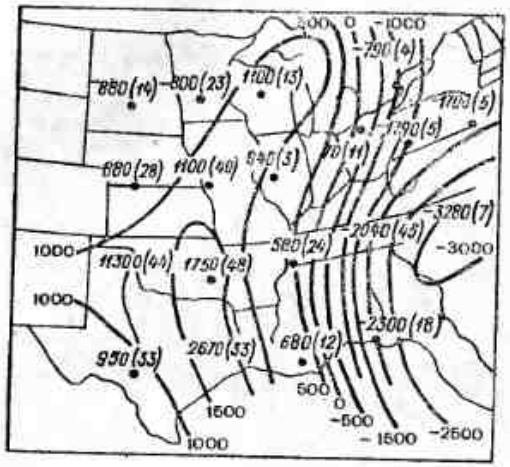


Рис. 5 (11.6.5). Изолинии высоты (м) над уровнем тропопаузы вершин радиоэха грозо-градовых очагов со смерчем на территории США [30].

Число случаев для каждого пункта указано в скобках.

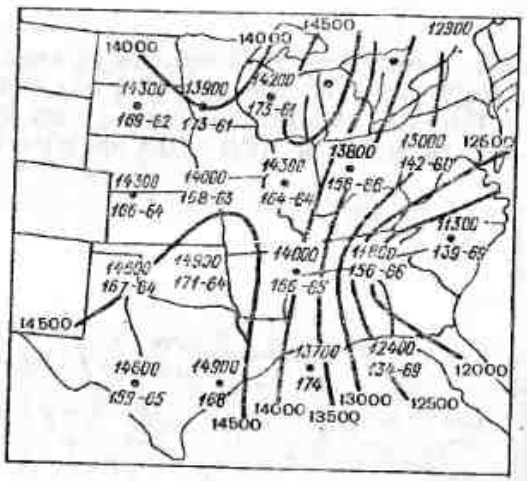


Рис. 6 (11.6.5). Изолинии высоты (м) вершин радиоэха грозо-градовых очагов со смерчем [30].

Под значением высоты приводятся давление, гПа (слева) и температура, °С (справа) на уровне тропопаузы.

11.7. Статистические радиолокационные модели конвективных ячеек с осадками

11.7.1. Общие положения

В ряде прикладных задач, в частности при параметризации и оценке влияния конвекции кучевых облаков на процессы переноса в атмосфере, при оценке затухания и интерференции электромагнитного излучения на трассах распространения, при оценке активных воздействий на конвективные облака, при оценке дистанционных датчиков атмосферных явлений, требуется знание статистической модели конвективных ячеек с осадками.

Исходные данные для моделирования зависят от методик наблюдений, длин волн МРЛ и типов аппаратуры регистрации радиоэха Cb, а также от заметно отличающихся друг от друга методик статистической обработки, включающих различные (но оптимальные для каждого региона) коэффициенты соотношения $Z-I$. Тем не менее между отражаемостью Cb, площадью радиоэха и его высотой отмечаются устойчивые статистические зависимости. Они обладают заметной региональной изменчивостью и дают большой разброс значений наблюдаемых параметров вокруг среднего.

Существует несколько радиолокационных статистических моделей конвективных ячеек с осадками, полученных в разных регионах — Италии [46], Канаде [48], США [11, 32], СССР [8]. Основная цель моделей — связать параметры Cb, которые измеряет МРЛ, т. е. максимальные высоты верхних границ радиоэха и максимальные отражаемости, с наземными данными об интенсивности осадков, которые регистрируются плювиографом. В связи с этим на первом этапе моделирования доказывается сходимость результатов по статистике осадков в регионе по наземным и радиолокационным методам, а затем проводится моделирование ячеек Cb с осадками на основании только радиолокационных измерений.

11.7.2. Пространственное изменение отражаемости в облаках

11.7.2.1. Распределение отражаемости в конвективной ячейке с осадками

Большинство применяемых в настоящее время МРЛ обнаруживает конвективные облака в конце стадии их роста. По этой причине наиболее хорошо изучены радиолокационные характеристики отдельных конвективных ячеек с осадками. Осредненные значения отражаемости в таких ячейках, полученные за большой период наблюдений и по большой выборке в одном и том же районе, имеют характерные особенности. Отражаемость практически не изменяется от поверхности Земли до уровня нулевой изотермы H_0 в районе наблюдений, а затем плавно убывает с ростом высоты. Скорость убывания заметно отличается для разных типов осадков (град, грозы, ливни, обложные осадки) [7].

В горизонтальной плоскости отражаемость и интенсивность осадков в пределах площади «среднего» ливня изменяются по экспоненциальному закону от центра к периферии и также зависят от типа осадков:

$$Z = Z_{max} 10^{-\beta R}, \qquad (1)$$

где R — расстояние, отсчитываемое от центра ливня; а β — параметр, характеризующий изменчивость отражаемости ливня в го-

ризонтальной плоскости. Например, для Ленинградской области средние значения β ливней и гроз в горизонтальной плоскости получаются равными 2,74 и 0,67 км$^{-1}$ соответственно [23].

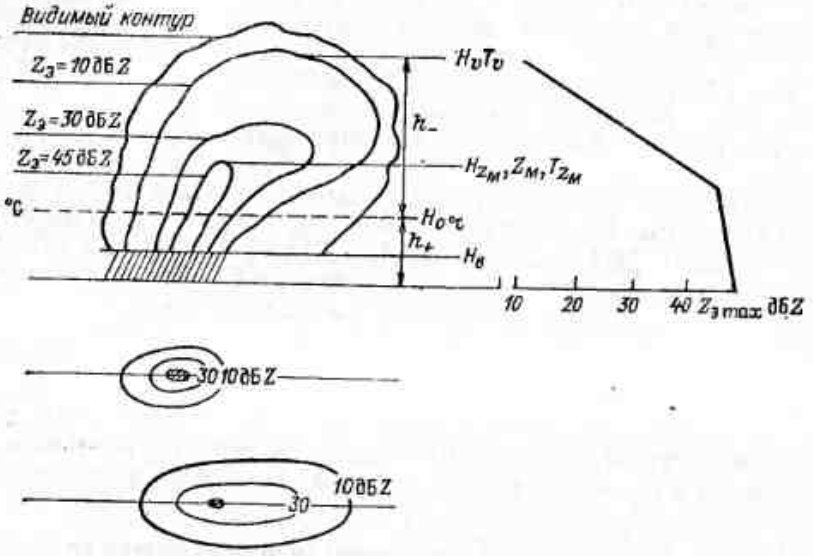


Рис. 1 (11.7.2.1). Схема ячейки с градом.

Сверху — вертикальный профиль $Z_{э\,max}(h)$; снизу — горизонтальный разрез ячейки на индикаторе кругового обзора МРЛ по линии $H_в$ и линии H_{Z_M}.

В вертикальной плоскости убывание Z тоже в первом приближении описывается экспоненциальным законом:

$$Z = Z_{max} 10^{-\gamma h}, \qquad (2)$$

где h — высота, отсчитываемая от центра зоны максимальной отражаемости, а γ можно рассматривать как вертикальный градиент логарифма отражаемости.

Более подробное и детальное изучение отражаемости в облаках показывает, что величины β и γ зависят от многих параметров, в частности от стадии развития облака, типа синоптической ситуации, максимальной интенсивности осадков и не в последнюю очередь от методики наблюдений. Для простоты дальнейшего изложения приведем типичную конвективную ячейку с градом на рис. 1 (11.7.2.1) [52].

На рис. 1 (11.7.2.1) h_+ — слой от поверхности Земли до высоты нулевой изотермы H_0, h_- — слой от H_0 до верхней границы изолинии контура $Z_э$=10 дБZ, внешний контур — контур, наблюдаемый на МРЛ.

На рис. 1 (11.7.2.2) приведен высотный ход $Z_э$ (мм^6/м^3) для типичных осадков в циклонах, конвективных ячеек на фоне обложных осадков, интенсивных ливней и гроз в США и Канаде [33]. Как следует из рисунка, с увеличением степени опасности явления величина $Z_э$ возрастает, а вертикальный градиент $Z_э$ уменьшается.

Аналогичные закономерности проявляются и в табл. 1 (11.7.2.2). В ней приведены статистические параметры распределений $\lg Z_{а\,э}$, которые получены при измерении максимальных значений отражаемости через 2 км по высоте (от 0 до 10 км) над квадратами 30×30 км в грозах, ливнях и обложных осадках, и указаны за-

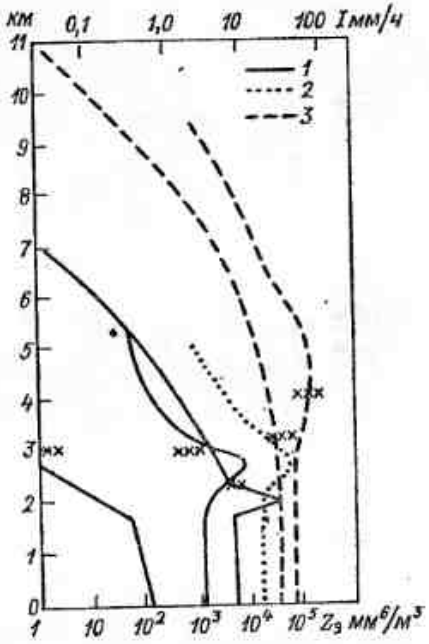


Рис. 1 (11.7.2.2). Вариации эквивалентной радиолокационной отражаемости $Z_э$ (дБ Z) с высотой [33].

1 — осадки в циклонах, 2 — конвективные ячейки на фоне обложных осадков, 3 — интенсивные ливни и грозы; крестиками указан уровень нулевой изотермы 0 °C.

коны и параметры распределения $\lg Z_{а\,э}$ [7]. Из табл. 1 (11.7.2.2) следует, что в данной выборке среднее значение $\lg Z_{а\,э}$ для гроз больше, чем для ливней, примерно на 0,9—1,0, и больше, чем для обложных осадков, на 1,5—2,0. Медианное значение $\lg Z_{а\,э}$ для середины слоя (1 км) в этих выборках равно для гроз 2,4, для ливней 1,4 и для обложных осадков 0,4 [7], что соответствует I осадков 20; 6; 0,9 мм/час.

Абсолютные значения вертикальных градиентов $Z_э$ зависят от методов группировки данных в выборках и способов их обработки.

В табл. 2 (11.7.2.2) приведены средние значения величин

$$\frac{\Delta Z_э}{\Delta h} = \frac{Z_э(h_{i+1}) - Z(h_i)}{h_{i+1} - h_i} \qquad (1)$$

в грозах, ливнях и обложных осадках по данным измерений $Z_{э\,max}$ по квадратам 30×30 км, где h_i — середина i-го слоя (км).

Грозы, ливни и обложные осадки разбиты на три группы по величине $Y = H \lg Z_{аэ}$, где H — максимальная высота радиоэха над квадратом 30×30 км, а $\lg Z_{аэ}$ — максимальная отражаемость над

Таблица 1 (11.7.2.2)

Статистические параметры и законы распределения логарифма отражаемости ($\lg Z_{аэ}$) гроз, ливней и обложных осадков в 2-километровых слоях, полученные в Ленинградской области и Белоруссии над квадратами 30×30 км [7]

Явление	Высота середины слоя, км	$\lg \overline{Z}_{аэ}$	σ	K_v	A_s	E_x	ΣN	$\overline{Z}_э$ дБ Z	Закон распределения
Грозы	1	2,67	0,99	0,37	—1,41	5,64	2716	44,7	Пирсона III типа
	3	2,63	0,79	0,30	—0,64	3,18	3641	44,3	Пирсона III типа
	5	2,08	0,90	0,43	0,41	—0,19	3764	38,8	Нормальный
	7	1,31	1,08	0,82	0,72	—0,10	3804	31,1	Логнормальный
	9	0,90	1,30	1,44	—0,01	0,23	2060	27,0	Логнормальный
Ливни	1	1,73	0,95	0,54	—0,06	—0,02	4036	35,8	Нормальный
	3	1,56	0,78	0,50	0,37	—0,19	5501	33,6	Логнормальный
	5	0,65	0,53	0,81	1,04	3,69	5682	24,6	Гамма-распределение
	7	0,10	0,43	4,15	0,17	12,25	1727	18,1	Гамма-распределение
	9	—0,58	0,93	—1,65	—1,05	0,74	208	12,2	Не определен
Обложные осадки	1	0,96	0,87	1,00	0,82	0,95	7464	27,6	Логнормальный
	3	0,61	0,87	1,44	0,10	3,72	5717	24,1	Пирсона III типа
	5	—0,25	0,70	—2,80	—0,97	9,67	1010	17,75	Гамма-распределение
	7	—0,43	0,51	—1,17	—0,95	9,06	245	13,7	Не определен
	9	—0,97	0,75	—0,77	—0,14	1,00	101	8,3	Не определен

Примечание. $K_v = \sigma / \overline{\lg Z_{аэ}}$ — коэффициент вариации, A_s — коэффициент асимметрии, E_x — эксцесс.

Таблица 2 (11.7.2.2)

Средние значения вертикальных градиентов отражаемости (дБ Z/км) в грозах, ливнях и обложных осадках, измеренных на МРЛ на северо-западе Европейской территории СССР (в скобках — число измерений)

Слой, км	$Y = H \lg Z_{аэ}$			
	8—12	15—25	>35	⩾8
Грозы				
1—3	2,1 (175)	0,1 (1380)	—0,5 (1148)	—0,2
3—5	—1,45 (295)	—3,6 (1859)	—2,6 (1425)	—2,75
5—7	—3,5 (332)	—4,5 (1970)	—3,2 (1470)	—3,85
7—9	—1,8 (50)	—4,0 (584)	—4,5 (1366)	—2,05
1—9	—1,75 (812)	—3,1 (5710)	—3,0 (5404)	
Ливни				
1—3	—0,5 (2009)	—2,0 (1289)	—	—1,1
3—5	—4,6 (2857)	—6,9 (1443)	—	—4,8
1—5	—2,5	—4,5	—	
Обложные осадки				
1—3	—5,0 (1463)	—6,3 (259)	—	
3—5	—6,5 (354)	—6,7 (197)	—	
1—5	—5,3	—6,6		

этой площадью. В первой группе Y изменяется от 8 до 12, во второй — от 15 до 25, в третьей $Y > 35$, в четвертую группу ($Y \geqslant 8$) вошли все измерения. Из табл. 2 (11.7.2.2) следует, что в слое от поверхности Земли до уровня нулевой изотермы в районе наблюдений (3 км) $Z_э$ в грозах слабо изменяется с высотой, а выше H_0 — убывает.

11.7.3. Радиолокационные оценки пространственной протяженности зон осадков с заданной интенсивностью

Для решения многих прикладных задач (например, распространения радиоволн на трассах различной протяженности) требуются данные о размере зон, занятых осадками определенной интенсивности.

На рис. 1 (11.7.3) представлена экспериментальная зависимость вероятности наблюдения заданной интенсивности I в конвективных ячейках с эквивалентными диаметрами $D_{аэ}$ при условии $I > I_0$, где $I_0 = 5$ мм/ч [46]. Из рис. 1 (11.7.3) видно, что зависимость между логарифмом вероятности $P(I, D)$ и $\lg I$ близка к линейной с постоянным наклоном кривых для любых значений $D_{аэ}$.

Кривые условной вероятности того, что площадь ячейки s с заданной интенсивностью осадков I превышает площадь, ограниченную эквивалентным диаметром $D_я$, приведены на рис. 2 (11.7.3) [46].

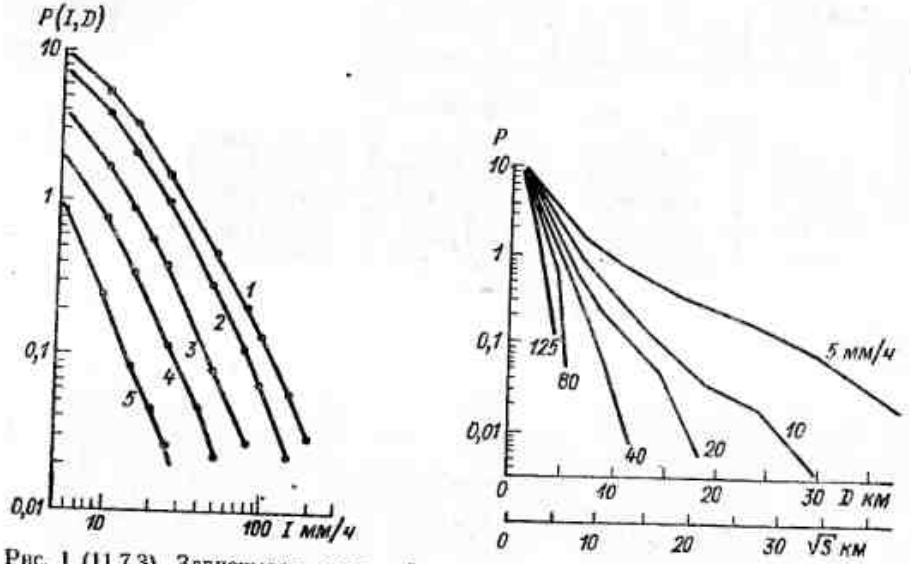


Рис. 1 (11.7.3). Зависимость условной вероятности $P(I, D)$ значений интенсивности дождя I (мм/ч) в ячейке от эквивалентного диаметра D при условии, что $I>I_0$, где I_0=5 мм/ч [46].

Кривая	1	2	3	4	5
D км	1,13—2,25	2,25—4,5	4,5—7,1	7,1—11,8	11,8—14,9

Рис. 2 (11.7.3). Условная вероятность P различных значений размера зон осадков конвективной ячейки ($D=2\sqrt{s/\pi}$) [46].

Из рис. 1 и 2 (11.7.3) следует, что средняя горизонтальная протяженность зоны конвективной ячейки с осадками, в которых I изменяется от 125 до 80 мм/ч, находится в пределах от 1,13 до 3 км.

11.7.4. Статистические характеристики зон осадков на высотах

11.7.4.1. Характеристики ячеек Cb на высотах 2 и 7 км

Подробные радиолокационные исследования конвективных ячеек, основанные на данных измерения отражаемости 12 336 отдельных ливней или ячеек Cb при минимальном значении отражаемости на внешнем контуре радиоэха $Z_{э\,min}=16$ дБZ и 5394 измерений при $Z_{э\,min}$=39 дБZ (что соответствует, согласно формуле (11.1.2), интенсивности осадков I=10 мм/ч), проведены в работах [48, 49]. Наибольшая отражаемость в период наблюдений составила $Z_{э\,экстр}$=67 дБZ. Данные наблюдений были получены в районе Монреаля (Канада) на МРЛ с λ=10 см. Минимальная площадь обработки s_{min} составила 4 км^2, продолжительность наблюдений — 14 сут с 30-минутным интервалом между последовательными сериями наблюдений, радиус обзора — от 12 до 200 км от МРЛ. Всего в работах [48, 49] получено 78 карт для каждого из девяти уровней по высоте (от 2 до 10 км).

В табл. 1 и 2 (11.7.4.1) обобщены результаты анализа [49]: наибольшее число ячеек ($N_я$) со слабыми осадками зафиксировано

Таблица 1 (11.7.4.1)

Площадь ячеек на высоте 2 км, в которых $Z_э>Z_{эi}$ [49]

$Z_{эi}$ дБ Z	$N_я$	$\bar{s}$ км^2	$\bar{D}_я$ км	$\sigma_{D_я}$ км
16	12 336	134,84	4,89	12,16
18	17 113	81,72	3,58	9,55
20	16 571	70,97	3,46	8,85
24	15 136	61,59	3,49	8,14
27	12 734	46,99	3,61	6,84
31	10 267	32,62	3,52	5,40
35	7 216	24,72	3,48	4,40
39	5 394	19,49	3,34	3,69
43	2 606	7,52	2,36	2,00
47	1 456	5,28	2,07	1,56
51	650	4,47	1,91	1,42
55	79	4,93	2,18	1,23
59	11	5,37	2,41	1,01

при $Z_{э\,min}$=18... 24 дБZ. Примерно в 17 % ячеек Cb, на внешнем контуре которых $Z_{э\,min}$=16 дБZ, совсем не содержались внутри контура ячейки с $Z_э>18$ дБZ, однако в остальных 83 % наблюдались две или больше ячеек с порогом $Z_э$=18 дБZ.

Таблица 2 (11.7.4.1)

Площадь ячеек на высоте 7 км, в которых $Z_э>Z_{эi}$ [49]

$Z_{эi}$ дБZ	$N_я$	$\bar{s}$	$\bar{D}_я$	$\sigma_{D_я}$	$Z_{эi}$ дБZ	$N_я$	$\bar{s}$	$\bar{D}_я$	$\sigma_{D_я}$
16	4022	112	6,02	10,30	35	950	14,8	3,25	2,89
18	7376	40,7	3,45	6,32	39	642	12,0	2,96	2,56
20	7673	24,2	3,01	4,66	43	174	10,0	2,94	2,04
24	5319	19,6	3,12	3,91	47	104	9,2	2,98	1,69
27	2299	23,3	3,80	3,91	51	63	8,58	2,96	1,48
31	1474	18,6	3,58	3,30	55	17	5,44	2,24	1,43

Сравнение данных табл. 1 (11.7.4.1) и 2 (11.7.4.1) показывают, что средняя площадь ячеек Cb с $Z_э > 40$ дБZ на высоте 7 км больше, чем на высоте 2 км. Для ячеек с $Z_э < 40$ дБZ зависимость обратная.

В табл. 3 (11.7.4.1) приведено распределение характеристик ячеек, определяемых изолиниями $Z_э = 16$ дБZ и $Z_э = 39$ дБZ на

Таблица 3 (11.7.4.1)

Характеристики ячеек для двух значений $Z_{эi}$ на всех высотах [49]

Высота км	$Z_{э_1}$=16 дБZ				$Z_{э_i}$=39 дБZ			
	$N_я$	s	$\overline{D}_я$	$\sigma_{D_я}$	$N_я$	s	$\overline{D}_я$	$\sigma_{D_я}$
10	1 113	30,2	4,32	4,45	103	8,11	2,69	1,75
9	2 352	40,2	4,65	5,44	160	9,80	2,79	2,17
8	3 247	72,1	5,25	8,02	306	11,3	2,94	2,38
7	4 022	112	6,02	10,3	642	12,0	2,96	2,56
6	5 613	137	6,37	11,6	1249	13,9	3,16	2,78
5	7 513	167	6,32	13,1	2421	16,6	3,42	3,07
4	7 998	202	6,45	14,7	5097	15,7	3,04	3,28
3	9 407	183	5,86	14,1	6164	17,5	3,08	3,57
2	12 336	135	4,89	12,2	5394	19,5	3,35	3,69

всех высотах. Из табл. 3 (11.7.4.1) следует, что число ячеек и их средняя площадь уменьшаются на высотах более 4 км. Уменьшение числа ячеек с $Z_э = 39$ дБZ происходит быстрее. Максимум площади для ячеек с $Z_э = 16$ дБZ вызван увеличением горизонтальных размеров зоны относительно слабых отражений в слое таяния, который в большинстве случаев располагался между 3 и 4 км. Средний диаметр ячеек изменяется с высотой меньше, чем другие параметры ячеек.

В простейшем случае структуру ливня можно охарактеризовать суммарной площадью всех ячеек, заключенных внутри контуров радиоэха Cb, ограниченных i-й изолинией $Z_э$. Среднюю суммарную площадь при любом выбранном внутреннем пороге $Z_{эi}$ определяют путем умножения средней площади ячеек при фиксированном пороге $Z_{эi}$ на эффективное число таких ячеек. Результаты показаны на рис. 1 (11.7.4.1) для трех классов отражаемости $Z_э$ и двух уровней (2 и 7 км). Средняя суммарная площадь сокращается в 10 раз при увеличении порога $Z_э$ на внешнем контуре примерно на 15 дБZ. В первом приближении средняя суммарная площадь $\bar{s}$ в пределах любого заданного контура $Z_{эi}$ увеличивается пропорционально $\exp(\gamma' Z)$, где $\gamma' \approx 0{,}14$ (дБZ)$^{-1}$ для высоты 2 км и $\gamma' = 0{,}13$ (дБZ)$^{-1}$ для высоты 7 км.

Описанные результаты показаны в схематическом виде на рис. 2 (11.7.4.1), где каждый класс радиоэха Cb по градациям $Z_э$

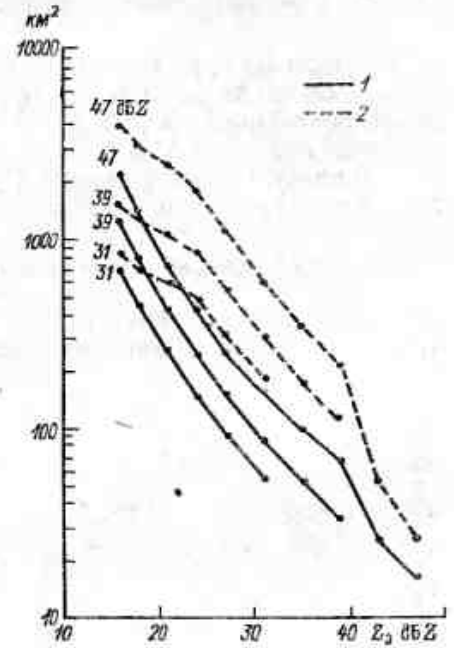
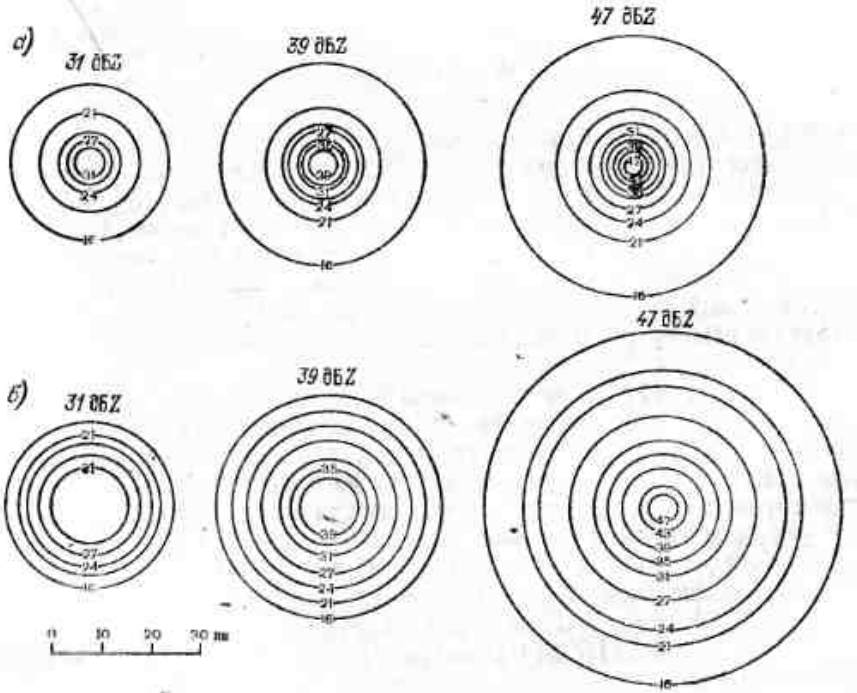


Рис. 1 (11.7.4.1). Средняя суммарная площадь (км²) ячеек радиоэха Cb, ограниченных изолинией $Z_э$ (значения отложены по оси абсцисс), внутри которой отражаемость $Z_{эi}$ превышает 31,39 и 47 дБ Z [49].

1 — радиоэхо Cb на высоте 7 км, *2* — на высоте 2 км.

Рис. 2. (11.7.4.1). Схематическое изображение радиоэха облаков Cb простой конфигурации для шести случаев, описанных на рис. 1 (11.7.4.1) [49].

а — радиоэхо Cb на высоте 7 км, *б* — на высоте 2 км.



на внешнем контуре изображается в виде концентрических окружностей, площадь которых соответствует средней суммарной площади, показанной на рис. 1 (11.7.4.1). Фактические конфигурации радиоэхо ливневых Cb, естественно, имеют более сложную форму, часто далекую от окружности. Средняя площадь радиоэха Cb увеличивается примерно в 2 раза с увеличением $Z_{эI}$ на 6 дБZ.

11.7.4.2. Средний размер активных ячеек и высота их радиоэха

Активными считаются ячейки Cb, в которых контуры заданной отражаемости достигают определенной (опорной) высоты. В таких

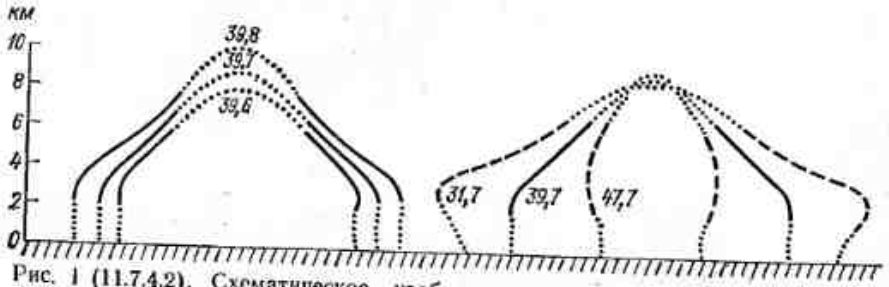


Рис. 1 (11.7.4.2). Схематическое изображение средних радиоэхо активных ячеек различных классов [48].

Пунктирные кривые — экстраполяция выше и ниже наблюдаемого диапазона; горизонтальный масштаб равен вертикальному; цифры на рисунке см. примечание к табл. 2 (11.7.4.2).

ячейках образуется «ствол», или «столб» повышенной отражаемости, и они, как правило, находятся в стадии развития. На любом уровне ниже опорной высоты активные ячейки обычно составляют небольшую часть общего числа наблюдаемых ячеек Cb, но их размеры в среднем больше размеров случайно выбранной ячейки.

Исследование «активных» ячеек Cb позволяет оценить влияние вертикальной структуры отражаемости ливневых очагов на максимальную высоту радиоэха Cb и заданное пороговое значение отражаемости $Z_{эI}$.

На рис. 1 (11.7.4.2) показаны в схематическом виде модели средних радиоэхо активных Cb, разделенных на пять классов. Среднее радиоэхо Cb для каждой категории в вертикальном сечении представлено как симметричное и с эквивалентным средним диаметром для каждого уровня по вертикали. Из рис. 1 (11.7.4.1) следует, что горизонтальные размеры радиоэха Cb с $Z_э$ в диапазоне от 30 до 40 дБZ в слое нулевой изотермы в среднем значительно больше, чем их вертикальная протяженность. Только Cb с $Z_э$=47 дБZ имеют вытянутую по вертикали форму.

В табл. 1—3 (11.7.4.2) приведены средние характеристики активных ячеек.

Из рис. 2 (11.7.4.2) видно, какая часть любого выбранного слоя на той или иной высоте занята радиоэхом Cb. По оси абсцисс отложена относительная площадь, а также приближенное значение относительной общей площади, полученное путем умножения наблюдаемых на МРЛ относительных значений на 0,15. Последняя цифра связана с тем, что по результатам сравнения радиолокаци-

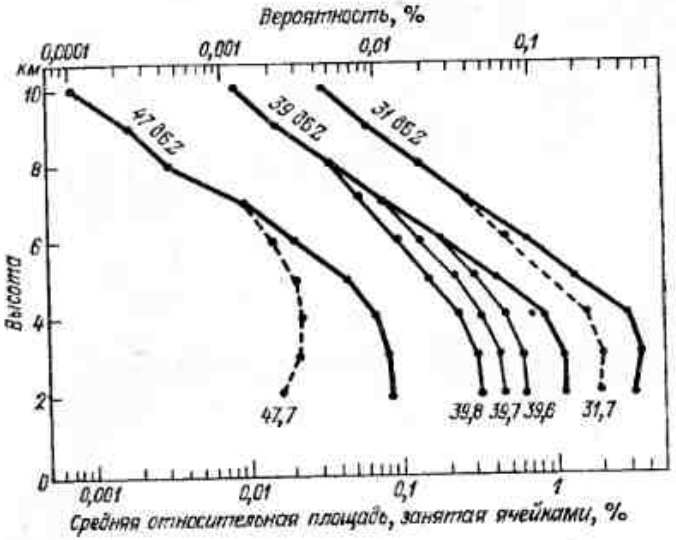


Рис. 2 (11.7.4.2). Наблюдаемая относительная общая площадь, занятая радиоэхом ячеек Cb (жирные кривые) и радиоэхо активных ячеек (47,7 и т. д.) [48].

Верхняя шкала построена в предположении, что относительное время существования радиоэха Cb в любой точке равно средней относительной общей площади, занятой этим радиоэхом. Ордината — высота (км), абсцисса — среднее относительное покрытие площади (%), верхний масштаб — вероятность (%); разъяснение в тексте.

Таблица 1 (11.7.4.2)

Средние характеристики активных ячеек с $Z_э$=31 дБZ и $Z_э$=47 дБZ, достигавших высоты 7 км по слоям толщиной 1 км [48]

Высота слоя, км	$Z_э$=31 дБZ				$Z_э$=47 дБZ			
	$N_я$	$\overline{D}_я$ км	$\sigma_{D_я}$ км	$\bar{s}$ км²	$N_я$	$\overline{D}_я$ км	$\sigma_{D_я}$ км	$\bar{s}$ км²
7	1474	3,58	3,30	18,6	104	2,98	1,69	9,17
6	799	7,29	4,47	59,5	70	4,85	1,87	21,1
5	623	11,1	7,19	138	65	6,00	1,88	31,0
4	525	15,2	12,2	299	65	6,15	2,24	33,6
3	573	15,3	14,4	344	77	5,32	2,37	26,5
2	911	10,4	12,2	202	81	4,35	2,56	19,9

Таблица 2 (11.7.4.2)

Эффективное число $n_я$ ячеек на одно радиоэхо Cb и эквивалентный диаметр $D_{эк}$ активных ячеек различных классов [48]

Высота, км	Ячейки (39,8)		Ячейки (39,7)		Ячейки (39,6)		Ячейки (31,7)		Ячейки (47,7)	
	$n_я$	$D_{эя}$ км	$n_я$	$D_{эя}$ км	$n_я$	$D_{эя}$ км	$n_я$	$D_{эя}$ км	$n_я$	$D_{эя}$ км
8	2,13	5,53								
7	1,41	7,04	2,26	5,87			2,81	8,15	1,60	4,32
6	1,13	9,15	1,31	7,72	2,27	6,34	1,52	10,7	1,08	5,38
5	1,06	11,7	1,11	9,96	1,31	8,35	1,19	14,4	1,00	6,28
4	1,00	14,2	1,03	11,9	1,10	10,4	1,00	19,5	1,00	6,54
3	1,03	16,3	1,00	13,7	1,00	11,8	1,09	21,9	1,18	6,32
2	1,17	16,4	1,16	14,0	1,16	11,9	1,74	21,1	1,25	5,62

Примечание. (39,8) означает, что ячейка содержит зону с $Z_э$=39 дБZ, которая достигает опорной высоты 8 км.

онных данных и данных дождемерной сети по статистике для района Монреаля в поле обзора МРЛ дождь наблюдается в среднем 15 % общего времени за год.

Таблица 3 (11.7.4.2)

Средние характеристики активных ячеек с $Z_э$=39 дБZ [48]

Высота, км	Общая выборка				Ячейки (39,8)			
	$N_я$	$\overline{D}_я$ км	$\sigma_{D_я}$ км	$\bar{s}$ км²	$N_я$	$\overline{D}_я$ км	$\sigma_{D_я}$ км	$\bar{s}$ км²
8	306	2,94	2,38	11,3	306	2,94	2,38	11,3
7	642	2,96	2,56	12,0	203	4,90	3,34	27,6
6	1249	3,16	2,78	13,9	163	7,64	3,73	58,6
5	2421	3,42	3,07	16,6	152	10,02	5,12	102
4	5097	3,04	3,28	15,7	144	12,7	6,50	159
3	6164	3,08	3,57	17,5	148	13,7	8,29	202
2	5394	3,35	3,69	19,5	169	12,3	8,84	179

Высота, км	Ячейки (39,7)				Ячейки (39,6)			
	$N_я$	$\overline{D}_я$ км	$\sigma_{D_я}$ км	$\bar{s}$ км²	$N_я$	$\overline{D}_я$ км	$\sigma_{D_я}$ км	$\bar{s}$ км²
8								
7	642	2,96	2,56	12,0				
6	373	5,73	3,53	35,6	1249	3,16	2,78	13,9
5	316	8,28	4,53	70,0	724	6,14	3,94	41,8
4	292	10,2	5,93	109	606	8,37	5,24	76,6
3	284	11,5	7,36	147	551	9,86	6,44	109
2	329	10,3	7,81	132	639	8,68	6,80	95,5

Штриховые кривые на рис. 2 (11.7.4.2) относятся ко всем ячейкам с пороговыми значениями $Z_{эl}$=31,39 дБZ и $Z_{эl}$=47 дБZ. Например, ведя отсчет от верхнего масштаба, можно определить, что точка, выбранная случайно в пространстве на высоте 2 км, с вероятностью 0,17 % приходится на ячейку с $Z_э$=39 дБZ (I>10 мм/ч) (соотношение Z=200 $I^{1,6}$). Вероятность активных ячеек с $Z_э$=39 дБZ (39,6), (39,7) и (39,8), которые простираются до бо́льших высот, составляет 0,1; 0,07 и 0,05 % соответственно.

Вероятностный масштаб на рис. 2 (11.7.4.2) может быть использован для оценки относительного времени, в течение которого радиоэхо Cb находятся над случайно выбранной точкой. Например, время существования активных ячеек ($Z_э$=39 дБZ), достигающих высоты 6, 7 и 8 км, соответствует 8,8; 6,1 и 4,4 ч/год для любого района вокруг Монреаля (365·24·0,1·0,01=8,8 ч/год).

11.7.5. Статистическая модель изолированной конвективной ячейки с осадками

Проведенные исследования радиоэха конвективных ячеек с осадками на Атлантическом побережье США (37° с. ш.) на МРЛ с λ=10,7 см позволили разработать статистическую модель изолированного Cb с осадками [39]. При обработке экспериментальных данных [39] за вертикальную и горизонтальную границы Cb с осадками была принята изолиния $Z_э$=30 дБZ (I=3 мм/ч). Все Cb были разбиты на группы по наибольшему значению Z_1 (через 5 дБZ) в ячейке в слое 0—2 км от поверхности Земли. Исходные распределения и статистическая модель ячейки представлены на рис. 1 (11.7.5).

Моделирование было основано на эмпирической операции перевода основных вертикальных профилей отражаемости в горизонтальные профили. В среднем по данным [39] корень квадратный из площади ячейки уменьшается примерно линейно с ростом наибольшего значения Z ячейки. В модели принято, что в интервале высот 0—2 км отражаемость убывает по горизонтали с градиентом —3,25 дБ Z/км от наибольшего значения Z в «ядре» радиоэхо Cb до изолинии Z=10 дБZ. За эквивалентный диаметр ячейки принят $D_{эк}=2\sqrt{s/\pi}$, где s — площадь ячейки (км²). С помощью рис. 1—8 (11.7.5) можно построить трехмерную радиолокационную модель Cb с дождем и оценить вероятность ее появления в каждом физико-географическом районе.

В работе [39] рекомендуется следующая последовательность моделирования.

1. Построить вертикальный профиль $Z_в(H)$ — наибольшего значения отражаемости «ядра» в ячейке при выбранной (или заданной) повторяемости наблюдений ячейки Cb в районе (рис. 1, 3—5, 8 (11.7.5)).

2. Построить контуры постоянной отражаемости вокруг «ядра» $Z_э$ ячейки Cb. Для этого можно выбрать медианный профиль (см.

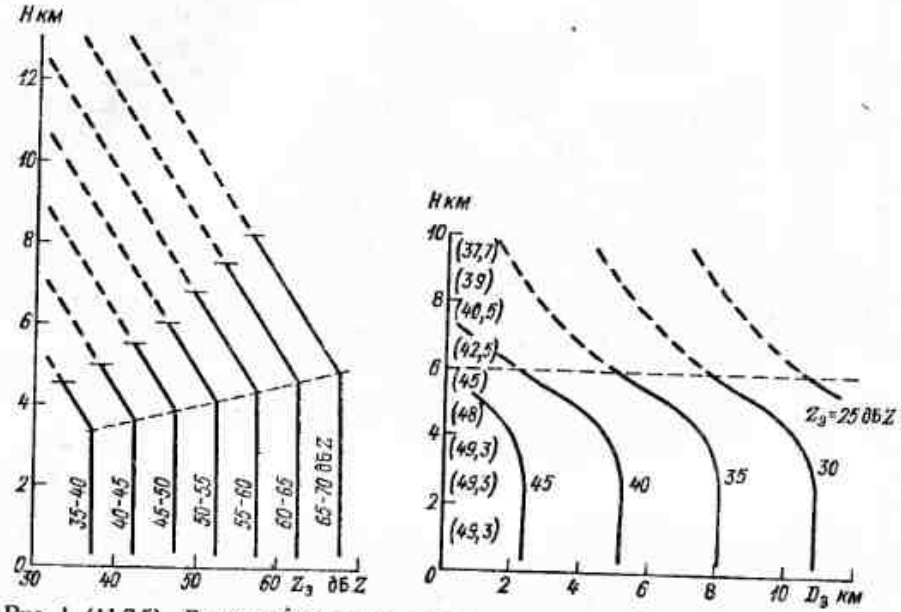


Рис. 1 (11.7.5). Линеаризированные вертикальные профили отражаемости $Z_э$ через 5 дБZ [39].

Средний градиент отражаемости — 3,25 дБ Z/км.

Рис. 2 (11.7.5). Модель медианной ячейки Cb с осадками в плоскости H—$D_э$ [39].

В скобках указаны значения Z; штриховые кривые — профили выше уровня, которого достигали ячейки за 50 % времени их наблюдения.

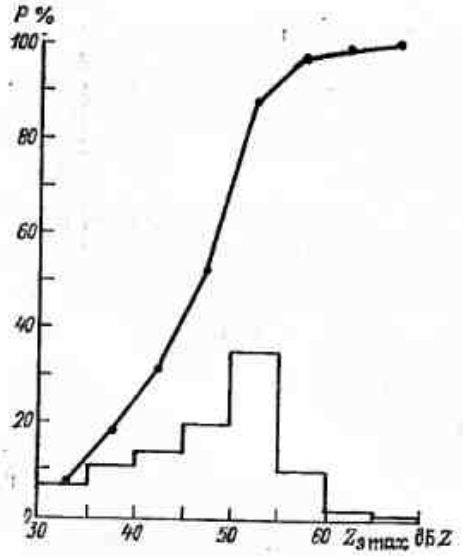


Рис. 3 (11.7.5). Интегральное и дифференциальное распределение $Z_э$ для интервала высот 0—2 км [39].

рис. 1 (11.7.5)) и задать вертикальный градиент отражаемости. Средний градиент отражаемости в слое выше нулевой изотермы

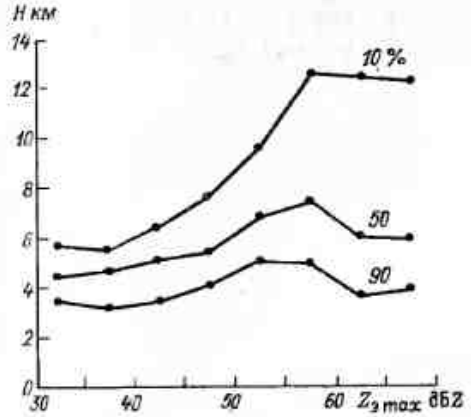


Рис. 4 (11.7.5). Вероятность наблюдения ячейки Cb, в которой $Z_{э\,max}$ достигает определенной высоты H.

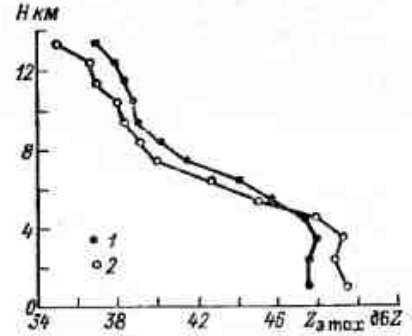


Рис. 5 (11.7.5). Вертикальные профили среднего (*1*) и медианного (*2*) значений отражаемости конвективной ячейки для всех наблюдающихся ячеек [39].

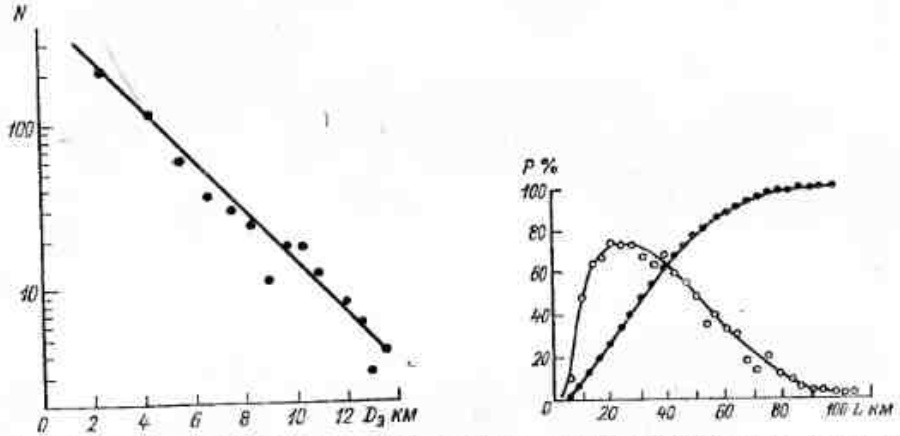


Рис. 6 (11.7.5). Распределение числа ячеек N, на внешнем контуре радиоэха которых $Z_э$=10 дБ Z [39].

Рис. 7 (11.7.5). Интегральное и дифференциальное распределения расстояний L между центрами ячеек с осадками.

равен —2,6 дБZ/км, модальный —1... —2 дБZ/км, медианный — 2 дБZ/км, его абсолютное значение уменьшается от 3,15 дБZ/км при Z=35... 45 дБZ, до 1,5 дБZ/км при $Z_э$=60 дБZ. Градиент $Z_э(H)$ выбирается исходя из наибольших значений $Z_э$ и H ячейки Cb. На рис. 2 (11.7.5) представлена с учетом рекомендаций [39]

модель медианной ячейки Cb с дождем. Модель может быть обрезана на высоте 6 км, которая соответствует высоте медианной ячейки. На рис. 2 (11.7.5) за диаметр круга D при заданном контуре Z_{si} принят D_{si}.

Таким образом, имея распределение осадков по их максимальной интенсивности в слое 0—2 км от поверхности Земли (см. рис. 3 (11.7.5)) и статистические зависимости, приведенные на

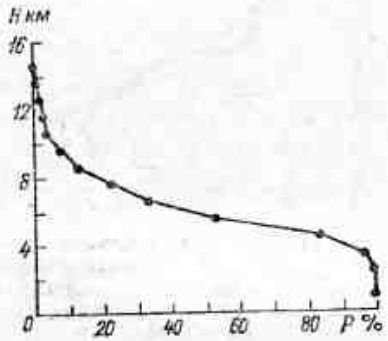


Рис. 8 (11.7.5). Статистическая модель конвективной ячейки с осадками [39].

Интегральное распределение максимальной высоты H радиоэха с осадками.

остальных рис. 1—8 (11.7.5), можно построить статистическую трехмерную модель отражаемости Cb при любой заданной или выбранной повторяемости наблюдения Cb в любом регионе.

Для сравнения с данными, полученными для других районов, распределения параметров радиолокационных характеристик приведены на рис. 1—8 (11.7.5).

11.7.6. Высоты конвективных ячеек и характеристики осадков из них

Для радиоэха конвективных ячеек, формирующихся во влажных тропических воздушных массах в течение летнего сезона в южной части Флориды, получены соотношения, связывающие параметры таких ячеек [32]. Были рассмотрены 349 конвективных ячеек от появления до исчезновения их радиоэха на удалении от 60 до 100 км от МРЛ с $\lambda = 10{,}7$ см; минимальная высота $H_{min} = 1{,}8$ км; данные измерений получались каждые 7 мин; отрабатывались ячейки с $Z < Z_{min}$ (100 км). Наибольшие значения параметров ячеек определялись за все время существования одной ячейки, они обозначены значком «max».

В табл. 1 (11.7.6) приведены соотношения между наибольшим вертикальным размером и некоторыми другими параметрами Cb: наибольшей площадью за все время существования радиоэха ячейки s_{max} (км^2), наибольшим значением отражаемости за все время существования радиоэха Z_{max} (мм^6/м^3), временем существования $t_{сущ}$ (мин), суммарным объемом осадков V (10^3 м^3) или их

Коэффициенты корреляции и постоянные уравнения регрессии между вертикальным размером ($H_{max} - 1{,}8$) (км) конвективных ячеек с осадками и другими параметрами (число ячеек 349) [32]

Параметры	Постоянные линейной регрессии		Коэффициент корреляции
	Наклон	Пересечение	
$\lg s_{max}$ и $\lg(H_{max} - 1{,}8)$	0,97 (0,04)	1,62 (0,02)	0,79
$\lg Z_{max}$ и $\lg(H_{max} - 1{,}8)$	2,20 (0,02)	2,60 (0,06)	0,78
$\lg I_{max}$ и $\lg(H_{max} - 1{,}8)$	2,14 (0,07)	0,82 (0,05)	0,84
$\lg t_{сущ}$ и $\lg(H_{max} - 1{,}8)$	0,60 (0,03)	1,00 (0,02)	0,59
$\lg v$ и $\lg(H_{max} - 1{,}8)$	2,44 (0,08)	—0,02 (0,01)	0,84

Примечание. В скобках приведена стандартная ошибка оценки.

массой (10^3 т), наибольшей за дождь интенсивностью осадков I_{max} (мм/ч).

Уравнение регрессии имеет вид

$$V = 0{,}96\,(H_{max} - 1{,}8)^{2{,}44}. \qquad (1)$$

Из него следует, что увеличение высоты радиоэха в два раза приводит к увеличению общего объема осадков на порядок величины.

Наибольшая отражаемость ячейки Cb описывается формулой

$$Z_{max} = 398\,(H_{max} - 1{,}8)^{2{,}2}, \qquad (2)$$

где Z — в мм^6/м^3.

Выражение для наибольшей площади ячейки Cb имеет вид

$$s_{max} = 10{,}5\,(H_{max} - 1{,}8)^{0{,}97}, \qquad (3)$$

где s_{max} — в км^2.

Длительность существования радиоэха ячейки Cb может быть представлена следующим образом:

$$t_{сущ} = 10{,}0\,(H_{max} - 1{,}8)^{0{,}6}, \qquad (4)$$

где $t_{сущ}$ — в минутах.

Наибольшая интенсивность осадков в общем объеме описывается формулой

$$I_{max} = 6{,}6\,(H_{max} - 1{,}8)^{2{,}14}, \qquad (5)$$

где I_{max} — в 10^3 м^3/ч.

Время, за которое основные параметры радиоэха ячейки Cb достигают наибольших значений за время существования ячейки, обозначается $t_{s_{max}}$ $t_{H_{max}}$ и $t_{Z_{max}}$. Они приведены в табл. 2 и 3 (11.7.6) и аппроксимированы следующей формулой:

$$t_{H_{max}} = 1{,}8\,(H_{max} - 1{,}8)^{1{,}2}, \qquad (6)$$

Таблица 2 (11.7.6)

Коэффициенты корреляции и постоянные уравнения регрессии между временными интервалами, за которые основные параметры радиоэха ячейки достигают наибольших значений, и другие соотношения [32]

Параметры	Коэффициент корреляции	Постоянные линейной регрессии	
		Пересечение	Наклон
$t_{Z_{max}}$ и $t_{H_{max}}$	0,79	3,97	0,68
$t_{s_{max}}$ и $t_{H_{max}}$	0,73	3,60	0,69
$t_{s_{max}}$ и $t_{Z_{max}}$	0,75	3,50	0,83
$t_{Z_{max}}$ и Z_{max}	0,56	0,25	0,32
$\lg s_{max}$ и $\lg Z_{max}$	0,76	0,30	3,27
$\lg T_{max}$ и $\lg (H_{max} - 1,8)$	0,60	0,26	1,20

Таблица 3 (11.7.6)

Время, необходимое для достижения наибольших значений параметров, и общее время жизни ячеек для заданных значений высоты H_{max} [32]

H_{max} км	5	6	7	8	9	10
$t_{H_{max}}$ мин	7,2	10,0	13,0	16,0	19,2	22,5
$t_{s_{max}}$ мин	8,6	10,5	12,6	14,9	17,8	20,2
$t_{I_{max}}$ мин	8,8	10,7	2,6	14,8	17,7	20,1
$t_{сущ}$ мин	20,0	23,6	26,9	29,9	32,7	35,3

где H_{max} — в километрах, $t_{H_{max}}$ — в минутах. Значения $t_{Z_{max}}$ и $t_{s_{max}}$ в больших ячейках меньше, чем $t_{H_{max}}$ а в небольших — больше, чем $t_{H_{max}}$.

Параметры выбранных ячеек связаны следующими соотношениями:

$$Z_{max} = 400\,(H_{max} - 1,8)^2, \tag{7}$$

$$s_{max} = 10\,(H_{max} - 1,8), \tag{8}$$

$$Z_{max} = 4s^2_{max}. \tag{9}$$

Используя соотношения $Z - I$ в виде (оптимальные для района Флориды)

$$Z = 300I^{1,5}, \tag{10}$$

получаем:

$$I_{max} = \frac{4}{3}\,(H_{max} - 1,8)^{1,5}, \tag{11}$$

$$I_{max} = \frac{4}{3}\left(\frac{s_{max}}{10}\right)^{1,5}, \tag{12}$$

где H_{max} — в километрах, s_{max} — в км^2.

11.7.7. Высота радиоэха конвективных ячеек с осадками над площадью заданных размеров и характеристики выпадающих из них осадков

Для исследования зависимости $H - I$ по данным наблюдений сети МРЛ на Европейской территории СССР была образована статистическая выборка из одновременных измерений высоты верхней границы радиоэха гроз и ливней (H) и отражаемости (Z), полученных через 30-минутные интервалы наблюдений над квадратами 30×30 км (обозначим такие высоты и отражаемости индексом s).

Каждое измерение H^s_i и Z^s_i представляет собой наибольшие значения H и Z над площадью 30×30 км в срок наблюдения, которые не обязательно являются наибольшими значениями за весь период жизни Cb с грозами и ливнями. Оценку последних выполним в предположении, что наибольшая высота радиоэха Cb с грозами и ливнями за весь период его существования не превысит измеренного значения H^s_i. Тогда в качестве оценки наибольших значений Z^s можно принять среднее значение $Z^s_{ср}$ выборки Z^s_i, построенной при фиксированном H^s или значения Z^s_1 и Z^s_2, соответствующие повторяемости, равной 95 и 99 %, на интегральной кривой повторяемости Z^s_i при $H^s = \text{const}$.

В общую выборку вошло 19 219 пар измерений $H^s - Z^s$ в грозах и ливнях. При обработке каждое значение Z^s переводилось в I^s с помощью соотношения $Z = 275I^{1,4}$ (оптимальное для Европейской территории СССР [8]).

Для гроз и ливней с высотами радиоэха $H^s \geqslant 3$ км были получены следующие эмпирические зависимости:

$$Z^s_{ср}(H^s) = 22,39 + 2,293H^s - 0,05\,(H^s)^2, \tag{1}$$

$$Z^s_1(H^s) = 30,39 + 2,508H^s - 0,064\,(H^s)^2, \tag{2}$$

$$Z^s_2(H^s) = 39,3 + 2,556H^s - 0,07\,(H^s)^2, \tag{3}$$

$$I_{ср}(H^s) = 4,194 - 1,514H^s + 0,309\,(H^s)^2 - 0,006\,(H^s)^3, \tag{4}$$

$$I_1(H^s) = 36,11 - 15,75H^s + 2,71\,(H^s)^2 - 0,086\,(H^s)^3, \tag{5}$$

$$I_2(H^s) = 61,24 - 15,61H^s + 3,43\,(H^s)^2, \tag{6}$$

где Z выражено в дБZ; I — в мм/ч, H^s — высота (км) радиоэха гроз и ливней над квадратом 30×30 км².

По интенсивности осадков на поверхности Земли (средним или наибольшим значениям за дождь по плювиографу) или наибольшему значению отражаемости в слое 0—2 км от поверхности Земли можно оценить наибольшую высоту радиоэха конвективной облачности над квадратом 30×30 км, используя ту же выборку $H^s - Z^s$.

Сравним приведенные выше результаты с данными других авторов. В [55] зависимость между H^s и I^s_{max} получена по данным измерения высоты конвективных облаков на ИСЗ в ИК диапазоне для $H > 1{,}5$ км и интенсивности осадков I^s_{max} (мм/ч). За I_{max} принималась наибольшая интенсивность осадков над квадратом 60×60 км, которая отмечалась над любой точкой не более 5-ти минутного интервала; коэффициент корреляции между $\lg I_{max}$ и H равен 0,76. При этих условиях

$$I^s_{max} = 8 \exp(0{,}2H^s). \qquad (7)$$

Глава 12

Туманы и осадки

12.1. Туманы

12.1.1. Общие данные о туманах

Туманом (капельным) в атмосфере, согласно определению, данному в Международном облачном атласе, называется взвесь весьма мелких водяных капель в воздухе, в совокупности снижающих горизонтальную дальность видимости L вблизи поверхности Земли до 1 км и менее. При тумане в воздухе ощущается сырость. Аналогично, Ледяным туманом называется взвесь из мелких ледяных кристаллов, также уменьшающая дальность видимости L до 1 км и менее [7, 12].

Дымкой называется сходное явление, при котором L составляет от 1 до 10 км.

В синоптической практике различают, в частности, просвечивающий туман — тонкий слой, сквозь который просвечивают небо или облака.

В тумане, очевидно, при $T > 0$ °С вода находится в жидкой и газообразной фазах, а при $T < 0$ °С туманы могут быть также смешанными и кристаллическими. О водности тумана дает представление табл. 1 (12.1.1).

Таблица 1 (12.1.1)

Средняя водность Q (г/м³) тумана различной интенсивности при положительных и отрицательных температурах [15]

Тип тумана	T °С	Интенсивность тумана		
		Слабый, $L = 0{,}5 \ldots 1$ км	Умеренный, $L = 0{,}05 \ldots 0{,}5$ км	Сильный, $L < 0{,}05$ км
Адвективный	$\geqslant 0$	0,02—0,09	0,04—0,18	0,10—0,76
Испарения	$\leqslant 0$	0,02—0,04	0,05—0,11	0,08—0,37

Средний (модальный) радиус капель тумана составляет обычно 3—5 мкм, изредка несколько больше. Есть, однако, сведения о том [14], что в туманах присутствует большое количество (до $2 \cdot 10^4$ см$^{-3}$) субмикроскопических частиц с $r \leqslant 0{,}15$ мкм, которые

могут увеличивать коэффициент ослабления света и уменьшать дальность видимости на 30—40 %.

Как указывалось выше (см. главу 3), туманы подразделяются на адвективные, радиационные и туманы испарения. Ниже будут приведены краткие сведения о физической природе и характеристиках этих туманов.

12.1.2. Адвективные туманы

Адвективные туманы возникают в теплом воздушном потоке, перемещающемся (вступающем) на более холодную подстилающую поверхность и остывающем благодаря турбулентному и радиационному теплообмену с этой поверхностью. Образованию такого тумана и увеличению его мощности благоприятствует большая разность температуры подстилающей поверхности (T_1) и начальной температуры теплого потока (T_2), высокая относительная влажность (f_2) этого потока, а также умеренная (2,5—5 м/с) скорость его движения. Поскольку со временем в теплой воздушной массе образуется инверсия температуры, то при этом постепенно ослабевает упомянутый теплообмен, и замедляется дальнейшее развитие тумана [10].

Адвективный туман, по сравнению с другими типами тумана, отличается наибольшей продолжительностью. На Украине, например, 59 % общего числа дней с туманом приходится именно на этот тип; в 9 % случаев продолжительность существования такого тумана составляет более 24 ч [9].

В качестве наиболее типичного примера района с большой повторяемостью сильных адвективных туманов можно привести Арктику в летний период. Здесь перенос воздуха с юга, от сравнительно теплого свободного от снега материка на холодное море приводит к образованию больших довольно устойчивых областей туманов.

Воздушные потоки с материка приводят к образованию туманов на довольно значительном расстоянии от берега. В табл. 1 (12.1.2) приведена повторяемость N туманов в Арктике в пунктах, более или менее удаленных от материка. На о. Четырехстолбовом, а также на о. Котельном, например, в отдельные годы отмечается более 100 дней с туманом, в основном в летние месяцы [8].

В табл. 1 (12.1.5) указана средняя продолжительность T туманов в нескольких пунктах СССР в январе и июле в разные часы суток.* Так, общая продолжительность туманов на о. Четырехстолбовом достигает 380 ч в год.

* Здесь и ниже данные о туманах в СССР взяты из Климатического справочника СССР, вып. 1—34 [10].

Таблица 1 (12.1.2)

Среднемесячное число дней с туманами в отдельных регионах и характерных пунктах

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Европейская часть СССР	6,2	4,9	4,6	3,5	1,5	1,1	1,6	2,4	3,7	4,6	6,6	7,3	48
Юг СССР	4,8	3,6	2,7	1,3	0,8	6,2	0,1	0,1	0,2	0,6	2,1	4,8	21,4
Урал и Западная Сибирь	3,9	3,0	2,5	1,8	0,8	0,8	1,3	2,4	2,5	2,4	3,0	3,4	28,0
Восточная Сибирь	7,4	4 4	1,3	0,5	0,8	2,4	4,6	6,6	4,5	1,7	3,0	6,4	42,7
Дальний Восток	1,0	0,9	2,0	5,3	9,4	14,4	15,5	12,3	6,7	3,0	1,6	1,0	72
Якутск	18	10	2	0,4	0,1	0,3	0,5	1	1	2	5	17	57
Оймякон	0,7	0,3	—	—	0,1	1	2	3	2	1	1	0,8	18
Алдан	1	0,3	0,1	0,3	2	2	3	5	5	0,8	0,3	2	20
Сунтар-Хаята	0,9	0,5	0,2	1	3	8	6	9	8	4	0,4	0,6	42
Вильсанди (Эстония)	4	5	6	6	6	4	3	1	2	2	3	4	46
Хаапсалу (Эстония)	4	6	5	5	2	0,8	1	2	2	3	5	4	40
Колка (Латвия)	2	4	4	6	5	3	2	2	2	2	3	3	38
Стенде (Латвия)	5	5	5	4	4	4	6	7	6	6	7	7	66

В арктическом бассейне нередко над обширной территорией происходит «отрыв» тумана от Земли и превращение его в покров слоистых облаков.

Арктические туманы, возникающие на определенном удалении от берега, формируют там как бы пояс шириной в несколько сотен километров, а непосредственно у берега при ветре с суши они редки. Наоборот, при северном ветре с холодного океана туманы у берега появляются часто [8]. На Мысе Шмидта, например, повторяемость тумана при юго-западном ветре близка к 0, а при северном — северо-западном ветре составляет 45—46 % [3].

Из табл. 2 (12.1.2) видно, что в общем повторяемость арктических туманов днем и ночью почти одинакова; это характерная черта адвективных туманов.

Зимой туманы в Арктике редки и очень кратковременны, поскольку разность температур $(T_2 - T_1)$ снежного и ледового покрова океана и снежного покрова материка мала и главное при низких температурах невелика разность значений массовой доли влаги $q_2(T_2) - q_1(T_1)$. На о. Четырехстолбовом, например, в январе отмечается в среднем лишь 13 часов с туманом.

Адвективные туманы характерны для побережья Балтийского моря, где туманы связаны весь год с сильной циклонической активностью (см. данные для Вильсанди, Колка, Стенде, в табл. 1 (12.1.2)). Повторяемость их здесь в общем невелика, поскольку разность $T_2 - T_1$ в условиях морского климата мала в течение всего года. И на побережье, и на некотором удалении от него повторяемость туманов N примерно одинакова — 25—45 случаев в год. Дольше 24 ч адвективный туман сохраняется там весьма редко.

На континенте выделить адвективный тип тумана труднее. В зимнее время повторяемость туманов здесь в общем не зависит от времени суток (см. табл. 2 (12.1.2)), что свидетельствует, вероятно, о преобладании туманов именно адвективного типа. В Куйбышеве, Минске и Стенде (Латвийская ССР) такое преобладание характерно с ноября по февраль.

Длительность туманов (см. табл. 2 (12.1.2), 2 (12.1.5)) на континенте обычно невелика, а в летний период — совсем мала. Это обусловлено низкой относительной влажностью воздуха f, типичной для континентального климата. Географические различия там, тем не менее, существуют. И повторяемость N, и продолжительность $T_т$ туманов летом в Куйбышеве несколько меньше, чем, например, в Минске, где влажность выше.

Заметим, наконец, что на континенте образование адвективного тумана зависит от местных условий. В то время как в Куйбышеве годовая суммарная продолжительность $T_т$ составляет 264 ч, в Сызрани $T_т = 141$ ч, а в Елабуге $T_т = 118$ ч.

12.1.3. Туманы испарения

Туманы испарения образуются при поступлении холодного воздуха на открытую более теплую поверхность воды — водоема, озера, моря или полыньи в арктических морях. Они наблюдаются, например, при вторжении арктического воздуха, доходящего до Черного моря, в виде клубящегося или пятнистого сравнительно тонкого слоя тумана над водой.

Поступающий холодный воздух очень быстро (близко от берега) смешивается со сравнительно теплым, но тонким приводным

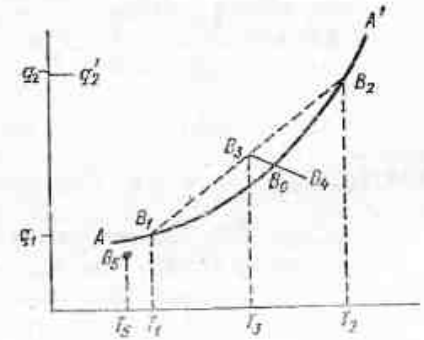


Рис. 1 (12.1.3). Схема процесса конденсации при смешении двух насыщенных масс воздуха.

слоем воздуха. Согласно [10] этот процесс происходит интенсивно и туман образуется уже через несколько минут после начала такой адвекции. Пусть T_1, q_1 (точка B_1 на рис. 1 (12.1.3)) — температура и массовая доля влаги в холодном насыщенном воздухе, T_2, q_2 — в теплом (точка B_2). Предположим, что одинаковое количество теплого и холодного воздуха смешивается при одинаковом давлении, так что смесь характеризуется значениями $T_3 = (T_1 + T_2)/2$ и $q_3 = (q_1 + q_2)/2$ (точка B_3). Пусть далее кривая AA' описывает зависимость массовой доли насыщенного водяного пара $q_s(T)$ от T. Тогда ясно, что $q_3 > q_s(T_3)$ и начнется конденсация, приводящая к повышению температуры и уменьшению q вдоль прямой B_3B_4. Конденсация прекратится в точке B_0, где прямая B_3B_4 пересечет кривую AA'. В частности, при $T_1 = -5$ °С, $T_2 = 5$ °С температура смеси будет равна 0,33 °С и количество сконденсировавшейся воды Δq будет составлять 0,133 г на 1 кг воздуха ($\Delta q = q_3 - q$ (0,33 °С)), в результате водность тумана $Q = \Delta q \rho_в$ составит 0,17 г/м³, т. е. будет довольно значительной.

Таким образом, туман испарения образуется очень быстро. Такой туман наблюдается, например, над незамерзающим Кольским заливом, длина которого составляет 12 км. Такие туманы часто формируются над Великими озерами США, где N может превышать 60 случаев в год [15]. Туман также может образоваться, если холодный воздух ненасыщен ($q < q_s(T_1)$, точка B_5 на рис. 1 (12.1.3)), а разность $T_2 - T_5$ достаточно велика.

Нагревание холодной воздушной массы над теплой водой приводит вскоре к формированию очень сильной неустойчивости и турбулентности, препятствующих образованию сплошного и мощного покрова тумана.

12.1.4. Радиационный туман

Радиационным называют туман, возникающий над поверхностью выхолаживающейся за счет излучения почвы (ночного или в зимнее время в высоких широтах круглосуточного). Развитие его может зависеть и от излучения самого слоя тумана.

Радиационный туман в известной мере испытывает влияние и ряда таких факторов, как турбулентность, оседание капель и т. д. Он находится в зависимости (гораздо более существенной, чем в случае адвективных туманов) и от местных условий — характера подстилающей поверхности, местных воздушных течений и пр.

Процесс образования радиационного тумана можно разделить на следующие фазы: 1а) зарождение приповерхностной слабой дымки и начало образования приземной инверсии температуры; 1б) образование оптически тонкого в вертикальном направлении слоя тумана, довольно изменчивого по мощности (10—40 м), в котором, однако, горизонтальная дальность видимости L может уменьшаться до 0,1—0,2 км; 2) возникновение оптически толстого и более устойчивого слоя тумана, толщиной порядка 20 м с заметной инверсией температуры непосредственно над его четкой теперь границей; 3) рассеяние тумана [18].

Солнечная радиация после восхода Солнца способствует рассеянию тумана, но в меньшей степени, чем, например, появление облачного покрова, в результате которого значительно ослабляется излучение с верхней границы (поверхности) слоя тумана и, следовательно, резко уменьшается его водность.

В слое радиационного тумана могут наблюдаться гравитационные волны с периодом 10—15 мин, создающие колебания его верхней границы и плотности.

Невысокий растительный покров, эффективная теплоемкость которого (в расчете на 1 м³) мала, ночью может сильно охлаждаться и таким образом способствовать образованию тумана.

Заметим, наконец, что радиационные туманы связаны со слабыми воздушными течениями над склонами с образованием «озер» холодного воздуха в низинах и т. п.

12.1.5. Климатология радиационных туманов

Выделение случаев радиационных туманов в рядах климатологических данных дело очень непростое, поскольку, как было показано выше, их образование существенно зависит от местных

атмосферных условий и, кроме того, развитие адвективных туманов также несколько зависит от излучения.

Классическим примером района с радиационными туманами считается Восточная Сибирь. Здесь в течение длительного холодного сезона преобладает высокое давление воздуха. Правда, не следует считать, как это иногда делается, что сибирский антициклон существует постоянно, подобно его образу на средних климатических картах. Временами в Сибирь вторгаются фронты — чаще сравнительно слабые окклюзии, с которыми, однако, связано поступление более теплых воздушных масс и снегопады. Эти массы затем стабилизируются, их охлаждение создает нисходящие движения, инверсии оседания и т. д. Уже давно было замечено, что в Якутске, в долине Лены (100 м над уровнем моря) средняя температура января составляет —43 °С, а поблизости, на небольшом хребте в Семеновском руднике (1200 м) — всего —29 °С.

Зависимость радиационных туманов от условий местности и микроклимата чрезвычайно интересна. В табл. 1 (12.1.2) приведен годовой ход повторяемости туманов (N), а в табл. 1 (12.1.5) — средняя месячная продолжительность существования тумана $T_т$ в нескольких пунктах Европейской территории СССР и Сибири. Долинное положение Якутска обусловливает там большую повторяемость зимних туманов, иногда очень продолжительных, $T_т$ за год составляет 499 ч (17—18 дней в месяц). Аналогично в Томмоте (Якутия) годовое число дней с туманом $N_т$ достигает в среднем 102, в отдельные годы — даже 120.

Наоборот, в Оймяконе на плоскогорье (730 м) зимние туманы почти не отмечаются — за 1951—1966 гг. среднее значение $N_т$ там составило всего 11 дней, а на Алдане (676 м) $N_т$=20 дней. В Сунтар-Хаята, хребет Черского (2068 м), повторяемость летних туманов велика (8—9 раз в месяц) — фактически это облака, поскольку располагаются они на большой высоте над уровнем моря.

В Иркутске не замерзающая до декабря—января Ангара способствует частому образованию низких туманов, сходных с туманами испарения. Сходны с ними, вероятно, и туманы в глубокой долине р. Ингоды в Чите.

В Сибири однако, повсеместно наблюдается небольшой летний максимум N, обусловленный, в частности, значительным суточным ходом температуры и общей большой влажностью воздуха в этой «стране 100 тысяч озер» и многолетней мерзлоты. Что касается продолжительности туманов, то данные табл. 1 (12.1.5) свидетельствуют, в частности, о кратковременности летних туманов в Якутии.

Некоторый диагностический интерес представляет суточный ход продолжительности существования туманов (см. табл. 1 (12.1.5)). Летом повсеместно от Средне-Колымска до Минска и до Стенде туманы, несомненно, более характерны для темного времени суток, а в послеполуденные часы их длительность мала. Такой суточный ход типичен именно для радиационных туманов. Зимой в Сибири радиационные туманы могут сохра-

Таблица 1 (12.1.5)

Средняя продолжительность туманов $T_т$ (ч) за месяц

	Время суток, ч	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Якутск, аэропорт	0—24	187	77	8	1	0,6	1	2	1	9	9	42	162	499
с. Котельный	0—24	10	10	23	21	22	54	99	80	34	11	10	6	380
Оймякон	0—24	2	0,2	0	0	0,1	3	6	11	9	3	4	1	38
Якутск	18—24	41	15	0,5	0,1	0,03	0	0	0,3	0,2	0,9	6	37	101
	24—6	25	13	1	0,8	0,2	0,5	1	2	3	3	4	26	80
	6—12	51	34	4	0,8	0,1	0,2	0,4	1	3	5	14	45	109
	12—18	47	15	0,2						0,01	0,4	6	48	117
Земетчино	0—24	19	13	27	15	2	0,8	2	5	4	14	32	26	160
Куйбышев	18—24	7	5	7	3	0,1	—	0,1	0,3	0,8	3	15	16	57
	0—6	8	7	13	7	0,9	0,9	1	2	3	6	18	18	85
	6—12	9	7	12	7	0,4	0,2	0,5	2	3	8	18	17	84
	12—18	5	3	4	1	0	0	0	0	0,2	3	12	10	38
Стенле	18—24	6	5	6	3	0,9	1	0,9	1	2	5	8	10	
	0—6	7	8	10	10	10	10	16	19	16	9	10	8	
	6—12	9	9	10	5	3	2	3	6	7	8	11	11	
	12—18	8	3	2	0,3	0	0	0	0	0,1	2	9	12	
Минск	18—24	9	8	5	3	0,1	0,05	0,03	0,2	1	5	16	15	62
	0—6	9	10	7	8	3	1	4	6	8	14	21	19	110
	6—12	13	14	13	5	0,9	0,3	1	2	7	18	24	24	192
	12—18	8	6	4	0,8	0	0	0	0,1	0,1	4	16	18	57

няться длительно (до нескольких суток), «переживая» светлое время суток. Для этого региона значения $T_т$ в табл. 1 (12.1.5) днем даже несколько больше, чем ночью. Напомним, что зимой здесь радиационный баланс существенно отрицателен в течение суток и что верхняя граница слоя тумана — теплее, чем поверхность почвы, а излучение ее интенсивнее.

На Европейской территории СССР, где климат теплее, влияние радиации на $T_т$ заметно с апреля по сентябрь.

12.1.6. Характеристики туманов в различных климатических поясах

Тропический пояс (А)

Климат тропического пояса * (*А*) отличается, как правило, малой повторяемостью туманов, несмотря на высокую влажность воздуха. Действительно, равномерное распределение температуры в поясе 25° ю. ш. — 25° с. ш. исключает эффекты адвекции, а малый суточный ход температуры неблагоприятен для образования радиационных туманов.

В морском тропическом климате туманы крайне редки — среднее годовое число их $N_т$ в Вила (Новые Гебриды) составляет 0,4, в Апиа (о. Самоа) — 0,1, в Колоне (Панама) и Пуэнт-а-Питре (о. Гваделупа) — 0 [6]. Влияние континента, однако, повышает $N_т$. Так, у моря в Сингапуре $N_т$ составляет 8 дней (см. табл. 1 (12.1.6)), а в Куала-Лумпур (Малайзия) 51 день, в прибрежном Джорджтауне (Гайана) 12 дней, в Куябе (в глубине Бразилии) 29 дней. Иногда морские заливы отличаются повышенными значениями $N_т$; например, в Абиджане $N_т = 48$ дней, а в обширной бухте Рио-де-Жанейро в июне—августе (зимой южного полушария) бывает до 19 дней с туманами в месяц, а всего за год 164 дня.

Режим туманов в муссонном климате может быть различным. В Южной Азии этот климат неблагоприятен для возникновения туманов (см. данные для Карачи и Бомбея в табл. 1 (12.1.6)). В Юго-Восточной Азии так называемый австрало-азиатский муссон (явление опять-таки самого крупного масштаба), зимой северного полушария вторгающийся в виде холодного потока воздуха с северо-запада, иногда в это время приносит туманы (см. данные для Читтагонга и Вьентьяна в табл. 1 (12.1.6)).

---

* Здесь и далее применяется классификация климатов по В. П. Кёппену, согласно которой климату *А* соответствует средняя температура самого холодного месяца выше 18 °С, влажному климату *Af* — средняя месячная сумма осадков больше 60 мм, климату *Aw* — средняя месячная сумма осадков самого сухого месяца менее 60 мм; *Am* — муссонный климат (см. п. 2.2.1.2).

Таблица 1 (12.1.6)

Среднее месячное число дней с туманом в тропическом поясе

	Тип климата	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Куала-Лумпур	*Af*	5	5	5	6	4	2	2	2	3	5	6	6	51
Сингапур	*Af*	0,5	0,6	0,7	0,5	0,9	1	0,9	0,8	1	1	0,3	0,1	8
Манила	*Aw*	0,6	0,7	0,8	0,3	0,04	0,1	0,3	0,1	0,5	1	0,6	0,7	6
Абиджан	*Aw*	16	8	2	0,7	0,8	0,8	2	8	5	0,3	0,3	4	48
Конакри	*Aw*	0,3	0	0	0	0	0,5	0,7	1	0,7	0	1	0,2	4
Сан-Хуан (Пуэрто-Рико)	*Af*	0,2	0,2	0,9	2	3	1	2	1	0,5	0,4	0,8	0,2	12
Рио-де-Жанейро	*Aw*	10	10	12	15	18	19	19	19	15	11	9	7	164
Куяба	*Aw*	0	1	2	4	5	5	4	4	3	1	0	0	29
Джорджтаун	*Af*	0,1	0,2	0,3	0,6	2	2	2	2	2	0,1	0,1	0,1	12
Карачи	*Am*	0,1	0,6	0	0,1	0,3	0	0	0	0,2	0,7	2,0	0,3	4
Бомбей	*Am*	0	0,1	0,1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,2
Читтагонг	*Am*	2	2	3	1	0	0	0	0	0	4	2	4	18
Вьентьян	*Am*	4	2	2	0,4	0,3	0,2	0,4	0,7	0,8	0,9	1	3	17

Засушливый пояс (B)

Засушливый климатический пояс *B* * охватывает обширные области материков и прибрежные районы в северном полушарии и несколько меньшие области — в южном полушарии. В нем, несмотря на низкую в общем влажность, туманы — не редкость (табл. 2 (12.1.6)). Их образование зависит от циклонической активности, типичной в основном для зимы и весны. Циклоны развиваются и проходят вдоль ветвей полярного фронта, окаймляющего пояс *B* с севера (в южном полушарии — с юга). Они могут приносить резкие изменения погоды, прорывы холода и т. п. Резкие суточные колебания температуры, типичные для пояса *B*, благоприятны и для возникновения радиационных туманов.

Таблица 2 (12.1.6)

Среднее месячное число дней с туманами в засушливом поясе [6]

	Тип климата	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Ташкент	*BS*	8	5	3	1	0,4	0	0	0	0,03	0,7	4	10	32
Багдад	*BW*	6	2	1	0	0	0	0	0	0	0	2	5	16
Каир	*BW*	3	0	2	1	0,5	0,2	0,6	2	3	3	4	3	22
Триполи	*BS*	1	1	3	2	1	3	6	3	4	2	2	2	30
Ниамей	*BS*	0,3	0,5	0	0	0	0,2	0	0,2	0	0,2	0	0	1
Сантьяго	*BS*	1	2	3	6	9	8	9	7	4	2	2	1	54

Из табл. 2 (12.1.6) видна, в частности, замечательная черта климата *B* — двойной ход циклонической активности с двумя — весенним и осенним — максимумами среднемесячного числа туманов *N* (см. в табл. 2 (12.1.6) данные для Каира и Триполи).

Наиболее континентальные климаты пояса *B*, однако, отличаются очень малыми *N*. В Хартуме в Судане, например, $N=0$.

Туманы в Сантьяго (Чили) зависят от особого явления — от холодного, идущего с юга морского течения, влияние которого наиболее заметно зимой.

Умеренный пояс (C)

Умеренный климатический пояс *C* отличается холодным зимним сезоном: средняя температура самого холодного месяца не превышает 18 °C (но составляет при этом не менее —3 °C). Вместе с тем пояс *C* отличается очень разнообразными условиями увлажнения — для одних районов типична сухая зима (*Cw*), для других — наоборот, сухое лето (*Cs*) или же равномерное в течение года увлажнение (*Cf*). Однако первая из упомянутых черт климата — холодный зимний сезон — наиболее важна для образования

* Климату степей *BS* соответствует температура самого теплого месяца выше 10 °C и годовое количество осадков *R* (см) от 2 $(T+14)$ до $T+14$ (T — средняя годовая температура в °C), а климату пустынь BW — $R<(T+14)$.

туманов и определяет, в частности, годовой ход N в обоих полушариях (табл. 3 (12.1.6)).

В поясе C туманы наблюдаются преимущественно зимой. Весьма характерен годовой ход N в средиземноморском климате. Там вдоль известной синоптикам средиземноморской ветви полярного фронта проходят траектории многочисленных циклонов. В Риме, например, в году в среднем 23 дня с туманами. Увеличение годового N от 15 дней в Лиссабоне до $N=37$ дней в Мадриде (высота 650 м) указывает на влияние более холодной зимой возвышенности. О таком же явлении свидетельствует сравнение N в Копенгагене и Вене, в Веллингтоне и Канберре.

Заметим, что средиземноморская зона зимних туманов простирается и на Черное море, где в Ялте $N_г=12$ дней, а в Симферополе $N_г=59$ дней.

В данных табл. 3 (12.1.6) находят отражение и другие местные эффекты синоптического масштаба. Так, весенний небольшой максимум в Аомыне (Китай) зависит от проникновения на юг холодного муссона из Восточной Азии (см. выше в разделе о поясе A). С приходом туда летнего муссона туманы исчезают. Холодное Лабрадорское течение, нередко несущее большие айсберги с севера, является причиной большой повторяемости ($N_г=115$ дней) туманов в Сен-Пьере, близ Ньюфаундленда. Образование туманов в Сан-Франциско зависит от холодного Калифорнийского течения. Над этим течением вдали от берега $N_г$ возрастает до 60 дней.

Наконец, табл. 3 (12.1.6) описывает и влияние больших возвышенностей Южной Америки. В Каракасе (высота 830 м) годовое значение $N_г$ составляет всего 11 дней, а в Кито (2800 м) $N_г=92$ дня и в Боготе (2500 м) $N_г=128$ дней. Это, очевидно, уже не столько туманы, сколько слоистые облака.

О туманах над Великими озерами США уже говорилось выше.

Холодный пояс (D)

Климатический пояс D отличается от пояса C существенно более холодной зимой (температура наиболее холодного месяца ниже -3 °С) и вместе с тем довольно активной циклонической деятельностью в течение почти всего года, с возникающей то чаще, то реже меридиональностью, соответствующими холодными вторжениями, осадками и вторичным циклогенезом.

Ряд примеров такого рода мы уже рассмотрели выше, изучая туманы над европейской и азиатской частями СССР. Не будем поэтому возвращаться к описанию туманов этой климатической зоны. Отметим только для сравнения с рассмотренными ранее поясами A, B, C следующие отличия пояса D:

1) годовые изменения N заметно слабее, чем в поясах B, C; нередки летние туманы, например в северной части зоны D и особенно в Восточной Сибири;

Таблица 3 (12.1.6)

Среднее месячное число дней с туманами в умеренном поясе

	Тип климата	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Вена	*Cf*	11	5	3	0,7	0,3	1	0	0,3	2	7	6	7	43
Афины	*Cs*	0,2	0,2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4
Копенгаген	*Cf*	3	3	2	2	0	0	0	0	1	3	2	3	19
Мадрид	*Cs*	9	6	3	1	1	0	0	1	1	2	5	8	37
Лиссабон	*Cs*	4	2	1	0	0	0	0	0	1	1	2	4	15
Аомынь (Макао)	*Cw*	2	4	7	4	0	0	0	0	0	0	1	1	19
Тайбэй	*Cw*	2	1	2	1	1	1	0	0	0	1	1	1	11
Дамаск	*Cs*	2,5	1,8	0,7	0,7	0,5	0,2	0,1	1,2	0,8	0,2	0,0	3,2	11,9
Претория	*Cw*	0,1	0	0,6	0,4	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1	0,3	2
Мехико	*Cw*	6	6	6	5	3	4	3	5	5	6	4	6	59
Сан-Франциско	*Cs*	7	4	2	0,6	0,7	0	0,5	0,2	1	0,4	3	4	22
Канберра	*Cf*	0,1	0,2	1	1	5	6	5	2	1	0,4	0,1	0	22
Веллингтон	*Cf*	0,3	0,8	1	1	2	2	2	2	0,5	0,5	0,5	0,5	13
Гибралтар	*Cs*	0,2	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,5	0,4	0,2	0,3	0,2	0,1	3
Богота	*Cf*	16	15	16	10	8	5	5	7	10	10	12	14	128
Кито	*Cw*	11	10	9	11	7	5	2	2	3	8	7	10	92
Сен-Пьер	*Cf*	6	5	4	10	14	17	19	15	8	8	6	4	115

2) локальные различия N довольно велики, но связь их с орографией (слабо выраженной) или с взаимодействием моря и континента трудно поддается исследованию;

3) характерной областью очень частых весенних и летних туманов является Камчатка, где их образования, как и в Калифорнии, связаны с холодным морским течением.

В заключение отметим, что ряд сведений о физических процессах образования туманов имеется в монографии [2].

12.2. Атмосферные осадки

12.2.1. Общие сведения и некоторые методические замечания

Осадки (дождь, морось, снег и т. д.) — их количество, распределение и колебания — важный и наиболее изменчивый элемент климата. Их учет и прогноз — одна из наиболее трудных задач синоптической метеорологии и климатологии.

С поверхности Земли — с ее океанов и континентов — ежегодно испаряется примерно 577 000 км³ воды. В атмосфере в результате конденсации пара образуются облака и осадки; 458 000 км³ осадков за год выпадает на океаны и 119 000 км³ — на материки. Поскольку в атмосфере единовременно содержится в среднем в виде пара и облаков 12 900 км³ воды, ясно, что это содержание должно возобновляться примерно каждые 8 сут. Таково среднее время пребывания одной молекулы H_2O в атмосфере. Очевидно, что за такое время эта молекула может быть перенесена воздушными течениями очень далеко от места испарения. Действительно, значительные осадки выпадают и на побережьях, и в глубине континентов вдали от основных областей испарения; так, например, выпадает снег зимой в Восточной Сибири, где испарение мало из-за сильных холодов. Наоборот, на наветренных гористых побережьях влагооборот испарение—конденсация идет очень быстро. Эти примеры хорошо иллюстрируют большое разнообразие распределения осадков и в СССР, и на земном шаре [5, 6, 11, 16].

Изменчивость осадков можно рассматривать в двух аспектах.

1. Суммарное (за сутки, месяц и т. д.) количество осадков распределено в пространстве крайне неоднородно, существенно зависит от сезона и резко меняется от года к году.

2. Ото дня ко дню в период выпадения осадков интенсивность их I может меняться очень сильно — от очень слабых осадков (доли миллиметра в час), сумма которых, однако, может быть

довольно велика, до очень сильных, опасных для посевов, дорог и мостов (см. п. 12.2.4).

Для получения надежных средних данных об изменчивости осадков необходимо использовать очень длинные многолетние ряды наблюдений. Как известно, в качестве климатологической нормы Всемирная метеорологическая организация (ВМО) рекомендовала брать среднее количество осадков за единый период наблюдений — 1931—1960 гг. Таким образом должна быть обеспечена сравнимость данных об осадках на всем земном шаре. Мы использовали, однако, по возможности и более длительные ряды (порой больше столетия) отдельных обсерваторий, стремясь к наибольшей надежности и наглядности данных. Для сравнения в табл. 1 (12.2.1) приведены данные двух обсерваторий — среднее

Таблица 1 (12.2.1)

Среднемесячное количество осадков (мм) за стандартный (1931—1960 гг.) и более длительные периоды наблюдений [13]

	Годы	I	II	III	IV	V	VI
Вена	1851—1950	38	36	45	52	71	69
	1931—1960	40	43	45	45	70	67
Торонто	1836—1951	69	61	66	63	73	69
	1931—1960	67	59	67	66	70	63

	Годы	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Вена	1851—1950	77	69	50	52	48	46	653
	1931—1960	83	72	41	56	53	45	660
Торонто	1836—1951	74	68	74	61	71	66	815
	1931—1960	74	61	65	60	63	61	776

количество осадков за период, рекомендованный ВМО, и за более продолжительный, столетний период. Таблица показывает, что по крайней мере в умеренном климате средние суммы осадков за такие периоды различаются мало.

12.2.2. О вековых изменениях количества осадков и о возможности их обнаружения

Используя многолетние средние данные о количестве осадков, следует, конечно, иметь в виду и возможность их постепенного изменения с годами. Если такой вековой ход осадков имеется, он

может быть крайне важным с точки зрения планирования земледелия, интродукции тех или иных культур, организации промышленности и т. д. Понятен поэтому большой интерес, который проявила Всемирная конференция по климату (1979) к вопросу об изменениях осадков за длительный период.

Эти изменения были исследованы систематически в нескольких районах земного шара. Как было показано в [17], среднее годовое количество осадков на территории Индии (среднее значение 887,5 мм, среднее квадратическое отклонение 76,4 мм) практически не изменилось за 1865—1970 гг., хотя авторы [17] и считают, что период 1931—1960 гг. был несколько более влажным, чем столетие в целом.

В Торонто (Канада) в 1864—1875 гг. немного возросло количество осадков, а в 1920—1930 гг. увеличилась повторяемость засух, но в целом, однако, общей тенденции изменения осадков не отмечается. Анализ совокупности результатов всех инструментальных наблюдений за осадками, которые удалось собрать и объединить для Англии за очень длительный период (1727—1975 гг.), при общей большой изменчивости осадков не позволил обнаружить какого-либо их систематического изменения [13].

Мы не будем здесь рассматривать подробнее методы наблюдения за осадками. Измерение их общего количества и позднее измерение их интенсивности всегда производились очень простыми методами. Лишь определение количества выпадающего снега (талой воды) иногда вызывало затруднения. В частности, наблюдения за осадками в полярных районах, где скорость ветра и ее изменчивость велики, порой ненадежны (см. п. 12.2.4.4).

В последние годы радиолокационные методы оценки интенсивности осадков, их мезомасштабного распределения и т. п. получили большое распространение. Они имеют самостоятельную область применения и являются важным элементом методов современной физики облаков (см. главу 11).

12.2.3. Некоторые динамические и географические черты распределения осадков на земном шаре

Общее представление о распределении осадков на земном шаре и по широте дают рис. 1 и 2 (12.2.3). На рис. 2 (12.2.3) обобщен [4] обширный материал наблюдений мировой сети станций. Более подробно и это распределение, и его статистические характеристики рассмотрены в монографиях [1, 11]. Здесь же будут освещены лишь основные климатологические характеристики осадков по земному шару и его основным климатическим поясам. Из рис. 2 (12.2.3) видно существование, в частности, трех поясов

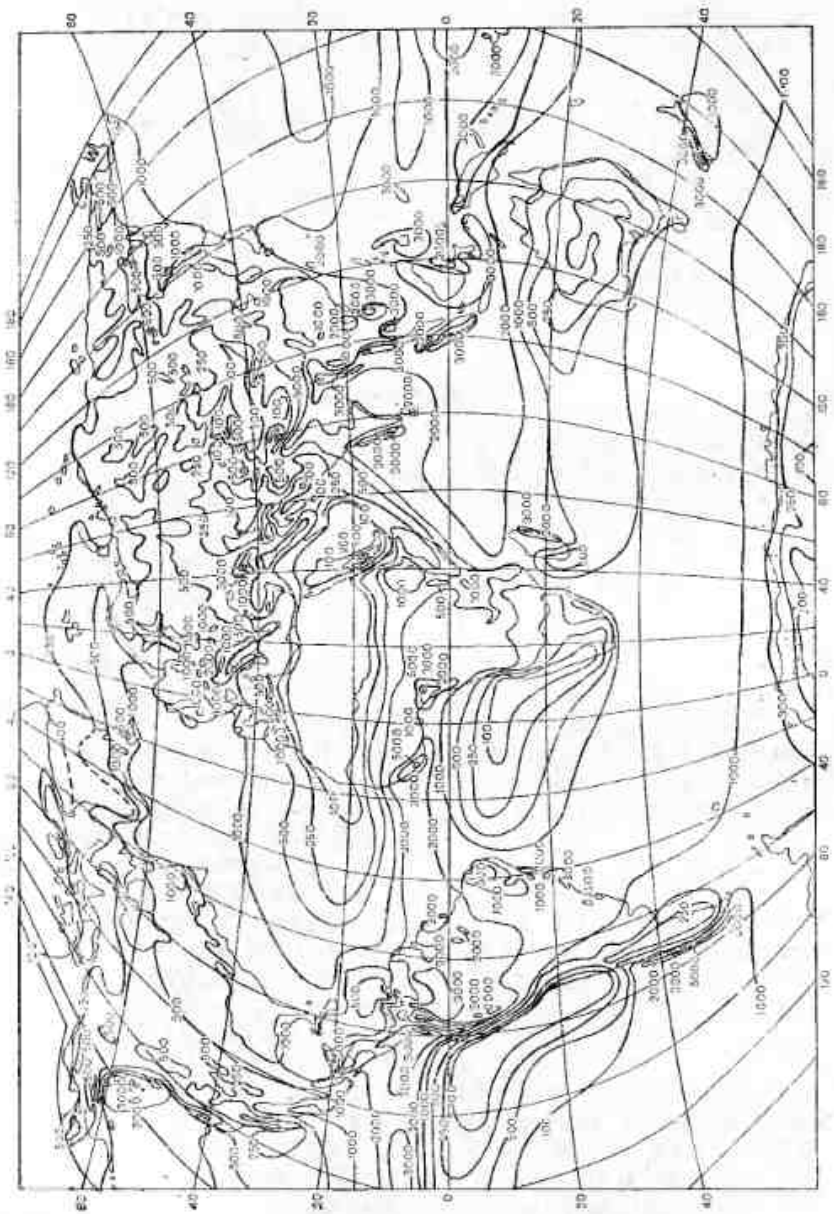


Рис. 1 (12.2.3). Распределение среднего годового количества осадков (мм) по земному шару.

повышенного количества осадков — одного в тропической зоне и двух в умеренных широтах, причем в южном полушарии максимум выше.

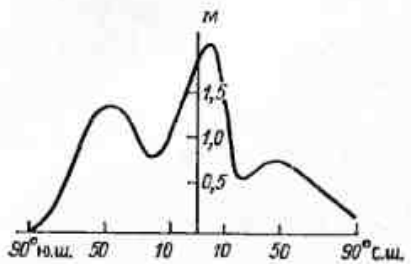


Рис. 2 (12.2.3). Среднее годовое количество осадков (м) как функция широты.

12.2.3.1. Тропический пояс

Наиболее важная черта распределения осадков в низких широтах (климат *A* по Кёппену) (см. 12.1.6) — их большое количество в области внутритропической зоны конвергенции (ВЗК). Такие зоны существуют постоянно как в северном полушарии (обычно 3—10° с. ш.), так и в южном полушарии, где ВЗК является более слабой и неустойчивой. Влияние последней прослеживается главным образом в первую половину года (январь—май) в Тихом и в Индийском океанах (см. табл. 1 (12.2.3.1), данные для Кокосовых о-вов, Апиа). В северном полушарии ВЗК отчетливо наблюдается весь год над Тихим и над Атлантическим океаном (о. Сенявина, Колон, Тринидад).

Северная и южная ветви ВЗК над океаном разделены узкой полосой слегка повышенного давления и небольших нисходящих движений (обнаруживающихся, в частности, по повышенному количеству озона в верхней атмосфере). В этой полосе, в Сан-Кристобале на Галапагосских о-вах годовая сумма осадков составляет 506 мм, а на о. Вознесения — всего 134 мм (табл. 1 (12.2.3.1)).

Атлантическая ветвь ВЗК распространяется летом северного полушария и на Африку. В Монровии годовая сумма осадков достигает 5130 мм, в Яунде — 1700 мм, а в Дебундже (всего в 120 км от Яунде), у подножия пика Камерун — 11000 мм.

С северной части Индийского океана летом ВЗК с потоком индийского летнего муссона смещается далеко на север (до 20° с. ш. и далее) на материк. Этот муссон приносит, например, в Индию и Бирму сильнейшие дожди; так, в Черрапунджи, на плато Шиллонг в год выпадает 11 000 мм осадков.

Есть сведения о том, что в Льоро (5° с. ш.), в Колумбии у западного подножия Кордильер годовая сумма осадков достигает 13 000 мм. Орографические эффекты в тропическом поясе, таким образом, колоссальны и обусловливают рекордное количество осадков.

Таблица 1 (12.2.3.1)

Среднее месячное и годовое количество осадков (мм)

	Высота, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Тропическая зона														
Сингапур	8	288	158	197	184	191	174	163	174	180	203	263	238	2 413
Черрапунджи	1313	19	47	225	739	1436	2566	2395	1760	1149	494	63	9	10 902
Конакри	17	1	2	4	17	158	555	1319	1100	718	334	121	12	4 341
Колон	12	79	40	37	105	323	339	385	390	324	412	581	315	3 300
о. Вознесения	17	5	10	18	28	13	13	10	10	8	8	5	3	134
о. Сенявина	39	299	245	354	513	517	412	417	416	395	392	434	464	4 858
о. Кантон	2	66	54	63	92	110	67	66	64	31	28	41	65	748
Сан-Кристобаль	6	39	155	124	106	27	4	12	7	5	7	6	14	506
Энтеббе	1155	72	88	162	261	259	121	80	76	74	94	123	115	1 525
Монровия	25	30	56	96	216	509	973	996	373	744	772	236	130	5 131
Найроби	1820	41	57	117	207	144	60	17	25	29	54	119	74	944
Куяба	165	225	200	220	107	50	12	9	18	46	126	164	199	1 376
Апиа (Самоа)	2	424	364	352	214	186	130	115	111	147	221	279	385	2 828
Кокосовые о-ва	5	137	196	216	264	201	229	221	122	94	84	107	117	1 988
Пояс степей и пустынь														
Хартум	380	0	0	0	1	4	8	55	67	17	4	0	0	156
Багдад	34	29	27	25	16	8	0	0	0	0	2	23	27	156
Ашхабад	227	22	21	44	38	28	6	2	1	3	11	15	19	210
Урумчи	319	10	13	19	30	37	34	21	29	25	24	23	15	280
Тамаррассет	1366	2	0,5	1	5	6	12	3	17	17	3	4	4	75
Кандагар	1055	79	43	20	8	5	2	3	1	0	1	2	20	184
Долина Смерти	54	3	1	2	3	5	3	8	8	5	2	3	2	45
Уолпис-Бей	7	2	5	8	3	3	0	1	3	1	1	2	1	30
Алис-Спрингс	580	42	40	31	17	17	16	9	9	9	19	26	37	272
Сармьенто	266	10	8	11	15	24	16	17	14	10	6	12	9	152
Антофагаста	122	0	0	0	0	0	0	0,3	0,1	0	0	0	0	0,4

Примечание. Координаты станций, упомянутых в табл. 1 (12.2.3.1), указаны в табл. 2 (12.2.3.4).

Годовые суммы осадков в Бразилии обычно не превышают 1600 мм. В целом же ВЗК над Южной Америкой изучена пока недостаточно.

Местами в активности ВЗК проявляется полугодовая периодичность. Так, в Браззавиле, Киншасе и в Найроби первый максимум осадков наблюдается в апреле, а второй — в октябре или ноябре, в обоих случаях, таким образом, несколько позднее равноденствий. В более высоких широтах оба максимума сливаются в один четкий летний максимум.

12.2.3.2. Пояс степей и пустынь (засушливый пояс)

Засушливые зоны земного шара (области климата *B* по Кёппену), хорошо изученные географами и климатологами, простираются в северном полушарии от Северной Африки через Аравийский полуостров и пустыни Ирана к великим центрально-азиатским пустыням Такла-Макан и Гоби. Они не выходят, однако к восточному побережью Азии (см. в табл. 1 (12.2.3.2) данные для Харбина). Небольшие, но характерные засушливые районы есть в Закавказье по нижнему течению Аракса и в США по нижнему течению р. Колорадо, где находится пустыня Мохаве.

В южном полушарии известны обширные пустыни Большая песчаная и Большая пустыня Виктории в Австралии, а также пустыня Калахари в Африке. Особую разновидность климата пустынь представляет собой климат побережий Перу и Чили (см. в табл. 1 (12.2.3.2) данные для Антофагаста) и юго-западного побережья Африки (Уолвис-Бей). И тут, и там, над областями направленных на север обширных холодных морских течений возникает в атмосфере мощная инверсия, препятствующая конденсации на этих высотах. В то же время здесь довольно велика повторяемость туманов.

Области пустынь соответствуют субтропическим областям повышенного давления воздуха (антициклоны), в которых преобладают нисходящие движения. Максимумы давления заметны не только на средних синоптических картах абсолютной топографии (яснее всего летом), но и в средних зональных многолетних значениях геопотенциала. Эти области представляют собой как бы продолжение на материк (отроги) тех субтропических антициклонов, которые очень хорошо выражены над океанами, в особенности над Атлантическим и Тихим.

В океанических районах наличие на картах среднего давления области повышенного давления не означает ее постоянного существования изо дня в день. С волнами давления, прохождением фронтальных разделов, холодными вторжениями там нередко связаны сильные дожди. Так, в Понта-Делгада на Азорских о-вах, в самом ядре азорского антициклона в среднем за год выпадает 740 мм осадков, а максимум за период 1941—1960 гг. составил

1007 мм. На о. Пасхи, в области южно-тихоокеанского антициклона, за год выпадает 1362 мм (больше всего в марте — 229 мм).

В области степей и пустынь, как правило, количество осадков повсеместно гораздо меньше (см. табл. 1 (12.2.3.2), данные для Хартума, Таманрассета, Багдада, Ашхабада, Кандагара, Урумчи, Долины Смерти в пустыне Мохаве, Сармиенто и Алис-Спрингса). Здесь холодные вторжения, приносящие сильные дожди — чрезвычайная редкость. Один из этих случаев отмечался 31 мая 1984 г., когда в Эль-Ваджхе в Саудовской Аравии ливень дал 122 мм осадков — больше, чем их выпало за предыдущие 10 лет. Холодный фронт, пришедший с северо-запада, в этот день принес в Табук (240 км от Эль-Ваджха) 12 мм осадков, причем выпадали градины диаметром до 2,5 см.

Вместе с тем местами в пояс пустынь вклиниваются высокие горные хребты, собирающие большое количество осадков. Таков, например, Тянь-Шань, расположенный между степями Казахстана и пустыней Такла-Макан, известный своими огромными ледниками и берущими в них начало потоками, питающими большие реки Или и Тарим.

12.2.3.3. Умеренный пояс (*C*) и холодный пояс (*D*)

Количество осадков в области умеренного и холодного климата (климата *C* и *D* по классификации Кёппена) зависит от циклонической деятельности, прежде всего на главных климатических фронтах, которые тесно связаны с характером подстилающей поверхности — с распределением континентов внутренних водоемов, океанов с теплыми течениями и т. д.

В северном полушарии главная ветвь климатического полярного фронта простирается над Великими озерами США и далее на восток через Атлантику примерно параллельно Гольфстриму до северо-запада Европы. Зимой и весной другая его ветвь проходит над Средиземным морем и далее на восток до Гиндукуша и Памира. Там она активна до апреля—мая. Летом ее активность ослабевает, но на смену ей возникает алтайско-саянская ветвь, также приносящая значительные осадки в своем районе.

От Японского моря простирается на северо-восток еще одна — тихоокеанская — ветвь полярного фронта, несколько сильнее выраженная летом.

В южном полушарии имеются обычно четыре ветви полярного фронта, проходящие примерно в долготном направлении между 40—45° ю. ш. С ним, собственно, и связаны «ревущие сороковые» — пояс особо сильных ветров и штормов, хорошо известный морякам. К югу от него количество осадков постепенно убывает.

Циклоническая деятельность на всех этих фронтах является, как сказано, главным источником осадков в умеренном климатическом поясе (табл. 1 (12.2.3.3)).

Таблица 1 (12.2.3.3)

Годовой ход количества осадков (мм) в умеренном и холодном поясах

	Высота, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Умеренная зона														
Торсхавн	24	149	136	114	106	67	74	79	96	132	157	156	167	1433
Адак	5	169	136	151	107	117	79	75	111	139	176	185	194	1639
Никольское (о. Беринга)		68	42	54	30	18	25	47	52	42	49	42	49	518
Сторнуэй	10	107	75	63	65	52	68	87	88	97	118	111	110	1041
Валенсия	9	165	123	104	89	82	85	102	120	114	144	144	164	1436
Немуро	26	38	30	61	76	94	94	99	104	147	104	89	58	994
Берген	43	179	139	109	140	83	126	141	167	228	236*	207	203	1958
Якутат	9	276	208	221	184	203	129	214	277	420	498*	407	312	3348
Сан-Франциско	47	119	97	79	38	18	3	0	1	8	25	63	112	563
Ла-Корунья	58	121	80	95	70	60	46	29	47	71	92	195	139	975
Лондон	5	53	40	37	38	46	46	56	59	50	57	64*	48	594
Варшава	107	30	26	28	39	50	61	83	68	44	40	38	34	541
Чикаго	190	47	41	70	77	95	103	86	80	69	71	50	48	843
Сен-Пьер	7	119	124	102	112	128	90	87	104	126	132	159	147	1426
Рейкьявик	16	89	64	62	56	42	42	50	56	67	94	78	79	770
о. Марион	26	194	185	216	221	235	221	228	178	190	167	190	226	2451
Бен-Невис	1343	466	343	387	215	201	192	274	339	400*	392	390	484	4084
Зонблик	3106	109	122	132	152	150	124	137	122	104	117	107	119	1485
Маунт-Вашингтон	1909	135	134	147	150	149	164	162	168	172	154	169	163	1867
Хоэнпейссенберг	978	57	50	57	80	122	154	158	136	110	72	59	56	1111
Кергелен	14	75	50	66	90	129	117	113	100	107	86	94	93	1123
Пунта Аренас	38	34	28	46	42	43	35	33	31	30	24	28	33	407
Рим	5	80	72	69	70	57	38	15	23	70	118	111	100	803
Никосия	216	74	49	37	21	27	9	2	1	8	22	42	74	366
Амман	771	64	70	39	15	4	0	0	0	1	5	31	45	273
Кабул	1791	27	45	79	72	38	5	2	3	2	8	14	19	314
Холодная зона														
Свердловск	237	15	17	17	22	40	59	80	82	49	29	25	27	462
Новосибирск		20	14	15	13	33	52	59	55	33	31	28	23	378
Виннипег	240	26	21	27	30	50	81	69	70	55	37	29	22	517
Маус-Фактори	4	34	14	22	25	75	82	129	126	102	54	46	37	746
Вена	200	39	36	45	56	72	72	82	67	49	54	47	48	666
Иркутск	467	18	12	9	17	27	67	75	63	45	22	18	20	393
Харбин	143	4	6	17	23	44	92	167	119	52	36	12	5	577

Примечание. Координаты станций, упомянутых в табл. 1 (12.2.3.3), указаны в табл. 2 (12.2.3.4).

Влажный климат океанских островов северного полушария в табл. 1 (12.2.3.3) характеризуют данные для Сен-Пьера, Торсхавна, Сторнуэя (Атлантика), Никольского (Командорские о-ва) и Адака (Алеутские о-ва) (тихоокеанская область). В южном полушарии сходный климат — на островах Марион и Кергелен. Осадки там весь год обильные, количество их несколько возрастает осенью и зимой. Сходный климат характерен и для больших островов в умеренных широтах — в Немуро (на о. Хоккайдо) и в Валенсии (Ирландия).

Своеобразные черты средиземноморского климата с его очень сухим летом и влажной зимой или весной в табл. 1 (12.2.3.3) характеризуют данные для Рима, Никосии (о. Кипр), Аммана и Кабула. В Средней Азии эта климатическая зона простирается на север до Ташкента. Влияние упомянутой алтайско-саянской ветви фронта сказывается на режиме осадков, довольно скудных зимой, но обильных летом.

Заметное местное увеличение осадков в этой климатической зоне отмечается на побережьях (см. табл. 1 (12.2.3.3), данные для Бергена и Якутата, Ла-Коруньи в Испании (подножье Кантабрийских гор). Отдельные возвышенности на материке тоже почти равномерно весь год получают значительное количество осадков; например, Хоэнпейссенберг (ФРГ), Зонблик (Австрия), Маунт-Вашингтон (восток США) и особенно Бен-Невис (Шотландия), одно из наиболее влажных мест в Европе [16]. По имеющимся данным в горах Скандинавии местами выпадает до 3500 мм осадков в год.

На континенте со слабопересеченной местностью и невысоким рельефом, количество осадков в зоне умеренного и холодного климата, однако, значительно меньше (см. табл. 1 (12.2.3.3), данные для Лондона, Варшавы, Свердловска, Новосибирска, Чикаго, Виннипега, Маус-Фактори).

12.2.3.4. Полярные области (*E*)

В полярных областях в общем весь год выпадает мало осадков как в северном полушарии (Барроу, Бухты Тихой), так и в южном (Восток-II) (табл. 1 и 2 (12.2.3.4)). Осадки выпадают здесь главным образом в виде снега, измерение количества которого, например при метелях, очень затруднительно (см. данные для Южного полюса). Поэтому данные таблицы 1 (12.2.3.4) надо считать приближенными. Несмотря на это, очевидно, что циклонические возмущения захватывают не только северные полярные области (Шпицберген), но и Антарктику (Мирный), хотя в среднем, например, над восточной Антарктидой располагается область высокого давления. Поэтому в Антарктиде происходит постоянное накопление снега, слой за слоем каждый год, и этот снег, уплотняясь со временем, формирует гигантские ледники, сползающие медленно и постепенно в океан.

Таблица 1 (12.2.3.4)

Годовой ход количества осадков (мм) в полярной области

	Высота, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Арктика														
Сев. поляр. бассейн		3—5	7—8	4—7	2—7	7—8	2—16	13—19	14—26	5—17	4—19	1—6	5—8	≈ 100
Бухта Тикси	6	8	8	5	5	5	8	20	28	18	8	8	5	126
Шпицберген	5	26	26	24	15	20	19	25	42	35	39	36	35	342
Тул	11	7	9	5	3	5	6	17	14	15	17	13	5	117
Барроу	9	5	3	3	3	3	8	23	20	13	13	8	7	109
Антарктика														
Мирный	30	4	9	32	33	105	66	106	78	103	49	13	28	626
Восток-II	3420	0,6	1	7	4	9	12	6	5	5	2	0,6	0,8	53
Южный полюс	2880	2	3	0,5	0,5	(54)	0,5	0,5	(20)	0,5	0,2	(50)	(47)	(179)

Примечания. 1. Координаты станций, упомянутых в табл. 1 (12.2.3.4) указаны в табл. 2 (12.2.3.4). 2. Учитывался снег, надутый в дождемер.

Таблица 2 (12.2.3.4)

Координаты станций, упомянутых в табл. 1 (12.2.3.1), 1 (12.2.3.3), 1 (12.2.3.4) и в тексте

Станция	φ	λ
Аляска	51°53′ с. ш.	176°39′ з. д.
Алис-Спрингс	23°38′ ю. ш.	133°37′ в. д.
Амман	31°57′ с. ш.	35°57′ в. д.
Антофагаста	23°28′ с. ш.	70°26′ з. д.
Апиа (Самоа)	13°48′ ю. ш.	171°46′ з. д.
Багдад	33°20′ с. ш.	44°24′ в. д.
Барроу	71°18′ с. ш.	156°47′ з. д.
Бен-Невис	56°48′ с. ш.	5°00′ з. д.
Берген	60°24′ с. ш.	5°19′ в. д.
Бразавиль	4°17′ ю. ш.	15°15′ в. д.
Валенсия	51°56′ с. ш.	10°15′ з. д.
Варшава	52°11′ с. ш.	20°58′ в. д.
Вена	48°15′ с. ш.	16°22′ в. д.
Виннипег	49°54′ с. ш.	97°14′ з. д.
о. Вознесения	7°56′ ю. ш.	14°25′ з. д.
Восток-II	78°27′ ю. ш.	106°52′ в. д.
Даусон	64°04′ с. ш.	139°26′ з. д.
Дебундша	4°08′ с. ш.	9°00′ в. д.
Дакакарта	6°11′ ю. ш.	106°50′ в. д.
Долина Смерти	36°28′ с. ш.	116°51′ з. д.
Зонблик	47°03′ с. ш.	12°57′ в. д.
Кабул	34°33′ с. ш.	69°13′ в. д.
Кандагар	31°36′ с. ш.	65°40′ в. д.
о. Кергелен	49°20′ ю. ш.	70°13′ в. д.
Кишасса	4°20′ ю. ш.	15°16′ в. д.
Кокосовые о-ва	12°05′ ю. ш.	96°53′ в. д.
Колон	9°21′ с. ш.	79°55′ з. д.
Куяба	15°36′ с. ш.	56°06′ з. д.
Ла-Корунья	43°22′ с. ш.	8°24′ з. д.
Лондон (Кью)	51°28′ с. ш.	0°19′ з. д.
о. Марион	46°53′ ю. ш.	37°52′ в. д.
Маунт-Вашингтон	44°16′ с. ш.	71°18′ з. д.
Мирный	66°33′ ю. ш.	93°01′ в. д.
Мюнхен	6°18′ с. ш.	10°45′ в. д.
Нейуро	43°20′ с. ш.	145°35′ в. д.
Никозия	35°09′ с. ш.	33°17′ в. д.
Осло	59°56′ с. ш.	10°44′ в. д.
Рим	41°48′ с. ш.	12°14′ в. д.
Сан-Кристобал	0°54′ ю. ш.	89°37′ з. д.
Сарапенго	45°35′ ю. ш.	69°08′ з. д.
Сев. поляр. бассейн	—	—
Сен-Пьер	46°47′ с. ш.	56°11′ з. д.
о. Сенявина	6°58′ с. ш.	158°13′ в. д.
Стокгольм	58°11′ с. ш.	6°22′ з. д.
Тамазрассет	22°47′ с. ш.	5°31′ в. д.
Торонто	43°40′ с. ш.	79°24′ з. д.
Торсхавн	62°03′ с. ш.	6°45′ з. д.
Тринидад	10°40′ с. ш.	61°31′ з. д.
Тул	76°31′ с. ш.	68°50′ з. д.
Уоллис-Бей	22°56′ ю. ш.	14°30′ в. д.
Урумчи	43°47′ с. ш.	87°37′ в. д.
о-ва Фиджи	3°54′ с. ш.	159°23′ з. д.

Станция	φ	λ
Харбин	45°45′ с. ш.	126°38′ в. д.
Хартум	15°36′ с. ш.	32°32′ в. д.
Хоэнпейссенберг	47°48′ с. ш.	11°00′ в. д.
Черрапунджи	25°15′ с. ш.	91°44′ в. д.
Чикаго	41°47′ с. ш.	87°45′ з. д.
Шпицберген	78°04′ с. ш.	13°38′ в. д.
Южный полюс	90° ю. ш.	—
Яунде	3°52′ с. ш.	11°32′ в. д.
Якутат	59°31′ с. ш.	139°40′ з. д.

Общее и в определенной мере более детальное представление о распределении осадков на земном шаре дает рис. 1 (12.2.3.) Он еще раз наглядно характеризует большую изменчивость осадков в пространстве и зависимость их количества от характера подстилающей поверхности.

12.2.4. Интенсивность осадков и их изменчивость

Выше было дано общее представление о распределении сумм осадков по земному шару и о факторах, влияющих на их количество. Вместе с тем ряд практических задач требует учета характера осадков. Надо различать, выпадает ли значительное количество осадков за короткий промежуток времени или же отмечается длительный моросящий дождь и слабый снег, влияющий на усвоение осадков растительностью. Величина стока рек тоже зависит от характера осадков.

12.2.4.1. Типизация осадков

В синоптической практике осадки делятся на несколько типов в зависимости от характера их выпадения. Обычно говорят о моросящих, обложных и ливневых осадках. При этом считают, что морось состоит из наиболее мелких капель, как бы оседающих из облака, и образуется в самом нижнем слое атмосферы, не выше уровня 700 гПа (≈3 км) в облаках Sc и St. Интенсивность моросящих осадков не превышает 0,003—0,006 мм/мин.

Обложные осадки отличаются медленным постепенным изменением интенсивности и большой продолжительностью. Они связаны с прохождением обширных циклонов или медленно движущихся фронтов и образуются в основном в надфронтальных облачных системах Ns—As, реже в As. Интенсивность их составляет 0,016—0,025 мм/мин, изредка — до 0,04 мм/мин.

Ливневые осадки образуются в кучево-дождевых облаках Cb, нередко на холодных фронтах, линиях сходимости, в облачных скоплениях и пр. Они формируются в слоях мощностью до 10 км

(а в тропической зоне и более), возникают внезапно, могут (в зависимости от горизонтальных размеров облака) быть кратковременными и перемежающимися. Интенсивность их составляет примерно 0,08 мм/мин и более. В тропиках слабые ливневые дожди идут порой из облаков Cu med.

Таблица 1 (12.2.4.1)

Классификация типов и подтипов жидких осадков по [1]

Тип осадков	Интенсивность, мм/мин	$t_п/T_д$
Морось	0,01	
Мелкокапельные обложные	0,01—0,02	
Крупнокапельные обложные	0,03; 0,04; 0,05	$t > T/10$
Мелкокапельные ливневые	0,03; 0,04; 0,05	$t < T/10$
Ливневые	>0,05	

Таким образом, этим трем типам осадков соответствуют разные физические и синоптические процессы. Это означает, что характеристики разных типов осадков могут быть дискретными, т. е. отличаться друг от друга в статистическом смысле по отношению ко всем осадкам в целом, и их кривые распределения могут быть многовершинными. Ряд примеров такой многовершинности в распределении интенсивности осадков мы приведем ниже.

В [1] предложена для практических приложений несколько более подробная типизация жидких осадков. В этой работе выделяются мелкокапельные обложные, крупнокапельные обложные и мелкокапельные ливневые осадки (табл. 1 (12.2.4.1)). При этом границу между последними двумя подтипами определяет отношение продолжительности t осадков (дождя) большой интенсивности I_{max} (0,03—0,05 мм/мин) к общей продолжительности дождя T.

В зоне большого увлажнения Северо-Запада и Центра ЕТС пороговое значение интенсивности, разделяющее типы осадков, составляет 0,05 мм/мин, в более засушливых степных районах Украины, Казахстана и т. д. — 0,03 мм/мин.

Очевидно, что при смене сезонов, синоптических процессов, устойчивых и неустойчивых масс, происходит и смена одного типа осадков другим. При каждом таком процессе вероятность определенных значений количества и интенсивности осадков, соответствующих определенному типу осадков, будет велика, а вероятность других (промежуточных) значений — мала. Поэтому дискретные типы осадков будут создавать многовершинные кривые распределения количества и интенсивности осадков. Классификация, представленная в табл. 1 (12.2.4.1)), применима, очевидно, и к снегопадам, которые также могут быть ливневыми и обложными, хотя возможно, пределы диапазонов интенсивности будут другими. Град, однако, всегда связан с ливневыми осадками.

12.2.4.2. Распределение количества и интенсивности осадков

Вероятность выпадения того или иного количества осадков Q, средней за дождь их интенсивности $I_{ср}$, максимальной за дождь

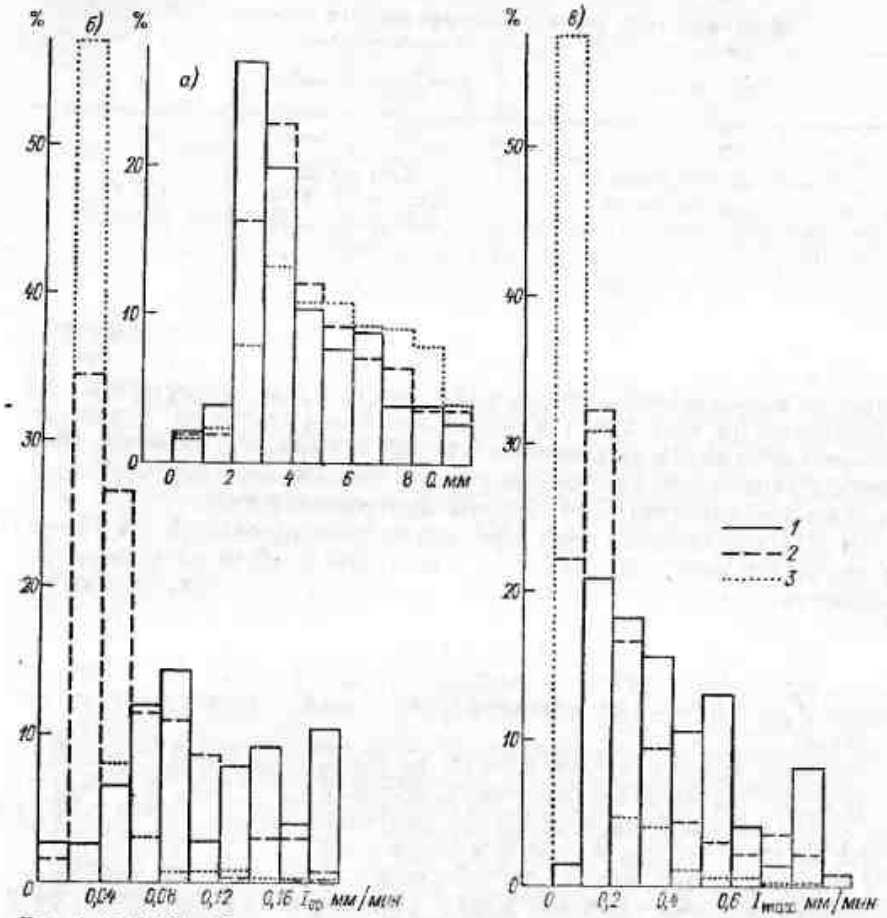


Рис. 1 (12.2.4.2). Вероятность (%) различных значений количества осадков Q (*а*), средней $I_{ср}$ (*б*) и максимальной I_{max} (*в*) интенсивности.

1 — короткие дожди ($T_д \leqslant 1$ ч), *2* — средние дожди ($T_д = 1 \ldots 3$ ч), *3* — длительные дожди ($T_д > 3$ ч).

интенсивности I_{max} может быть описана соответствующими гистограммами или кривыми распределения.

На рис. 1 (12.2.4.2) дан пример такой гистограммы для Q, $I_{ср}$ и I_{max}. Эти кривые построены для типичного умеренного континентального климата верхней Волги, отдельно для групп коротких

($T < 1$ ч), средних (T от 1 до 3 ч) и длительных ($T > 3$ ч) дождей. Все они обнаруживают высокий максимум вероятности (повторяемости) при некоторых малых значениях рассматриваемых величин и длинный «хвост» небольших вероятностей больших значений. Кривые эти построены по данным работы [1], в которой можно найти аналогичные сведения и для других (в общем для 23) районов СССР. Следует помнить, что такие гистограммы существенно упрощают (схематизируют) истинную форму распределения, которая может быть построена по очень большому числу наблюдений. Наименее точна эта схематизация при малых значениях Q, $I_{ср}$ и I_{max}.

В [1] для описания распределений этих величин предложено использовать кривые распределения Пирсона III типа:

$$f(x) = \frac{\gamma^{\gamma}}{\Gamma(\gamma)(m-l)}\left(\frac{x-l}{m-l}\right)e^{-\gamma\left(\frac{x-l}{m-l}\right)}, \qquad (1)$$

где параметры γ, l и m вычисляются через коэффициент вариации $c_v = \sigma(x)/x_{ср}$ и коэффициент асимметрии A:

$$\gamma = \frac{4}{A^2}, \quad l = m\left[1 - \frac{2c_v}{A}\right],$$

причем $m = x_{ср}$ — есть математическое ожидание x, под которым в нашем случае подразумеваются величины Q, $I_{ср}$ или I_{max}.

В табл. 1 (12.2.4.2) приведены значения $x_{ср}$, c_v и A для Северного Урала. При этом были выделены дожди с $T_д < 1$ ч (I группа), с $T = 1 \ldots 3$ ч (II группа) и $T > 3$ ч (III группа). Всего здесь были использованы данные о 375 дождях ($\sum N = 375$).

Из таблицы видно, что значения $I_{ср}$ и I_{max} убывают существенно с увеличением T, а их изменчивость c_v соответственно возрастает. Распределение Q имеет значительную асимметрию, очевидно, из-за наличия нескольких сильных дождей.

В табл. 2 (12.2.4.2) приведены аналогичные данные уже для большого числа районов СССР с весьма различными характери-

Таблица 1 (12.2.4.2)

Статистические параметры распределения величин Q, $I_{ср}$ и I_{max} для Северного Урала

Группа	$T_д$ ч	N	Параметр	Q	$I_{ср}$	I_{max}
I	<1	84	$x_{ср}$	5,13	0,16	0,38
			c_v	0,27	1,76	1,11
			A	43,5	0,12	0,99
II	1—3	129	$x_{ср}$	10,30	0,05	0,22
			c_v	0,29	3,09	1,86
			A	42,4	0,02	0,26
III	>3	162	$x_{ср}$	8,05	0,02	0,11
			c_v	0,25	4,69	2,51
			A	44,4	0,005	0,26

Средние значения, коэффициенты вариации c_v и асимметрии A распределений для I, II и III группы дождей

Характеристика	Группа	Район 1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
		Количество									
$\bar{Q}$ мм	I	0,74	6,20	6,78	2,03	4,62	6,07	1,30	1,11	1,78	5,13
	II	2,10	6,26	9,14	4,80	6,21	7,41	4,71	3,52	3,16	10,30
	III	6,02	12,74	11,72	9,43	10,26	7,63	15,23	11,29	17,36	8,05
c_v	I	1,82	0,30	0,27	0,72	0,30	0,30	0,92	1,73	0,81	0,27
	II	1,42	0,28	0,27	0,40	0,30	0,29	0,44	1,32	0,56	0,29
	III	1,02	0,22	0,23	0,28	0,25	0,20	0,23	0,97	0,23	0,25
A	I	5,90	90,50	78,43	39,98	9,27	43,19	68,81	5,05	260,0	43,54
	II	5,73	33,43	130,1	104,0	54,17	157,7	115,5	3,79	176,9	424,2
	III	—	86,69	225,6	229,6	87,41	89,89	226,7	1,78	394,4	44,4
		Средняя интен									
$\bar{I}_{ср}$	I	0,038	0,20	0,23	0,07	0,16	0,18	0,05	0,05	0,04	0,16
	II	0,026	0,06	0,08	0,04	0,07	0,07	0,04	0,03	0,03	0,05
	III	0,020	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04	0,01	0,03	0,02
c_v	I	1,53	1,70	1,71	3,78	1,88	1,79	4,48	1,92	4,62	1,76
	II	1,02	2,78	2,84	4,02	3,08	3,03	4,38	0,96	5,40	3,09
	III	1,24	4,31	4,47	4,93	4,52	4,52	4,39	0,65	5,38	4,69
A	I	7,31	0,24	0,25	0,40	0,13	0,25	0,39	6,83	0,52	0,12
	II	3,43	0,03	0,08	0,09	0,16	0,26	0,11	2,31	0,55	0,02
	III	—	0,02	0,11	0,03	0,03	0,01	0,03	1,51	2,43	0,005
		Максимальная									
$\bar{I}_{max}$	I	0,12	0,47	0,50	0,17	0,35	0,45	0,09	0,06	0,09	0,38
	II	0,18	0,28	0,38	0,24	0,27	0,28	0,12	0,09	0,09	0,22
	III	0,19	0,14	0,15	0,15	0,13	0,13	0,26	0,12	0,10	0,11
c_v	I	2,28	1,10	1,07	2,60	1,29	1,21	3,72	1,92	3,69	1,11
	II	2,16	1,61	1,46	2,05	1,58	1,59	2,48	1,60	3,72	1,86
	III	1,62	2,49	2,41	2,37	2,47	2,47	1,92	0,88	2,99	2,51
A	I	6,13	0,71	1,02	1,28	0,54	1,42	1,25	4,06	2,78	0,99
	II	5,63	0,76	0,67	1,12	0,47	0,87	1,68	1,70	0,71	9,26*
	III	—	0,58	0,48	0,48	0,58	0,52*	0,71	1,36	0,67	0,26
$\sum N$		8117	342	206	767	275	329	602	1420	286	373

Примечание. *1* — северо-запад Европейской территории СССР, *2* — се северо-западная часть верхней Волги, *6* — средняя часть верхней Волги, *7* — восточная часть Северного Кавказа, *10* — Северный Урал, *11* — Средний Урал, Южный Казахстан, *15* — западная часть Забайкалья, *16* — восточная часть За *19* — Хабаровский край, бассейн Нижнего Амура, *20* — побережье Татарского

количества жидких осадков Q, средней $I_{ср}$ и максимальной I_{max} интенсивности для различных районов СССР

Район 11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
осадков Q											
5,61	4,85	5,45	3,25	6,04	5,97	1,10	2,78	1,0	0,48	0,81	4,27
6,14	5,79	7,43	5,23	6,69	6,30	2,57	5,70	2,9	1,30	2,04	4,92
8,39	9,27	10,23	11,34	10,50	11,50	8,71	8,96	10,4	11,73	11,74	13,04
0,30	0,29	0,30	0,52	0,28	0,29	0,97	0,56	1,04	1,28	1,18	0,27
0,28	0,27	0,28	0,32	0,27	0,28	0,59	0,32	0,60	0,82	0,64	0,29
0,25	0,25	0,23	0,24	0,24	0,23	0,30	0,24	0,28	0,28	0,27	0,22
42,20	10,93	15,09	40,21	12,96	49,37	31,86	17,70	28,74	5,13	77,33	7,00
30,60	30,07	88,73	19,91	52,84	61,66	31,31	32,48	57,75	27,94	38,72	23,95
84,13	179,7	53,57	151,2	56,31	118,2	94,55	43,25	334,0	382,2	286,2	233,4
сивность $I_{ср}$											
0,17	0,14	0,21	0,09	0,15	0,17	0,04	0,09	0,03	0,02	0,04	0,12
0,06	0,06	0,07	0,05	0,06	0,06	0,03	0,05	0,03	0,02	0,02	0,04
0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
1,77	1,74	1,68	2,87	1,78	1,76	4,47	2,75	5,21	5,75	0,49	1,79
2,98	3,01*	2,69	3,21	3,02	3,06	5,30	3,35	5,50	5,80	5,40	3,20
4,46	4,38	4,16	4,09	4,43	4,27	5,24	4,75	5,31	5,35	5,04	4,58
0,24	0,06	0,20	0,21	0,08	0,13	0,14	0,10	0,02	0,35	0,50	0,05
0,02	0,02	0,03	0,009	0,03	0,03	0,05	0,02	0,08	0,02	0,03	0,01
0,06	0,04	0,02	0,011	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01
интенсивность I_{max}											
0,43	0,33	0,46	0,21	0,40	0,42	0,17	0,26	0,13	0,05	0,11	0,32
0,29	0,25	0,37	0,20	0,28	0,26	0,21	0,23	0,19	0,04	0,09	0,15
0,12	0,15	0,19	0,15	0,14	0,15	0,11	0,12	0,26	0,13	0,24	0,12
1,59	1,16	1,02	2,05	1,17	1,12	2,74	1,82	3,24	4,99	3,44	1,17
2,33	1,71	1,39	1,89	1,65	1,71	2,19	1,92	2,68	5,36	3,85	1,92
1,16	2,40	0,20*	2,08	2,34	2,24	3,44	2,69	2,04	2,78	1,96	2,36
0,74	4,22	2,03	0,43	0,24	0,92	0,86	0,66	4,00	1,32	4,03	0,52
1,05	0,64	1,01	0,24	0,88	2,10	1,40	0,59	2,56	0,69	1,83	0,14
4,22	1,07	0,76	0,28	1,10	1,02	1,35	0,31*	2,77	0,51	1,20	3,38
393	184	87	192	198	585	426	151	1098	488	350	1010

перо-запад Украины, *3* — юго-запад Украины, *4* — северо-восток Украины, *5* — Черноморское побережье Кавказа, *8* — западная часть Большого Кавказа, *9* — *12* — северная часть Южного Урала, *13* — южная часть Южного Урала, *14* — байкалья, *17* — верховья Амура, *18* — Восточная Сибирь, бассейн Индигирки, пролива, *21* — Приморье, *22* — Сахалин.

стиками климата. Из этой таблицы видно, что количество осадков Q везде заметно возрастает с увеличением продолжительности дождя, особенно в областях приморского климата Запада ЕТС и Дальнего Востока СССР (где велика повторяемость кратковременных слабых дождей). На континенте, наоборот, различия Q в группах I, II и III гораздо меньше. Коэффициенты вариации c_v для Q обычно невелики (0,2—0,3) и географическое распределение их довольно однородно, но в приморских областях они существенно возрастают — и на западе, и на востоке. На побережье Черного моря значение c_v иногда превышает 1, особенно в случае кратковременных дождей (I группа).

Коэффициент асимметрии A распределения Q велик повсюду и существенно возрастает с увеличением продолжительности дождя (с переходом от группы I к группе III).

Средняя ($I_{ср}$) и максимальная (I_{max}) интенсивности дождя резко убывают с ростом его продолжительности; коэффициент вариации c_v величины $I_{ср}$ (в отличие от c_v для Q) существенно возрастает от I группы к III и вообще сравнительно велик. Однако в условиях морского климата он велик и в случае непродолжительных дождей (т. е. непродолжительные дожди I группы могут быть и слабыми, и сильными), хотя в общем их интенсивность невелика.

Коэффициент асимметрии распределения величины $I_{ср}$ очень мал (близок к 0) и слегка возрастает лишь в условиях морского климата в случае непродолжительных дождей I группы.

Как обычно, в статистике экстремальных значений есть несколько «выбросов»; они помечены в табл. 2 (12.2.4.2) звездочкой.

Гистограммы, аналогичные приведенным на рис. 1 (12.2.4.2), построенные для ряда районов СССР нередко обнаруживают, кроме указанных выше черт, и многовершинность распределений. Так, в частности вторая вершина имеется обычно в распределении $I_{ср}$, обычно при $I_{ср}=0{,}16\ldots$ 0,18 мм/мин, реже — при $I_{ср}=0{,}14\ldots 0{,}16$ мм/мин (в I группе).

Наличие второй вершины отличает ливневые дожди от обложных, для которых $I_{ср}$ невелико, и характерно для данных почти всех районов СССР.

Велика повторяемость значений $I_{max}=0{,}7\ldots$ 0,8 мм/мин (II группа), типичных для ливневых осадков. В то же время интенсивность продолжительных дождей III группы обычно невелика, и для них вероятность больших значений $I_{ср}$ и I_{max} быстро убывает. Это свойство характерно для обложных (и моросящих) осадков.

Следует отметить (см. рис. 1 (12.2.4.2)), что вклад длительных дождей (III группа) в сумму осадков при слабых дождях (малых Q) невелик, но в большие суммы $Q>10$ мм вклад длительных дождей гораздо заметнее. Рассмотренные примеры показывают, что данные табл. 1 и 2 (12.2.4.2), характеризующие количественно распределение жидких осадков, отображают типичные физические закономерности их образования и выпадения.

12.2.4.3. Число дней с осадками

Одной из важных и в то же время элементарных характеристик режима осадков является число дней с осадками той или иной интенсивности за данный месяц или год. Иначе говоря, эта характеристика описывает вероятность выпадения осадков различной средней интенсивности в зависимости от сезона или района.

В табл. 1 (12.2.4.3) приведена средняя повторяемость (число дней) градаций суточных сумм осадков, принятых в «Климатическом справочнике СССР», для нескольких типичных климатических зон СССР за каждый месяц и за год [5].

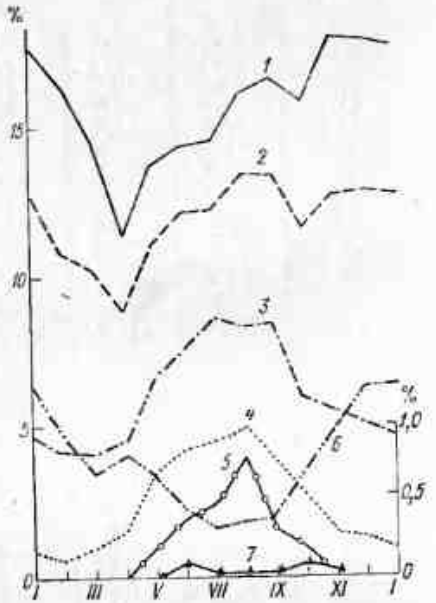


Рис. 1 (12.2.4.3). Повторяемость (%) различных значений месячной суммы осадков Q.

Вологда: *1)* $Q\geqslant 0{,}1$ мм; *2)* $Q\geqslant 0{,}5$ мм; *3)* $Q\geqslant 1{,}0$ мм; *4)* $Q>5{,}0$ мм; *5)* $Q\geqslant 20$ мм (шкала слева); Казалинск: *6)* $Q\geqslant 0{,}1$ мм, *7)* $Q>20$ мм (шкала справа).

Общее число дней N_0 с осадками $\geqslant 0{,}1$ мм/сут за месяц сильно меняется в разнообразных климатических условиях европейской и азиатской частей СССР. Однако почти везде N_0 достигает максимума зимой (преимущественно в декабре, когда среднее значение N_0 во многих пунктах превышает 20 дней) (рис. 1 (12.2.4.3)). В зоне умеренного климата зима — период наибольшей циклонической активности, когда с вертикальными движениями на холодных и особенно на теплых фронтах связаны обложные продолжительные снегопады, интенсивность которых невелика. В самых южных областях СССР — в Средней Азии, особенно в ее восточной части, где заметно влияние гиндукушского фронта, максимум N_0 может сместиться на раннюю весну. Это явление типично для средиземноморского климата.

Второй, более низкий максимум N_0 отмечается летом, обычно в июле или августе, когда высокая температура и большая влажность (отношение смеси) благоприятны для процесса конденсации, так и в области циклонических возмущений, хотя последние и менее развиты в это время. В засушливых районах (см.

Таблица 1 (12.2.4.3)

Повторяемость (число дней) различных значений суточных сумм осадков Q

Месяц	Q мм/сут						
	>0,1	⩾0,5	⩾1,0	⩾5,0	>10	>20	>30
Вологда							
I	17,7	12,7	9,2	0,9	0,1	0,0	0,0
II	16,4	10,7	7,6	0,6	0,0	0,0	0,0
III	14,5	10,2	7,4	1,0	0,2	0,0	0,0
IV	11,4	8,8	6,9	1,6	0,3	0,04	0,0
V	13,8	11,1	9,0	3,5	1,1	0,2	0,04
VI	14,4	12,2	10,4	4,2	1,6	0,4	0,0
VII	14,6	12,2	10,6	4,5	1,8	0,5	0,04
VIII	16,1	13,4	10,8	5,0	2,1	0,8	0,2
IX	16,6	13,3	11,4	3,7	1,4	0,3	0,04
X	15,8	11,6	8,8	2,6	0,7	0,2	0,0
XI	18,0	12,7	9,3	1,4	0,1	0,0	0,0
XII	17,9	12,8	9,3	1,3	0,2	0,0	0,0
Год	187,2	141,7	110,7	30,3	9,6	2,4	0,3
Иркутск							
I	12,9	7,0	3,7	0,1	0,0	0,0	0,0
II	9,2	5,2	2,9	0,1	0,0	0,0	0,0
III	7,5	4,2	2,8	0,2	0,04	0,0	0,0
IV	7,4	5,5	3,9	0,8	0,2	0,03	0,0
V	10,1	8,0	6,5	1,9	0,6	0,1	0,04
VI	12,6	10,2	8,8	4,2	2,1	0,8	0,3
VII	14,1	11,8	10,3	5,0	2,9	1,2	0,5
VIII	14,6	11,7	10,1	4,8	2,7	0,9	0,3
IX	12,0	9,0	7,6	2,8	1,0	0,3	0,1
X	9,3	6,6	5,1	1,0	0,3	0,04	0,01
XI	12,2	8,0	5,4	0,4	0,1	0,0	0,0
XII	15,3	8,8	5,2	0,2	0,0	0,0	0,0
Год	137,2	96,0	72,3	21,5	9,9		
Астрахань							
I	9,1	4,9	3,1	0,3	0,1	0,02	0,0
II	7,8	4,2	3,0	0,5	0,1	0,0	0,0
III	6,8	4,1	2,9	0,7	0,2	0,0	0,0
IV	5,1	3,5	2,8	0,8	0,3	0,1	0,03
V	5,2	3,7	3,2	1,2	0,5	0,2	0,1
VI	5,0	3,7	3,2	1,2	0,4	0,2	0,1
VII	4,8	3,6	2,9	0,9	0,4	0,1	0,1
VIII	4,1	2,8	2,2	0,8	0,3	0,1	0,04
IX	4,5	3,4	2,9	1,1	0,5	0,1	0,03
X	5,9	3,7	2,9	0,9	0,3	0,04	0,01
XI	8,0	4,7	3,4	0,7	0,1	0,03	0,0
XII	10,7	5,5	3,9	0,6	0,2	0,0	0,0
Год	77	48	36	10	4	1	0,5

Месяц	Q мм/сут						
	⩾0,1	⩾0,5	⩾1,0	>5,0	>10	>20	>30
Ялта							
I	15,1	12,1	10,3	4,8	2,3	0,6	0,3
II	13,4	10,4	8,9	3,8	1,7	0,3	0,1
III	11,5	9,0	7,3	2,7	1,2	0,4	0,1
IV	8,5	6,5	5,3	1,8	0,7	0,1	0,02
V	8,5	6,3	5,2	1,6	0,6	0,1	0,03
VI	8,5	6,0	5,6	2,3	1,0	0,4	0,2
VII	7,2	5,5	4,9	2,2	1,1	0,4	0,2
VIII	5,6	4,3	3,6	1,5	0,7	0,3	0,1
IX	5,9	4,5	3,7	1,6	0,9	0,4	0,2
X	8,9	7,1	5,9	2,8	1,5	0,6	0,2
XI	11,0	8,8	7,6	3,5	1,8	0,5	0,2
XII	13,9	11,2	9,4	4,3	2,1	0,8	0,3
Год	11,8	92	78	33	16	5	2
Казалинск							
I	8,7	4,4	2,7	0,3	0,1	0,0	
II	6,3	3,7	2,5	0,4	0,1	0,02	0,0
III	6,5	3,9	2,7	0,8	0,3	0,03	0,01
IV	4,9	3,2	2,5	0,8	0,3	0,01	0,0
V	3,2	2,2	1,8	0,7	0,4	0,1	0,04
VI	2,5	1,5	1,1	0,4	0,1	0,03	0,03
VII	2,0	1,3	1,1	0,3	0,2	0,03	0,04
VIII	1,8	1,4	1,1	0,4	0,2	0,07	0,03
IX	2,5	1,7	1,5	0,5	0,1	0,04	0,01
X	4,9	3,5	2,8	0,8	0,2	0,03	0,01
XI	6,0	3,6	2,8	0,6	0,04	0,01	0,0
XII	8,7	4,7	3,3	0,7	0,1	0,0	
Год	58	35	26	7	2	0,4	0,2
Ай-Петри							
I	21,6	16,9	14,8	7,4	4,6	2,0	1,0
II	19,9	15,5	13,3	6,7	4,0	1,6	0,7
III	17,2	12,3	9,9	4,5	2,4	1,1	0,5
IV	10,7	9,0	7,2	2,9	1,4	0,4	0,2
V	11,5	8,2	6,8	3,1	1,6	0,5	0,2
VI	10,2	8,3	7,3	3,5	2,2	0,7	0,4
VII	8,6	6,8	5,9	3,0	1,7	0,8	0,4
VIII	8,5	6,1	5,3	2,6	1,4	0,5	0,3
IX	9,0	6,6	5,5	2,7	1,5	0,7	0,3
X	13,3	9,4	7,9	3,8	2,0	1,0	0,5
XI	17,0	12,4	10,2	5,4	3,3	1,6	0,9
XII	20,3	15,8	13,3	7,3	4,2	2,0	1,0
Год	168	127	107	53	30	13	6

табл. 1 (12.2.4.3), данные для Казалинска) летнего повышения N_0, однако, не наблюдается.

В годовом ходе N_0 имеются два минимума. Первый из них почти повсеместно приходится на апрель — время наиболее ясной погоды в нашей умеренной зоне. Лишь на Кольском полуострове этот минимум сдвинут на февраль. Второй минимум N_0, менее четкий и постоянный, отмечается на севере Европейской территории СССР в октябре, в более южных ее областях — в сентябре, и на побережьях Черного, Каспийского и Аральского морей — в августе.

Если рассматривать повторяемость больших значений суточных сумм осадков, например N_5 — повторяемость значений $Q \geqslant 5$ мм/сут, то обнаружится отчетливый максимум летом, обычно в июле—августе. Лишь на юге СССР он наблюдается несколько ранее. Так, в Астрахани и в Кривом Роге максимум N_5 приходится на июнь, а в Казалинске — на май.

Повторяемость сильных дождей ($Q \geqslant 10$ мм/сут) в основном тоже летних, распределена по СССР очень неравномерно.

Сравнение данных о числе дней с осадками в Ялте и Ай-Петри обнаруживает заметное влияние орографии на N_0, N_5 и т. д. Крымская Яйла (высота около 1000 м) приводит к увеличению N_0 на 50—60 %, а число ливней с $Q \geqslant 20$ и $Q \geqslant 30$ мм/сут в еще большей степени как зимой, так и летом.

Переходя к анализу распределения N_0 по земному шару (табл. 2 (12.2.4.3)), отметим, что в тропическом поясе повторяемость выпадения осадков связана в большой степени с активностью, положением и перемещением внутритропической зоны конвергенции (ВЗК). Так, в Сингапуре (1° с. ш.) на периферии главной ветви ВЗК или несколько южнее (заметим, что в этом порту не отмечается тропических циклонов, сопутствующих ВЗК) N_0 весь год неизменно велико. В Западной Африке летом, когда ВЗК вторгается с Гвинейского залива на континент в виде летнего муссона, N_0 существенно повышается. В Конакри, например, в июле N_0 достигает 30 дней. В Бомбее, где летний муссон — чрезвычайно интенсивное и яркое явление, в июне—сентябре в общем отмечаются 96 дней с дождем; однако период муссона здесь гораздо короче, чем в Африке [12].

Рекордных для тропиков значений N_0 достигает на островах Тихого океана. Здесь, в Паго-Паго (Самоа, 14° ю. ш.), на периферии южной ВЗК, годовое $N_0 = 248$ дней, а на о. Сенявина (Понапе, 7° с. ш.), у северной ВЗК годовое $N_0 = 311$ дней [6]. Между зонами обеих ВЗК годовое N_0 уменьшается до 86 сут на острове Кантон (3° ю. ш.) и до 106 сут на о. Науру (0°).

В засушливой зоне (15—30° с. ш.) величина N_0 вообще очень мала. Она слегка повышается летом там, где изредка заметно влияние тропической зоны дождей (Хартум или Карачи, с годовым $N_0 = 19$ сут), или зимой на окраине областей средиземномор-

Таблица 2 (12.2.4.3)

Среднее месячное число дней с осадками [6]

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Сингапур	18	17	16	16	16	15	18	16	17	17	19	20	205
Бомбей	0,4	0,4	0,5	0,2	9	20	29	27	19	4	1	0,1	104
Канакри	0,2	0,5	0,8	3	12	24	30	29	26	22	10	1	158
Колон	12	11	12	12	21	22	24	26	22	22	25	22	231
Хартум	0	0	0,1	0,1	1	2	5	6	3	0,9	0,1	0	18
Амман	9	9	7	3	4	0	0	0	0	1	5	7	40
Улан-Батор	2	2	3	3	7	7	10	9	5	2	3	2	52
Тегеран	4	4	6	10	6	2	0	1	0,5	2	5	5	46
Урумчи	11	10	4	5	6	4	7	5	5	8	12	10	87
Пекин	2	2	3	3	5	8	13	10	6	3	2	1	62
Виндхук	10	10	10	5	2	0,4	0,2	0,2	0,8	3	5	8	86
Сан-Франциско	11	11	11	5	5	2	2	1	1	5	8	10	72
Рим	8	9	8	6	4	4	1	2	1	8	11	10	77
Никосия	14	10	8	4	3	1	<1	<1	1	4	6	11	62
Лондон	15	13	11	12	12	11	12	11	13	13	15	15	153
Вена	15	14	13	13	13	14	13	13	10	13	14	15	160
Эдмонтон	12	10	10	7	9	13	13	12	9	7	8	11	121
Леруик	27	25	25	19	18	15	17	20	20	24	25	27	260
Фербенкс	9	7	7	4	8	11	13	15	10	11	9	8	112
Гернезанд	12	12	11	9	11	10	11	13	12	13	12	14	141
Ситка	17	15	17	17	16	14	16	18	20	23	20	20	213
Баррою	28	24	28	28	27	26	26	27	27	26	28	28	323
Годхоб	5	5	6	7	8	6	10	9	11	10	5	5	87
Мирный	8	7	6	6	6	6	10	10	12	10	8	7	96
	13	9	10	10	13	11	17	14	14	14	8	13	146

ского климата с его зимними или весенними циклонами и дождями (Амман, Кабул с годовым $N_0=54$ сут). На востоке же, в Урумчи, на окраине великих азиатских пустынь, слабые летние дожди зависят от влияния местного летнего алтайско-саянского фронта.

Пустыни южного полушария гораздо менее обширны, но местами отличаются высокой засушливостью; например, в пустыне Атакама в Чили в Антофагасте годовое $N_0=0$ (!).

Упомянутая зона средиземноморского климата с его дождливой зимой и очень сухим летом в таблице описана данными для Рима и Никосии. Указанные ее черты усугубляются с запада на восток.

В зоне умеренного климата Западной Европы и Северной Америки можно проследить, как это уже делалось для территории СССР, наличие двух — зимнего и летнего — максимумов N_0. Здесь, как и в субполярных областях N_0 сравнительно велико весь год. Особенно оно возрастает на восточной окраине области алеутских циклонов — в Ситке до 213 сут в год, и на востоке области исландских циклонов — в Леруике до 260 сут в год. Рекордным, однако, является годовое значение $N_0=323$ сут в Еванхелистасе, на юге Южной Америки, близ мыса Горн.

В более высоких широтах N_0 постепенно уменьшается, как это видно из табл. 2 (12.2.4.3) по данным для Годтхоба и Барроу.

Приложение

Необходимость обращаться к справочнику часто возникает тогда, когда требуется оценить влияние одних процессов или факторов на другие, рассчитать обычные или экстремальные ситуации, проверить справедливость тех или иных теоретических или численных выкладок.

Для того чтобы облегчить неспециалистам возможность правильного понимания содержащихся в справочнике сведений, в параграфе П.1 собраны основные термины, используемые авторами, и даны их краткие определения. Содержащиеся в приложении данные позволяют проводить разнообразные оценки и расчеты, не прибегая к другим источникам. С этой целью в приложении приводятся физические константы и характеристики атмосферного воздуха и воды (П.2) и некоторые необходимые сведения из теории вероятностей и математической статистики (П.3).

П.1. Некоторые используемые в справочнике термины и определения

П.1.1. Атмосферные аэрозоли.
П.1.2. Термодинамика и динамика атмосферы.
П.1.3. Макрофизика облаков.
П.1.4. Микрофизика облаков.
П.1.5. Оптика облаков.
П.1.6. Радиация в облаках.
П.1.7. Электрические характеристики.
П.1.8. Радиолокационные характеристики.

Приводимые здесь краткие определения ряда основных терминов, встречающихся в справочнике, представлены в алфавитном порядке в каждом параграфе и дополняют, а при необходимости и детализируют определения, содержащиеся в «Международном метеорологическом словаре» [22]. Определения форм, видов, разновидностей и т. д. облаков содержатся в главе 1. Здесь же приведены основные термины. Полная официальная терминология, принятая ВМО, дана в International Cloud Atlas ВМО (1956)

[14] и в соответствующем этому изданию Атласе облаков (1978) Гидрометслужбы СССР [1].

Ряд терминов и их определения, отсутствующие в настоящем Справочнике, могут быть найдены в «Метеорологическом словаре» С. П. Хромова и Л. И. Мамонтовой (1974) [12], составленном с учетом упомянутого словаря (1966) [22] и «Технического регламента» ВМО [21].

П.1.1. Атмосферные аэрозоли

П.1.1.1. Используемая аббревиатура

А — аэрозоль, АА — атмосферный аэрозоль, АЧ — аэрозольные частицы, ЛЯ — ледяные (льдообразующие) ядра, ОЯК — облачные ядра конденсации, ЯК — ядра конденсации.

П.1.1.2. Основные определения

Активность ЛЯ. Мера способности ЛЯ (пылинок, органических частиц и др.) инициировать зарождение кристаллов. Зависит от температуры и пересыщения пара надо льдом.

Активность ЯК. Мера способности ЯК инициировать зарождение и конденсационный рост капель. Если в капле радиусом r имеется ЯК с активностью B, то парциальное давление насыщенного водяного пара над каплей уменьшается (см. п. 2.3.11).

Аэрозоль. Дисперсная система, включающая газообразную среду и твердую или жидкую дисперсную фракцию. Иногда аэрозолем называют не всю систему, а только ее дисперсную фракцию, т. е. совокупность взвешенных в газе частичек, размер которых превышает молекулярные.

Атмосферный аэрозоль. Совокупность твердых и жидких частиц, взвешенных в воздухе, которые могут стабильно существовать при влажности ниже насыщения над водой и надо льдом, т. е. жидкие и твердые частицы воды (облачные капли, кристаллы и частицы осадков) в понятие АА здесь не включаются. Используются следующие определения:

— грубая фракция АА (coarse mode) — фракция, состоящая из АЧ с $r \geqslant 1$ мкм;

— зарождающаяся фракция АА (nucleation mode) — фракция, состоящая из АЧ с 0,005 мкм $< r <$ 0,02 мкм;

— континентальные АА—АЧ, зародившиеся над континентами;

— масса АА — полная масса всех АЧ в атмосфере;

— морские АА—АЧ, зародившиеся над морями и океанами;

— накопленная фракция АА (accumulation mode) — фракция, состоящая из АЧ с 0,02 мкм $\leqslant r \leqslant 1$ мкм;

Аэрозольные частицы. Взвешенные в атмосфере твердые или жидкие (но не водяные) частицы:

— время жизни (τ) — характерное время пребывания АЧ в атмосфере: за время τ концентрация АЧ убывает в e раз;

— гигантские — АЧ радиусом $r > 1$ мкм;

— концентрация
  массовая — масса АЧ в единице объема воздуха,
  счетная — число АЧ в единице объема воздуха,
  объемная — объем АЧ в единице объема воздуха,
  удельная — число (масса) АЧ в единице массы воздуха;

— массовое отношение — масса АЧ в единице массы воздуха;

— плотность — плотность вещества, из которого состоят АЧ;

— размер (радиус, диаметр)
  стоксов — радиус сферической частицы, состоящей из того же вещества и падающей с той же установившейся скоростью,
  эквивалентный — размер равной по объему сферической частицы;

— сверхгигантские — АЧ радиусом $r > 10$ мкм;

— спектр размеров (поверхностей, объемов, масс) — плотность распределения АЧ по размерам (поверхностям, объемам, массам).

Ядра:

— Айткена — АЧ размером 10^{-3}—10^{-1} мкм;

— Активность (см. активность ЛЯ);

— гигроскопические (растворимые) — АЧ, полностью растворимые в воде;

— замерзания (ЯЗ) — частицы, вокруг которых при определенных условиях может начаться замерзание воды в облачной капле;

— конденсации — АЧ, на которых при определенных условиях могут образовываться водяные капли. По существу это все АЧ;

— ледяные (ЛЯ) — АЧ, которые могут служить активными льдообразующими ядрами при существующих в атмосфере условиях;

— негигроскопические (нерастворимые) — АЧ, не растворимые в воде;

— облачные — ЯК, активные при пересыщении менее 2 %;

— смешанные — ЯК, состоящие частично из растворимых и частично из не растворимых в воде веществ;

— спектр пересыщений — плотность распределения АЧ по минимальным пересыщениям, при которых они активизируются как ЯК;

— спектр активности — плотность распределения ЯК по их активности, т. е. $f(C)$;

— спектр эффективных радиусов — плотность распределения АЧ по $r_в$ ($r_в^3 = C$);

— сублимации — обычно твердые АЧ, на которых непосредственно конденсируется водяной пар и образуется, минуя жидкую фазу, лед.

П.1.2. Термодинамика и динамика атмосферы

Адиабата. Линия, изображающая на термодинамической (адиабатной) диаграмме адиабатический процесс подъема (опускания) частицы воздуха.

Адиабатический градиент (γ_a). Понижение температуры при адиабатическом подъеме массы воздуха:

$$\gamma_a = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_p} \cong 9{,}8\ ^\circ\text{C/км}\ (0{,}98\ ^\circ\text{C/100 м}).$$

Адиабатический процесс. В метеорологии процесс подъема (опускания) порции воздуха без теплообмена с окружающей средой, а следовательно, и без перемешивания с окружающим воздухом.

Адиабатная диаграмма. Диаграмма, предназначенная для обработки и анализа результатов аэрологических зондирований, на которой нанесены системы изобар, изотерм, сухих и влажных адиабат, построенных в системе координат высота (давление) — температура (потенциальная температура) либо их логарифмы или степени. На адиабатной диаграмме наносятся также для представления влажности атмосферы (для построения кривой точек росы) изолинии отношения смеси при насыщении.

Бароклинность. Состояние газа (атмосферы), когда значения плотности (ρ) в каждой точке пространства зависят не только от давления (l) в этой точке, но и от температуры (T). В атмосфере ρ зависит также и от влажности. При этом поверхности равного давления $p = \text{const}$ не совпадают с поверхностями равной плотности $\rho = \text{const}$ (расположены под углом друг к другу).

Баротропность. Состояние газа (атмосферы), когда поверхности равной виртуальной температуры совпадают с поверхностями равного давления и плотность можно представить как функцию одного лишь давления p (или высоты).

Влажная конвекция. Совокупность зависящих от термической неустойчивости восходящих (и нисходящих) движений в атмосфере, в области которых может происходить конденсация части водяного пара.

Волны Кельвина. Волны в атмосфере, возникающие близ устойчивой в целом границы двух воздушных потоков, температуры и скорости которых равны T_1 и T_2, u_1 и u_2 соответственно. При $u_1 = u_2$ переходят в простые гравитационные колебания.

Геострофический ветер. Прямолинейное установившееся течение воздуха, определяемое равновесием силы давления и силы Кориолиса (в отсутствии трения и центробежной силы).

Градиент. Вектор, указывающий направление и значение наибольшего роста скалярной величины. В метеорологии градиентом называют вектор, направленный в обратную сторону (в сторону убывания). Так, градиент температуры $\gamma_a = -\text{grad}\ T = -dT/dz$.

Дивергенция. Скалярная величина, описываемая для поля вектора (в атмосфере для вектора скорости ветра) соотношением $\text{div}\ \mathbf{u} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$, где u, v, w — составляющие вектора скорости ветра по осям x, y, z. В случае горизонтальной дивергенции из соотношения исключается член $\partial w/\partial z$.

Задерживающий слой. В безоблачной атмосфере — слой с градиентом температуры $\gamma < \gamma_a$, в частности слой инверсии или изотермии; в облаках — слой с $\gamma < \gamma_{ва}$.

Изотермия. Неизменность температуры по вертикали в некотором слое атмосферы.

Инверсия температуры. Повышение температуры воздуха с высотой

величина — скачок (разность) температуры на границах инверсии,

мощность — толщина слоя инверсии.

Конвергенция. Отрицательная дивергенция. Линия конвергенции — линия, в которой сходятся линии тока; вдоль нее горизонтальная конвергенция достигает максимума.

Конденсация. Переход молекул пара в жидкость или твердое состояние, например переход водяного пара атмосферы в капельки облаков или росы или в кристаллы льда (иней). В метеорологии переход пара в твердое состояние часто называют сублимацией.

Кривая стратификации. Диаграмма вертикального распределения температуры, ветра или других характеристик в атмосфере. На диаграмме распределения температуры ясно видны устойчивые (в том числе инверсии) и неустойчивые слои, тропопауза и стратопауза.

Муссон. Система воздушных течений в области, охватывающей часть континента и часть океана, при которой летом общее течение направлено к континенту (где имеются постоянные или временные области пониженного давления), а зимой — от области повышенного давления над континентом в сторону океана.

Пограничный слой атмосферы (ПСА). Прилегающий к земной поверхности слой воздуха, свойства которого из-за происходящего в нем интенсивного турбулентного перемешивания определяются в основном термическим и динамическим воздействием (свойствами) подстилающей поверхности, обменом с ней теплом, влагой, импульсом и пр. Толщина ПСА определяется стратификацией ветра, температуры и турбулентности. На границе ПСА ветер приближается к геострофическому, стратификация температуры резко меняется на устойчивую, турбулентность резко убывает. При наличии облаков здесь находится верхняя граница St или Sc. Обычно толщина ПСА составляет от 0,3 до 2 км, в среднем — около 1 км.

Псевдоадиабата. Кривая, изображающая на термодинамической (адиабатной) диаграмме изменение температуры адиабатически поднимающейся частицы влажного насыщенного воздуха

в предположении, что вся конденсирующаяся вода (лед) выпадает из нее немедленно.

Псевдоадиабатический градиент ($\gamma_{па}$). Вертикальный градиент температуры ($-dT/dz$) во влажной насыщенной воздушной массе при ее адиабатическом подъеме, когда все продукты конденсации (капли и кристаллы льда) сразу же выпадают из рассматриваемой массы.

Стандартная атмосфера. Условно выбранное вертикальное распределение температуры, давления и плотности воздуха (иногда также и влажности), соответствующее некоторому характерному состоянию атмосферы и используемое для приближенных метеорологических, технических, аэронавигационных и т. д. оценок и расчетов [12].

Сухая конвекция. Система обусловливаемых термодинамической неустойчивостью восходящих и нисходящих движений в атмосфере, в которой не происходит конденсации водяного пара.

Температура виртуальная T_v. Температура, которую имел бы при данном давлении p сухой воздух, плотность которого равна плотности влажного воздуха:

$$T_v \approx T\left(1+0{,}378\,\frac{e}{p}\right) \approx T\,(1+0{,}608q),$$

где T — температура влажного воздуха, e — парциальное давление водяного пара, q — массовая доля (устаревший термин — удельная влажность) водяного пара в воздухе.

Температура потенциальная θ. Температура, которую приняла бы данная частица воздуха, если бы она была приведена адиабатически к давлению 1000 гПа.

Термический ветер. Для слоя атмосферы — векторная разность между геострофическим ветром на верхней и нижней границе слоя, определяемая в основном горизонтальным градиентом температуры.

Уровень конденсации. Уровень, на котором воздух становится насыщенным по отношению к воде. Обычно говорят об уровне конденсации, достигаемом при адиабатическом подъеме воздуха.

Частота Брента—Вяйсяля. Частота гравитационных колебаний N в устойчивом слое атмосферы с температурой T и вертикальным градиентом температуры γ: $N=\sqrt{g(\gamma_a-\gamma)/T}$.

Число Рэлея. Безразмерная величина, описываемая формулой

$$\mathrm{Ra}=\frac{g}{T}\,\frac{(\gamma-\gamma_a)\,h^4}{\nu\varkappa},$$

где h — толщина слоя атмосферы с градиентом γ, $\varkappa$ и ν — коэффициенты температуропроводности и кинематической вязкости соответственно. Возможность возникновения ячейковой конвекции (в частности, в облаках) определяется неравенством $\mathrm{Ra} > \mathrm{Ra}_{крит}$.

Число Ричардсона. Безразмерная величина, описываемая формулой

$$\mathrm{Ri}=\frac{g\,\partial\theta/\partial z}{\theta\beta^2}=\frac{g}{T}\,\frac{(\gamma_a-\gamma)}{\beta^2},$$

где $\beta=\partial\bar{u}/\partial z$ — вертикальный градиент скорости ветра. Условие $\mathrm{Ri} < \mathrm{Ri}_{крит}$ благоприятно для развития атмосферной турбулентности, и наоборот.

П.1.3. Макрофизика облаков

Вихревая облачная дорожка. Серия облаков, связанных с вихрями с вертикальной или горизонтальной осью, в потоке ветра за горным препятствием. Эти облака отрываются и уходят по направлению вектора ветра одно за другим. В последовательных вихрях противоположные направления вращения чередуются. Такие вихри наблюдаются, в частности, со спутников.

Вовлечение. Втекание окружающего воздуха внутрь термика (или связанного с ним конвективного облака) или облачного слоя — ламинарное либо турбулентное.

Воронкообразное облако. Облако, образующееся в ядре смерча или торнадо и возникающее благодаря уменьшению давления и конденсации в центре вихря. Иногда распространяется вниз до Земли.

Высота основания облака. Высота нижней кромки облака. Значения высоты, полученные разными методами наблюдения (с самолета, прожекторным и др.) могут несколько различаться.

Закрытые ячейки. Система конвективных облаков, примерно равного размера с восходящим током и облаком в середине каждой ячейки и нисходящим током по краям в окружающем его безоблачном просвете.

Интенсивность осадков. Количество осадков (мм), выпавших за единичный интервал времени, например за минуту, час, сутки, месяц, год.

Кислотный дождь. Осадки, которые имеют повышенную кислотность за счет вымываемых ими загрязнений атмосферы.

Количество осадков. Толщина слоя воды (мм), которая накопилась бы на горизонтальной поверхности в результате выпадения осадков за дождь или за единицу времени (за минуту, час, сутки, месяц, год) при отсутствии инфильтрации или испарения, если бы все осадки, выпавшие в виде снега или льда, растаяли.

Конвективное скопление (кластер). Отчетливо различимая (например, на спутниковых изображениях) область, содержащая совокупность большого числа конвективных облаков.

Конденсационный след. Перисто-кучевое облако, возникающее за самолетом. В умеренных широтах обычно появляются на высотах 8—11 км.

Наковальня. Верхняя часть (перистообразная) кучево-дождевого облака (Cb inc.), вытянутая в соответствии с направлением ветра в форме наковальни, сплошного, волокнистого или полосчатого строения.

Нефанализ. Построение карт распределения облачности для обширных областей, их анализ и синоптическая интерпретация для использования в прогнозе погоды. Используются данные телевизионных и радиационных (инфракрасных) наблюдений с ИСЗ.

Облако-трассер. Облако, по движению которого определяют направление воздушных течений, их скорость и форму.

Облачная система. Совокупность облаков различных форм, имеющая определенную правильную структуру и занимающая большое пространство. Обычно говорят о фронтальных или циклонических облачных системах.

Облачное скопление (кластер). Плотная хорошо очерченная масса облаков различных форм, в том числе дающих осадки кучево-дождевых (Cb), протяженностью до 200—400 км (в тропических странах, обычно в зоне внутритропической конвергенции).

Облачный покров. Облака, покрывающие небо или его большую часть сомкнутым, без разрывов слоем. Чаще всего слоистые, слоисто-кучевые или слоисто-дождевые облака.

Орографическое облако. Облако, процесс образования и форма которого определяются рельефом поверхности Земли.

Открытые ячейки. Система конвективных облаков примерно равного размера с восходящим током в облаке в форме цилиндрической стенки и нисходящим в центральной части — просвете.

Формы облаков. См. главу 1.

Фотограмметрия облаков. Наблюдение за положением в пространстве, формой и движением облака по фотографиям, сделанным из двух разнесенных точек.

Ярус облаков. Облака по высоте их расположения обычно делятся на три яруса — верхний, средний и нижний, границы которых несколько различаются в зависимости от широты (см. [1]).

П.1.4. Микрофизика облаков

Аморфная (зернистая) изморозь. Снеговидный рыхлый осадок льда, образующийся в туманную погоду при температуре около —2. . . —7 °С с наветренной стороны на проводах, ветвях деревьев, стеблях травы и пр. при намерзании переохлажденных капель тумана.

Биогенное ледяное ядро. Ядро сублимации или ядро замерзания (см. П.1.1), состоящее из органического вещества растительного или животного происхождения.

Влагосодержание облаков. Полное количество воды в парообразной, жидкой и твердой фазе, содержащейся в единичном объеме облака (кг/м^3).

Водозапас. Количество воды, содержащееся в виде конденсата (жидкого и твердого) в вертикальном столбе воздуха единичного сечения (кг/м^2).

Водность облака. Масса воды, находящейся в конденсированном состоянии (в виде капель и кристаллов) в единице объема облака (г/м^3). Иногда под этим термином подразумевается лишь количество воды (а не льда) в 1 м^3 облака.

Водность облака адиабатическая. Количество воды (обычно в г/м^3), которое может сконденсироваться в облаке при адиабатическом подъеме воздуха над уровнем конденсации. Фактическая водность в среднем заметно меньше адиабатической.

Время фазовой релаксации облака. Время установления равновесного значения пересыщения (недосыщения) в поднимающемся (опускающемся) объеме облачного воздуха. Оно обратно пропорционально произведению числа облачных частиц в единице объема на их средний размер.

Гетерогенная конденсация. Конденсация водяного пара на посторонних частицах, твердых либо жидких (на ядрах конденсации), служащих зародышами новой фазы. Основной процесс возникновения водяных капель в атмосфере.

Гомогенная конденсация. Образование капель (или кристаллов) в отсутствии посторонних частиц, которые могут служить ядрами конденсации (льдообразования). Устойчивым возникший таким образом зародыш является лишь на 3—4-кратном пересыщении пара. В атмосфере гомогенная конденсация практически невозможна.

Коагуляционный рост капель. Укрупнение капель за счет их столкновения и слияния друг с другом. Основной причиной сближения капель является разная скорость их падения (гравитационная коагуляция). Сближению способствует также броуновское движение капель, турбулентность воздуха, силы электростатического притяжения и др. Возможна также и коагуляция капель с кристаллами (образование крупы и града).

Ледяное ядро (см. П.1.1).

Облачные капли. Капли, из которых состоят облака. Радиус их в основном составляет от 1—2 до 20—30 мкм; встречаются капли и большего радиуса.

Распределение капель по размерам. Число капель (или их доля) больше или меньше заданного размера. Часто говорят «накопленная повторяемость капель».

Спектр облачных капель. Плотность распределения капель по размерам. Определяемая из опыта (или теоретически) зависимость числа капель в единичном объеме облака, приходящихся на единичный интервал размеров, от их размера.

Спонтанное замерзание. Почти одновременное самопроизвольное замерзание облачных капель при достижении определенной достаточно низкой температуры (обычно около —41 °С).

Эффективность захвата. Мера скорости роста размеров капель или других частиц атмосферного аэрозоля за счет слияния друг

с другом при столкновениях, вызванных броуновским движением, турбулентностью и т. д.

Эффективность слияния. Вероятность слияния двух капель (движущихся с неодинаковыми скоростями) при их соприкосновении. Зависит от относительной скорости сближения, размеров капель, их заряда и т. п.

Эффективность столкновения. Вероятность встречи (зацепления) двух капель облаков или осадков; зависит от их размеров, зарядов, турбулентности и др.

Ядро конденсации (см. П.1.1).

П.1.5. Оптика облаков

Альбедо однократного рассеяния (вероятность выживания кванта) Λ. Определяется соотношением

$$\Lambda = C_p/C_o = K_p/K_o = \alpha_p/\alpha_o,$$

где K_p и K_o — фактор эффективности, C_p и α_p, C_o и α_o — сечение и показатель рассеяния и ослабления соответственно.

Безразмерные, или нормированные интенсивности (см. параметры безразмерной интенсивности).

Вектор-параметр Стокса. Параметры вектора (I, Q, U, V) определяются через компоненты вектора напряженности электрического поля ($E_\parallel$, $E_\perp$):

$$I = |E_\parallel|^2 + |E_\perp|^2,$$
$$Q = |E_\parallel|^2 - |E_\perp|^2,$$
$$U = -2\,\mathrm{Re}(E_\parallel E_\perp^*),$$
$$V = -2\,\mathrm{Im}(E_\parallel E_\perp^*).$$

Здесь звездочка означает комплексное сопряжение. Вектор-параметр Стокса дает полное описание поля электромагнитного излучения. Первый параметр I представляет собой интенсивность излучения. Иногда вместо компонент I и Q используют компоненты $I_\parallel = E_\parallel E_\parallel^*$ и $I_\perp = E_\perp E_\perp^*$ соответственно. Компоненты вектора-параметра Стокса не содержат фазы падающего излучения и могут быть использованы для описания и некогерентного излучения. В последнем случае

$$I^2 \geqslant Q^2 + U^2 + V^2.$$

Равенство возможно только в случае полностью поляризованного излучения. Для полностью неполяризованного излучения $Q = U = V = 0$.

Вероятность выживания кванта (см. альбедо однократного рассеяния).

Волновое число k. Определяется соотношением

$$k = \frac{2\pi}{\lambda},$$

где λ — длина волны излучения.

Индикатриса рассеяния $i_n(\theta, \varphi)$.* Плотность вероятности рассеяния излучения частицей или элементарным объемом в направлении (θ, φ). Удовлетворяет условию нормировки:

$$\int_0^{2\pi}\int_0^{\pi} i_n(\theta, \varphi)\sin(\theta)\,d\theta\,d\varphi = 1.$$

Интенсивность излучения I.** Поток лучистой энергии в телесном угле $d\Omega$ с осью $\mathbf{r}$, проходящей через элементарную площадку ds, находящуюся в точке пространства M и имеющую нормаль, направленную вдоль направления распространения излучения $\mathbf{r}$ в интервале длин волн $d\lambda$. Безразмерная (i_j) интенсивность излучения пропорциональна интенсивности излучения рассеянного частицей в произвольном направлении (θ, φ) и определяется через компоненты матрицы перехода S_j:

$$i_j = S_j S_j^*.$$

Здесь звездочка означает комплексное сопряжение, $j = 1, 2, 3, 4$. Как правило, рассеянное излучение представляется в сферической системе координат, ось z которой совпадает с направлением распространения падающего излучения, θ — угол рассеяния, φ — азимутальный угол, отсчитываемый от некоторого направления, которое зависит от конкретной геометрии рассеяния и ориентации частиц (несферических).

Для сферических частиц параметры i_1 и i_2 пропорциональны интенсивности излучения, поляризованного соответственно перпендикулярно и параллельно плоскости рассеяния, параметры i_3 и i_4 равны нулю. Величины i_1 и i_2 являются функцией только угла θ; при этом

$$i_1(\theta = 0) = i_2(\theta = 0),$$
$$i_1(\theta = \pi) = i_2(\theta = \pi).$$

В случае неполяризованного излучения используется параметр $i = (i_1 + i_2)/2$, величина которого нормирована:

$$\int_0^{\pi} i(\theta)\sin\theta\,d\theta = K_p x^2/2,$$

где K_p — фактор эффективности рассеяния, x — параметр Ми. Для несферической частицы зависимость i_j только от θ имеет место

* В англоязычной литературе для индикатрисы рассеяния часто используется обозначение $P/4\pi$.

** Термин не имеет четкого светотехнического обоснования. В англоязычной литературе часто используется термин «irradiance» вместо «intensity».

лишь при осреднении по ее случайной хаотической ориентации в пространстве, иначе $i_j = i_j(\theta, \varphi)$.

Комплексный показатель преломления $m = n - i\varkappa$. Одна из важнейших характеристик вещества, описывающая взаимодействие частицы с излучением. Вещественная часть n определяет сдвиг фазы волны, прошедшей сквозь вещество, относительно фазы волны, распространяющейся вне вещества. Мнимая часть $\varkappa$ характеризует поглощение излучения веществом.

Коэффициент асимметрии индикатрисы рассеяния η. Отношение потока, рассеянного в переднюю полусферу, к потоку, рассеянному в заднюю полусферу:

$$\eta = \int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} i_{\text{н}}(\theta, \varphi) \sin\theta \, d\theta \, d\varphi \Big/ \int_0^{2\pi} \int_{\frac{\pi}{2}}^{\pi} i_{\text{н}}(\theta, \varphi) \sin\theta \, d\theta \, d\varphi,$$

где $i_{\text{н}}$ — индикатриса рассеяния.

Линейное деполяризационное отношение D. Характеризует изменение состояния поляризации рассеянного излучения. Для излучения, поляризованного перпендикулярно плоскости рассеяния,

$$D_\perp = \frac{A_{11} - A_{12} + A_{21} - A_{22}}{A_{11} + A_{12} + A_{21} + A_{22}},$$

а для излучения, поляризованного в плоскости рассеяния,

$$D_\parallel = \frac{A_{11} + A_{12} - A_{21} - A_{22}}{A_{11} - A_{12} - A_{21} + A_{22}},$$

где A_{ij} — компоненты матрицы рассеяния. В случае сферических частиц

$$D_\perp(\theta) = D_\parallel(\theta) = D(\theta) = 0,$$

в случае несферических частиц при хаотической ориентации в пространстве

$$D_\perp(\theta = 0) = D_\parallel(\theta = 0) = D(\theta = 0),$$

$$D_\perp(\theta = \pi) = D_\parallel(\theta = \pi) = D(\theta = \pi),$$

где θ — угол рассеяния.

Матрица перехода **S**. Матрица, обеспечивающая переход от вектора напряженности электрического поля $\mathbf{E}^0$ падающего излучения к вектору напряженности электрического поля рассеянного излучения **E**:

$$\begin{vmatrix} E_\parallel \\ E_\perp \end{vmatrix} = \exp(-ikr) \frac{1}{ikr} \begin{vmatrix} S_2 & S_3 \\ S_4 & S_1 \end{vmatrix} \begin{vmatrix} E_\parallel^0 \\ E_\perp^0 \end{vmatrix},$$

где S_j — компоненты матрицы перехода (безразмерные комплексные величины, зависящие от оптических свойств рассеивающей частицы), k — волновое число, r — расстояние от рассеивателя до точки наблюдения.

Для сферических частиц

$$S_1(\theta = 0) = S_2(\theta = 0),$$

$$S_1(\theta = \pi) = S_2(\theta = \pi),$$

$$S_3(\theta) = S_4(\theta) = 0,$$

где θ — угол рассеяния.

Для несферических частиц указанные равенства не выполняются.

Матрица рассеяния, или преобразования **A**. Матрица, обеспечивающая переход от вектора-параметра Стокса падающего излучения (I^0, Q^0, U^0, V^0) к вектору-параметру Стокса рассеянного излучения (I, Q, U, V):

$$\begin{vmatrix} I \\ Q \\ U \\ V \end{vmatrix} = \mathbf{A} \begin{vmatrix} I^0 \\ Q^0 \\ U^0 \\ V^0 \end{vmatrix}.$$

Матрица **A** имеет 16 компонентов, каждый из которых является вещественным числом.

Компоненты матрицы рассеивания A_{ij} нормированы на единицу:

$$\int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} A_{ij} \sin\theta \, d\theta \, d\varphi = 1,$$

где $i, j = 1, 2, 3, 4$.

Физический смысл отдельных компонентов матрицы рассеяния подробно рассмотрен в [3]. Компонент A_{11} является индикатрисой рассеяния для неполяризованного излучения. Для сферических частиц **A** имеет вид

$$\mathbf{A} = \begin{vmatrix} A_{11} & A_{12} & 0 & 0 \\ A_{12} & A_{11} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & A_{33} & A_{34} \\ 0 & 0 & A_{34} & A_{33} \end{vmatrix},$$

что совместно с соотношением

$$A_{11}^2 = A_{12}^2 + A_{33}^2 + A_{34}^2$$

приводит только к трем независимым компонентам. Для несферических частиц с произвольной ориентацией в пространстве матрица рассеяния содержит 16 независимых компонентов [3].

Напряженность электрического поля E. Обычно представляется в виде суммы параллельной ($E_\parallel \mathbf{e}_\parallel$) и перпендикулярной ($E_\perp \mathbf{e}_\perp$) к плоскости рассеяния компонент:

$$\mathbf{E} = E_\parallel \mathbf{e}_\parallel + E_\perp \mathbf{e}_\perp,$$

где $\mathbf{e}_\perp$ и $\mathbf{e}_\parallel$ — единичные векторы, направленные соответственно перпендикулярно и параллельно плоскости рассеяния.

Оптическая толщина мутной среды τ. Определяется выражением

$$\tau = \int_0^l \alpha_0 \, dl,$$

где l — толщина слоя, α_0 — показатель ослабления излучения. При условии применимости закона Бугера * τ определяет ослабление интенсивности излучения, прошедшего в мутной среде путь l.

Оптически «мягкие» частицы. Частицы, вещество которых имеет комплексный показатель преломления $m_в$, близкий к комплексному показателю преломления окружающей среды $m_с$, т. е. $|m_в - m_с| \ll 1$.

Параметр дифракции (параметр Ми для сферических частиц) x. Определяется соотношением

$$x = ka,$$

где a — некоторый размер частицы (для сферических частиц a — радиус), k — волновое число.

Параметр Ми (см. параметр дифракции).

Параметры Стокса (см. вектор-параметр Стокса).

Плоскость рассеяния. Плоскость, которая содержит векторы распространения падающего и рассеянного излучения.

Показатель направленного светорассеяния K_θ **. Связан с индикатрисой рассеяния $i_п$ соотношением [13]

$$K_\theta = i_п \alpha_р,$$

где $\alpha_р$ — показатель рассеяния.

Показатели рассеяния $\alpha_р$, *поглощения* $\alpha_п$, *ослабления* α_0. Величины, обратные расстоянию, на котором поток излучения, образующего параллельный пучок, ослабляется за счет соответственно рассеяния, поглощения или суммарного ослабления в среде в e раз [11].

---

* В литературе его часто называют законом Бугера—Ламберта—Бэра.

** Иногда называется коэффициентом направленного светорассеяния.



Облако кучево-дождевое лысое (Cb calv.).

Фото Х. Блюстайна (H. Bluestein, Oklahoma, U. S. A.), по Международному атласу облаков ВМО (International Cloud Atlas, WMO), т. 2, 1987 (Атл. ВМО).



Мощные кучевые облака (Cu cong.).
Фото с самолета А. В. Агеева.

Мощные кучевые облака (Cu cong.) на фоне слоев высоко-кучевых (Ac).
Фото с самолета Л. А. Александрова.





Кучево-дождевое облако с наковальней (Cb inc.).
Фото с самолета А. В. Агеева.

Натекающие высокослоистые волнистые облака (As und.); под ними кучевые облака средние и разорванные (Cu med., Cu fr.).
Фото В. В. Быкова.





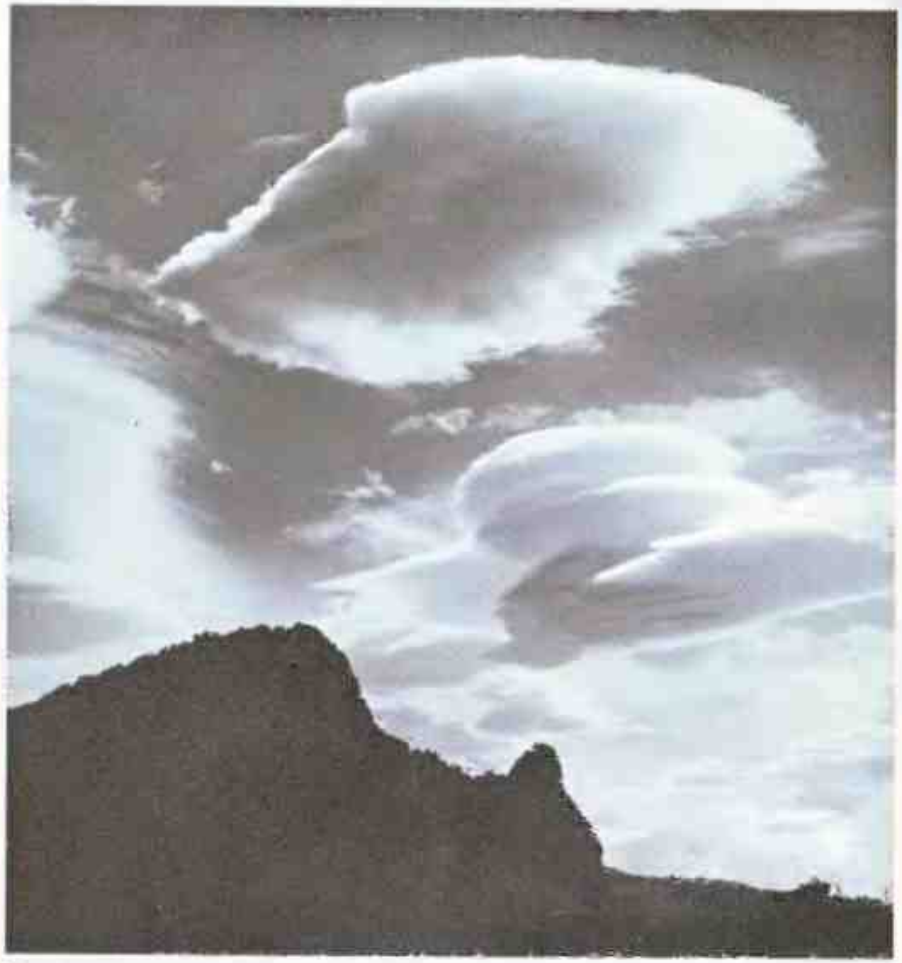
Кучевые облака хорошей погоды и кучевые разорванные облака (Cu hum., Cu fr.).
Фото Т. Бержерона (T. Bergeron, Sweden), по Атл. ВМО.

Кучевые средние и кучевые разорванные облака (Cu med., Cu fr.).
Фото М. Мезена (M. Mézin, France), по Атл. ВМО.

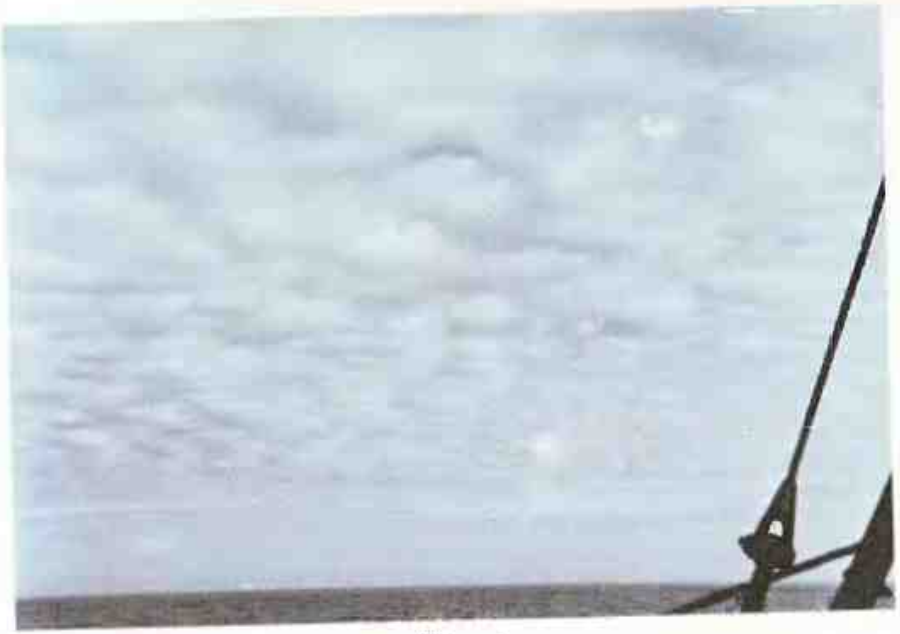




Кучево-дождевое лысое облако с вымеобразными формированиями под наковальней (Cb calv., mammatus).
Фото Х. Блюстейна (H. Bluestein, Oklahoma, U. S. A.), по Атл. ВМО.



Орографические высококучевые чечевицеобразные облака (Ac lent.).
Фото Т. Н. Бибиковой.



Слоисто-кучевые просвечивающие облака (Sc trans.).
Фото В. С. Самойленко.

Слоисто-кучевые плотные облака (Sc op.). Виден просвет в облаках, образовавшийся после воздействия углекислотой. Нижнее солнце (яркое пятно) свидетельствует о появлении кристаллов.
Фото А. В. Агеева.





Пример превращения мощного кучевого облака (Cu cong.) (наиболее высокая вершина на верхнем фото) в кучево-дождевое лысое облако (Cb calv.)(в центре нижнего фото).
Фото Х. Блюстайна (H. Bluestein, Oklahoma, U. S. A.), по Атл. ВМО.





Слоисто-кучевые просвечивающие облака (Sc trans.).
Фото А. Аллерса (A. J. Aalders/KNMI, the Netherlands), по Атл. ВМО.

Слоистые туманообразные облака (St neb.)
Фото Р. Холле (R. L. Holle, Colorado, U. S. A.), по Атл. ВМО.





Высококучевые просвечивающие облака (Ac trans.), под ними кучевые разорванные (Cu fr.).
Фото Т. Н. Бибикова.

Перистые перепутанные облака (Ci int.) и перистые коттевидные (Ci unc.).
Фото В. В. Быкова.





Перистые коттевидные облака (Ci unc.).
Фото В. С. Самойленко.



Высокослоистые просвечивающие облака (Ac trans.).
Фото Р. Боле (R. Beaulieu, France), по Атл. ВМО.

Высокослоистые волнистые облака (As und.).
Фото А. Алдерса (A. J. Aalders/KNMI, the Netherlands), по Атл. ВМО.

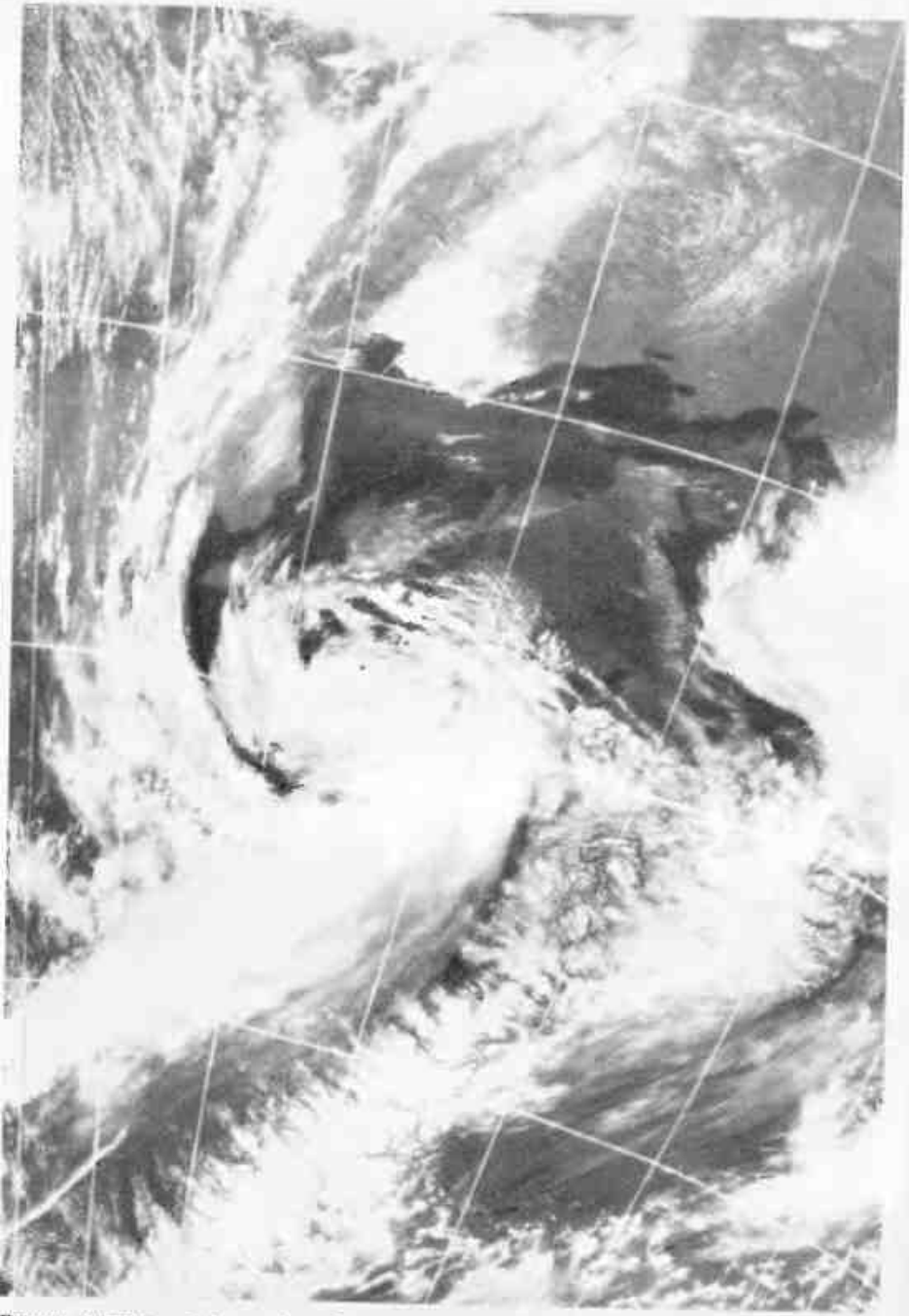




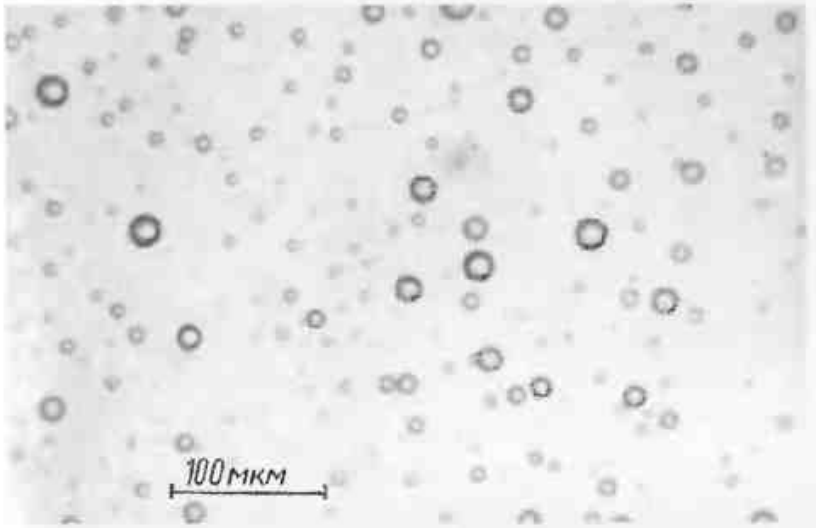
Высококучевые волнистые облака (Ac und.).
Фото А. Вио (A. Viaut, France), по Атл. ВМО.

Перистые когтевидные облака (Ci unc.) и перисто-слоистые (Cs).
Фото Р. Пилсбери (R. K. Pilsbury, U. K.), по Атл. ВМО.



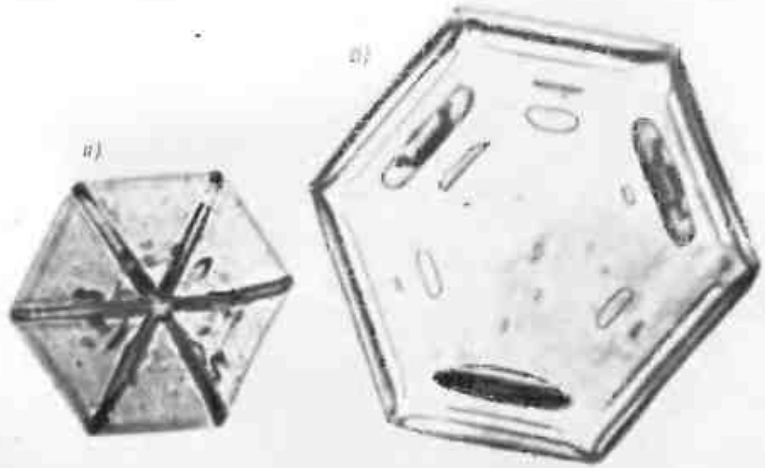


Пример спутниковой фотографии облаков (северное полушарие), полученной 13 мая 1975 г.



Примеры пробы облачных капель, взятой на стеклянную пластинку, покрытую смесью касторового масла с вазелином.

Примеры облачных кристаллов.
а) пластинчатые формы, *б)* столбчатые формы.





Молния из кучево-дождевого облака.
Фото Х. Блюстайна (H. Bluestein, Oklahoma, U. S. A.), по Атл. ВМО.

Величины $\alpha_р$, $\alpha_п$ и $\alpha_{ор}$ описываются соотношениями

$$\alpha_р = \sum_i N_i C_p^i,$$

$$\alpha_п = \sum_i N_i C_п^i,$$

$$\alpha_{ос} = \sum_i N_i C_о^i,$$

где N_i — концентрация частиц, диаметр (для сферических), форма, размеры и ориентация в пространстве (для несферических) которых одинакова; $C_р$, $C_п$, $C_о$ — сечения соответственно рассеяния, поглощения или ослабления отдельными частицами.

Поток энергии излучения. Средняя мощность электромагнитного (в частности, светового) излучения за время, значительно большее периода колебаний.

Сечения рассеяния $C_р$, *поглощения* $C_п$, *ослабления* $C_о$. Отношение потока излучения, соответственно рассеянного частицей во всех направлениях, поглощенного частицей или изъятого из потока падающего излучения за счет рассеяния и поглощения вместе, к потоку излучения, падающего на единичную площадку сечения частицы. Очевидно, что $C_о = C_р + C_п$.

Для неполяризованного излучения

$$C_о = \frac{2\pi}{k^2} \operatorname{Re}[S_1(\theta = 0) + S_2(\theta = 0)],$$

$$C_р = \frac{1}{k^2} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} i(\theta, \varphi) \sin\theta \, d\theta \, d\varphi,$$

где S_1, S_2 — компоненты матрицы перехода, i — безразмерная интенсивность рассеяния, k — волновое число. Для частично поляризованного излучения выражения для определения $C_о$ и $C_р$ даны в [6].

Средний косинус рассеяния излучения $\langle\cos\theta\rangle$. Определяется соотношением

$$\langle\cos\theta\rangle = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} i_п(\theta, \varphi) \cos\theta \sin\theta \, d\theta \, d\varphi,$$

где $i_п$ — индикатриса рассеяния излучения.

Степень поляризации излучения P. Отношение компонентов матрицы рассеяния:

$$P = -A_{12}/A_{11}.$$

Для сферических частиц

$$P(\theta = 0) = P(\theta = \pi) = 0,$$

где θ — угол рассеяния.

Угол рассеяния θ — угол между направлениями распространения падающего и рассеянного на частице или элементарном объеме излучения.

Факторы эффективности рассеяния $K_р$, поглощения $K_п$ и ослабления $K_о$. Безразмерные величины, представляющие собой нормированные на площадь геометрической тени рассеивающей частицы (частиц) S значения сечений рассеяния и поглощения и ослабления соответственно:

$$K_р = C_р/S,$$
$$K_п = C_п/S,$$
$$K_о = C_о/S.$$

П.1.6. Радиационные характеристики облачной атмосферы

Определения радиационных характеристик атмосферы встречаются в ряде специальных изданий [8, 10], в монографиях по радиации, в учебниках по метеорологии, а также в ряде статей, посвященных измерению поля радиации в атмосфере (см. список литературы к главе 9). К сожалению, эти определения не всегда совпадают, и от читателя требуется четкое понимание приводимых экспериментальных значений. Ниже приводятся определения основных радиационных характеристик, сведения о которых содержатся в главе 9.

Альбедо. В актинометрии отношение потока коротковолновой радиации (0,3—4 мкм) $F\uparrow$, выходящей из полусферы через плоскую поверхность, к потоку радиации $F\downarrow$, падающему на эту же поверхность с противоположной полусферы:

$$A = F\uparrow/F\downarrow. \qquad (1)$$

Такая формулировка предполагает отсутствие источника снизу и включает в поток $F\uparrow$ как отраженную, так и рассеянную радиацию, пришедшую снизу.

Обычно альбедо подстилающей поверхности $A_п$ определяется на высоте 1,5 м над исследуемой поверхностью Земли; альбедо облаков $A_{вг}$ — у верхней границы облаков; альбедо (нижележащих слоев) в атмосфере $A(z)$ измеряется на высоте z по прохождению радиации через горизонтальную поверхность.

При рассмотрении альбедо облаков («облачного слоя») в тех случаях, когда исключается влияние подстилающей земной поверхности (что эквивалентно ситуации, когда $A_п = 0$), говорят об «истинном альбедо облаков».

Высота солнца. При радиационных измерениях за высоту солнца принимается угол солнца относительно горизонта $h_\odot$, где $\odot$ — символ Солнца. Степень покрытия солнечного диска облаками передается следующими обозначениями:

$\odot^2$ — на солнечном диске и по крайней мере в зоне 5° вокруг

него не заметно следов облаков, тумана или клубов дыма, пыли; зона 5° (10 диаметров солнца) приблизительно соответствует ширине ладони вытянутой руки;

$\odot^\circ$ — солнце слабо просвечивает сквозь слой плотных облаков; тени от предметов неразличимы; нацелить трубку актинометра на солнце невозможно;

$\odot$ — солнце просвечивает сквозь облако, туман или клубы дыма; тени от предметов (в том числе от экранов затенителей) и кольца актинометра различимы, трубку актинометра можно нацелить на солнце;

$\oplus$ — окрестности освещены солнцем, но приборы на самой площадке затеняются местными предметами;

П — солнечного диска не видно сквозь плотные облака;

— — — диск солнца не виден вследствие большой закрытости горизонта.

Коэффициент яркости r. Отношение интенсивности радиации, измеренной в узком телесном угле, к интенсивности радиации, отраженной в тот же телесный угол абсолютно белой поверхностью (r может быть выражено в процентах). Коэффициент яркости облачности зависит от телесного угла измерения, вертикального и горизонтального угла относительно солнца, удаления от границы облачности, количества облаков, структуры верхней границы облаков и др.

Коэффициент поглощения облачными слоями коротковолновой (0,3—4 мкм) *или длинноволновой* (4—100 мкм) *радиации.* Отношение доли поглощенной облаком радиации к радиации, падающей на него из полусферы.

Пропускание коротковолновой радиации облачным слоем. Отношение потока радиации, прошедшего через облако, к потоку падающей на него радиации.

Прямая солнечная радиация. Радиация, поступающая к земной поверхности непосредственно от солнца и околосолнечной зоны радиусом 5°. Она измеряется на поверхности, перпендикулярной направлению солнечных лучей и обозначается, как правило, буквой S. Прямая солнечная радиация за пределами атмосферы, падающая на единицу площади за единицу времени называется солнечной постоянной (S_0).

Рассеянная солнечная радиация D. Радиация, поступающая на горизонтальную поверхность от всех точек небесного свода (с полусферы) за исключением диска солнца и околосолнечной зоны радиусом 5°, в результате рассеяния солнечной радиации молекулами атмосферных газов, водяными каплями или ледяными кристаллами облаков и твердыми частицами, взвешенными в атмосфере.

Скорость радиационного изменения температуры воздуха (°С/ч). Радиационное выхолаживание или радиационное нагревание в единицу времени:

$$\frac{dT}{dt} = -\frac{1}{c_p \rho}\frac{dF}{dz}, \qquad (2$$

где C_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении, ρ — плотность воздуха, dF/dz — изменение притока тепла по высоте. На практике для расчета $\Delta T/\Delta t$ (°С/ч) используется формула

$$0 = 0{,}351 \frac{\Delta F}{\Delta p}, \qquad (3)$$

где ΔF — в Вт/м², а Δp — в гекто-паскалях.

Если ΔF измеряется в кал/(см²·мин) (устаревшие единицы), а Δp — в гПа, то расчет проводится по формуле

$$0 = \frac{\Delta T}{\Delta t} = 245 \frac{\Delta F}{\Delta p}. \qquad (4)$$

Суммарная радиация $Q(n)$. Поток КВР, поступающий на горизонтальную поверхность. Этот поток включает в себя прямую солнечную (S) и рассеянную (D) радиацию, прошедшую сквозь облачный слой. Обычно рассматривается относительная суммарная радиация

$$Q^* = \frac{Q(n)}{Q_0}, \qquad (5)$$

где Q_0 — радиация, которая достигла бы поверхности Земли при отсутствии облаков.

Эффективная излучательная способность облаков (подстилающей поверхности) ε. Характеризует долю, которую составляет излучение облака от излучения черного тела, находящегося при температуре облака:

$$F = \varepsilon \sigma T^4, \qquad (6)$$

где σ — постоянная Стефана—Больцмана, а T — температура (К).

П.1.7. Электрические характеристики облаков и атмосферы

Атмосферные ионы. Подразделяются на легкие, средние и тяжелые ионы.

Легкие ионы. Обычно представляют собой отдельную заряженную молекулу, окруженную группой из нескольких (10—15) нейтральных молекул. Размер их составляет $\approx 10^{-9}$ м, подвижность ≈ 1—2 см²·с$^{-1}$·В$^{-1}$. При нормальных условиях средняя подвижность положительных ионов $\approx 1{,}4$ см²·с$^{-1}$·В$^{-1}$, а отрицательных $\approx 1{,}9$ см²·с$^{-1}$·В$^{-1}$. Реальная подвижность характеризуется некоторым разбросом по отношению к средним значениям.

Средние ионы. Группы из нескольких тысяч молекул, размер которых составляет $\approx 10^{-8}$ м и обладают подвижностью $\approx 10^{-1} - 10^{-3}$ см²·с$^{-1}$·В$^{-1}$.

Тяжелые ионы. Размер их составляет $\approx 10^{-7}$ м, подвижность — $\approx 10^{-3} - 10^{-4}$ см²·с$^{-1}$·В$^{-1}$. Образуются обычно за счет оседания легких ионов на частицах аэрозоля.

Интенсивность ионообразования I. Определяются числом пар ионов, образующихся в единицу времени в единичном объеме воздуха. В системе СИ измеряется в пА/м³ (в литературе чаще используется единица см$^{-3}$·с$^{-1}$).

Концентрация ионов. Число ионов в единице объема; измеряется в м$^{-3}$ (в литературе чаще — см$^{-3}$). Число легких ионов обозначается n, тяжелых — N. Обычно положительным ионам приписывается индекс «1» (n_1, N_1), отрицательным — индекс «2» (n_2, N_2).

Напряженность электрического поля в данной точке атмосферы. Сила, действующая на единичный положительный заряд, помещенный в эту точку. Вектор напряженности направлен по нормали к изопотенциальной поверхности. Направление напряженности электрического поля в атмосфере к Земле принято считать положительным.

Обычно вектор напряженности электрического поля обозначают Е, а его составляющие по осям координат — E_x, E_y, E_z. Измеряется в В/м.

Объемные заряды в атмосфере. Несбалансированная часть заряда в объеме воздуха. Если заряды отрицательных и положительных ионов равны друг другу, то объемный заряд равен нулю. Заряд большой области атмосферы (например, объема облака или части облака) обозначается буквой Q и измеряется в кулонах (Кл). Чаще рассматривается заряд в единичном объеме, т. е. плотность объемного заряда, которая обозначается через ρ и измеряется в Кл/м³.

Подвижность ионов. Средняя скорость движения ионов в электрическом поле с напряженностью, равной единице. Обозначается обычно w, измеряется в см²·с$^{-1}$·В$^{-1}$ (в системе СИ — в м²·с$^{-1}$·В$^{-1}$). Подвижность атмосферных ионов зависит от газового состава и плотности, $w\rho = \text{const}$. При заданной температуре подвижность ионов обратно пропорциональна давлению газа (p), так что в широком диапазоне изменения давления выполняется соотношение $wp = \text{const}$. Зависимость подвижности от давления и температуры имеет вид

$$w(\rho, T) = w_0(\rho_0, T_0) \frac{\rho_0}{\rho} \frac{T}{T_0}$$

(индекс 0 относится к значениям на уровне Земли).

Значительное влияние на подвижность ионов оказывает наличие в воздухе молекул водяного пара, которые могут присоединяться к ионам. Так, при изменении относительной влажности от 0 до 100 % подвижность отрицательных ионов уменьшается на 20 % (подвижность положительных ионов при этом изменяется мало).

Потенциал электрического поля атмосферы. Равен работе, необходимой для перемещения единичного положительного заряда из бесконечности в данную точку атмосферы. Потенциал определяется с точностью до постоянной и принято считать, что у по-

верхности Земли он равен нулю. Обозначается обычно V, измеряется в вольтах (В) и киловольтах (кВ). Вообще говоря, меняется в атмосфере от точки к точке.

Электрические заряды облачных частиц и частиц осадков. Количество электричества, находящегося на соответствующих частицах. Заряды облачных частиц обозначаются обычно через q_+ и q_- (положительные и отрицательные). Заряды частиц осадков обозначаются через Q_+ и Q_-. Единица измерения — кулон (Кл). В учении об атмосферном электричестве при измерении зарядов на частицах часто используют внесистемную единицу — элементарный заряд (эл. зар.), указывающий на число единичных элементарных зарядов на рассматриваемой частице.

Важной характеристикой является отношение заряда, находящегося на частице, к ее радиусу. Обозначается через q/r и измеряется в Кл/м.

Электрические токи в атмосфере. Представляют собой направленное движение атмосферных ионов под действием электрических или механических (конвективные, турбулентные потоки) сил.

В физике атмосферы рассматривается обычно электрический ток, проходящий через единичную площадь (т. е. плотность тока), который обозначается через i и измеряется в А/м² или в пА/м².

Электропроводность атмосферы. Способность атмосферного воздуха проводить электричество, обусловленная наличием и движением в нем ионов обоих знаков. В атмосфере рассматривается обычно удельная электропроводность, т. е. электропроводность единичного объема воздуха. Полярные положительная и отрицательная электропроводности воздуха обозначаются соответственно λ_1 и λ_2, суммарная электропроводность — λ_Σ. Если рассматривается электропроводность воздуха вблизи поверхности Земли, то употребляется дополнительно индекс 0 (например, λ_{Σ_0}). Единица измерения — См/м; в атмосфере электропроводность измеряется в единицах фСм/м $= 10^{-15}$ См/м.

П.1.8. Радиолокационные характеристики облаков и метеорологических радиолокационных станций (МРЛС)

Высота границ радиоэха облаков. Максимальная (минимальная) высота радиоэха, определенная на индикаторах МРЛС. Верхняя граница радиоэха будет соответствовать верхней границе облаков, если выполняется условие $Z(H_{\text{вг}}) \geqslant Z_{\min}(R)$, где $Z(H_{\text{вг}})$ — отражаемость на верхней границе облака, R — расстояние от границы облака до МРЛ, а $Z_{\min}(R)$ — минимально обнаружимая отражаемость на этом расстоянии.

Большой диапазон изменения Z в верхних слоях облаков приводит к тому, что верхняя граница радиоэха может совпадать с верхней границей облаков, а может располагаться выше или

ниже. Иногда для определенности за верхнюю границу радиоэха облаков принимают высоту изолинии эквивалентной радиолокационной отражаемости $Z_э = 30$ дБZ или $Z_э = 23$ дБZ. В подавляющем большинстве радиолокационных исследований облачности за высоту H облаков принимают высоту контура изоэха с $Z = Z_{\min}(R)$.

Дифференциальная отражаемость. Понятие введено для МРЛС, имеющих двойную поляризацию [51]:

$$Z_{DR} = \frac{Z_г}{Z_в}, \tag{1}$$

или

$$Z_{DR} = 10 \lg \left(\frac{Z_г}{Z_в} \right) \text{дБZ}, \tag{2}$$

где $Z_г$ и $Z_в$ — радиолокационная отражаемость при горизонтальной и вертикальной поляризациях электромагнитного излучения (мм⁶/м³).

Импульсный объем. Объем пространства, из которого сигналы, отраженные находящимися в нем метеоцелями, поступают в систему МРЛС одновременно. Импульсный объем v определяется формулой

$$v = \frac{\pi}{16 \ln 2} R^2 \theta_0 \varphi_0 h. \tag{3}$$

Здесь R — удаление импульсного объема от радиолокатора (м), θ_0 и φ_0 — ширина диаграммы направленности антенны по точкам половинной мощности в двух взаимно перпендикулярных плоскостях (рад), h — пространственная протяженность зондирующего импульса (м).

Коррекция мощности отраженных сигналов на расстояние. Учет уменьшения средней мощности отраженных сигналов с увеличением расстояния пропорционально квадрату расстояния.

Мощность средняя отраженного сигнала. Средняя мощность сигнала от импульсного объема, принятого антенной МРЛС.

Отражаемость облаков и осадков радиолокационная (Z). Величина, характеризующая отражающие свойства единичного объема облака или осадков. Описывается формулой

$$Z = \frac{\lambda^4}{\pi^5} \eta. \tag{4}$$

Здесь λ — длина волны (м), η — удельная площадь обратного рассеяния облаков и осадков (м$^{-1}$). Если отражающие частицы имеют сферическую форму, то

$$Z = \frac{\sum d^6}{v_э}, \tag{5}$$

где суммирование идет по всем частицам объема $v_э$. Диапазон изменения Z в облаках и осадках заключен в пределах от $Z_{\min} = 10^{-5}$ мм⁶/м³ до $Z = 10^7$ мм⁶/м³. В практике радиолокационных

метеонаблюдений отражаемость облаков и осадков выражают в мм^6/м^3 или дБZ относительно $Z_0 = 1$ мм^6/м^3. Связь между значениями отражаемости, выраженными в различных единицах, описывается формулами (если Z — в мм^6/м^3, Z' — в м^3, Z'' — в см^3, а Z''' — в дБZ):

$$Z = 10^{18} Z' = 10^{12} Z'', \tag{6}$$

$$Z''' = 10 \lg (Z/Z_0), \tag{7}$$

$$Z = 10^{0,1 Z'''}. \tag{8}$$

Во многих работах Z определяется не через диаметр d, а через радиус частиц a. Такую отражаемость будем обозначать через Z_a:

$$Z_a = Z/64, \quad \text{или} \quad Z_a\,(\text{дБ}Z) = Z\,(\text{дБ}Z) - 18. \tag{9}$$

В десятичных логарифмах

$$\lg Z_a = \lg Z - 1{,}8. \tag{10}$$

Отражаемость эквивалентная радиолокационная ($Z_э$). Характеризует свойства единичного объема облака или осадков и равна отражаемости капельного облака, формирующего равный по амплитуде отраженный сигнал. Величина $Z_э$ определяется формулой

$$Z_э = \frac{\lambda^4 \eta}{\pi^5 \left| \dfrac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2}, \tag{11}$$

где m — комплексный показатель преломления водяных частиц в диапазоне радиоволн МРЛС, для них

$$\left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 = K_в^2 = 0{,}93.$$

Для льда, согласно [53(11)], $K_л^2$ может изменяться от 0,176 до 0,208; обычно принимают $K_л^2 = 0{,}197$.

Таким образом, для водяных частиц $Z_э = Z$. Для ледяных частиц

$$Z_э = \frac{K_л^2}{K_в^2} Z. \tag{12}$$

С учетом диапазона изменения $K_л^2$ для ледяных частиц

$$Z_э = (0{,}189 \ldots 0{,}224)\, Z, \tag{13}$$

или в децибелах

$$Z_э = Z - (7{,}2 \ldots 6{,}5). \tag{14}$$

Для частиц, отличных от рэлеевских, имеем

$$Z_э = 3{,}52 \cdot 10^9 \eta \lambda^4, \tag{15}$$

где η — в см$^{-1}$ и λ в сантиметрах.

Площадь радиоэха облаков (s) — площадь обнаружимого, т. е. фактического радиоэха облаков и осадков при заданных параметрах МРЛС либо площадь радиоэха, на внешнем контуре которого задается величина $Z_э$, равная обычно 18, 23 и 30 дБZ. В каждом конкретном случае оговаривается, что понимается под площадью радиоэха или осадков, измеренных на МРЛС. Во многих статьях, однако, под s подразумевают площадь, ограниченную изолиниями $Z = Z_{\min}(R_{\max})$, где $R_{\max}$ — максимальный радиус обзора МРЛС при заданных технических параметрах.

Потенциал МРЛС. Параметр, характеризующий эффективность МРЛС в обнаружении метеоцелей. Определяется по формуле

$$П_м = \frac{\pi^3}{4^5 \ln 2} \frac{P_{пер} G_0^2 \theta_0 \varphi_0 h K_{ав}}{P_{пр.\,min} \lambda^2}. \tag{16}$$

Здесь $P_{пр.\,min}$ — минимально обнаружимая мощность отраженного сигнала, $K_{ав}$ — коэффициент полезного действия антенно-волноводного тракта на прием и передачу, $h = c\tau$ — пространственная протяженность зондирующего импульса.

В табл. 1 (П.1.8) приведены сравнительные показатели основных параметров МРЛС.

Таблица 1 (П.1.8)

Таблица сравнительных показателей основных параметров МРЛС, применяемых для штормоповещения и измерения количества осадков

Тип МРЛ	λ см	$P_{пер}$ кВт	$P_{пр\,min}$ дБ/Вт	$\tau_э$ мкс	θ_0°	$П_м$ дБ	$П'_м$ дБ
МРЛ-2	3,2	215	—132	1; 2	0,8	283	53
МРЛ-5 (I канал)	3,2	250	—137	1; 2	1,5	293	59
МРЛ-5 (II канал)	10,0	800	—140	1; 2	1,5	280	55
AN-CPS-9	3,2	250	—134	0,5; 5	1,0	274/284	50/60
AN-FPS-77	5,3	300	—137	2	1,6	282	57
WSR-57	10,0	450	—140	4	2,0	281	56
WSR-74 (I канал)	10,5	500	—134	1; 4	2,0	282	47/53
WSR-74 (II канал)	5,6	250	—134	3	1,5	281	54

Примечание. λ — длина волны, $P_{пер}$ — мощность передатчика, $P_{пр\,min}$ — минимальная чувствительность, $\tau_э$ — длительность зондирующего импульса, θ_0 — ширина диаграммы направленности, $П_м$ — потенциал МРЛ в единицах СИ. Величина $П'_м$ рассчитывается при $P_{пер}$ — в кВт, $P_{пр\,min}$ — в Вт, λ — в см, h — в м, $A_р$ (площадь раскрыва антенны) — в м^2.

Удельная площадь обратного рассеяния облаков или осадков (η). Суммарная эффективная площадь рассеяния единичного объема облака (или осадков), заполненного рассеивающими частицами (каплями, кристаллами и т. д.):

$$\eta = \sum_{i=1}^{N} \frac{\sigma_i}{v_э}, \tag{17}$$

где η — в $м^{-1}$, σ_i — эффективная площадь рассеяния i-й частицей, N — число рассеивающих частиц в эффективном объеме v_0 отражающей области.

Уравнение радиолокации атмосферных образований. Уравнение, связывающее среднюю мощность принятого от метеоцели сигнала с параметрами метеоцели, МРЛС и расстоянием от цели до МРЛС. Имеет следующий вид:

$$P_{пр} = \frac{P_{пер} G_0^2 \theta_0 \varphi_0}{4^5 \ln 2 \pi^2 R^2} \eta \varkappa K_{зап}, \qquad (18)$$

где $P_{пр}$ — средняя мощность принятого сигнала (Вт); $P_{пер}$ — импульсная мощность электромагнитных колебаний, генерируемых передатчиком МРЛС (Вт); G_0 — коэффициент усиления антенны; $\varkappa$ — ослабление радиоволн в атмосфере на пути $2R$; θ_0 и φ_0 — ширина диаграммы направленности антенны по точкам половинной мощности (по уровню 3 дБ) в двух взаимноперпендикулярных плоскостях (рад); R — удаление отражающего объема облаков и осадков от МРЛС (м); $K_{зап}$ — коэффициент заполнения отражающего объема частицами.

Метеорологические радиолокаторы работают в миллиметровом, сантиметровом и дециметровом диапазонах длин радиоволн. При этом для большинства частиц облаков и осадков за исключением града, как правило, выполняются рэлеевские условия рассеяния, когда диаметр частиц много меньше длины волны ($\pi d \ll \lambda$).

Эффективный радиус МРЛС $R_{эф}$. Расстояние, на котором облака обнаруживаются МРЛС с вероятностью не менее 95 % (при отсутствии ослабления радиоволн в атмосфере между МРЛС и облаком и при отсутствии углов закрытия, обусловленных местными предметами в пункте установки МРЛС). Значения эффективных радиусов получены экспериментальным путем на МРЛ-1 и МРЛ-2 [19(11), 23(11)]; они примерно равны для МРЛС, технические параметры которых приведены в табл. 1 (П.1.8).

Для Cb с градом, грозой, ливневым дождем или снегом $R_{эф}$ составляет 150—200 км летом и 50—90 км зимой; для мощных кучевых облаков без осадков $R_{эф}$ равно 40—50 км летом и 10—20 км зимой; для слоисто-дождевых облаков с осадками $R_{эф}$ составляет 90—120 км летом и 60—70 км зимой; для слоистообразной облачности всех ярусов без осадков $R_{эф}$ равно 20—30 км летом и 10—20 км зимой.

П.1.9. Сведения об облаках, помещаемые на синоптических картах

На приземных синоптических картах содержится богатая информация об облачности в пункте наблюдения. Эта информация наносится по стандартной схеме, показанной на рис. 1 (П.1.9).

Таблица 1 (П.1.9)

Синоптический код для описания количества и форм облаков, погодных условий и их обозначения на синоптической карте

Количество облаков: Баллы	Количество облаков: Цифра кода	Условный знак N	W (промежуточная погода)	h м (высота облаков C_L или C_M)	C_L (кучево-дождевые, кучевые и кучево-дождевые)	C_U (кучево-кучевые, высококучевые, слоисто-дождевые)	C_H (перистые, перисто-слоистые, перисто-кучевые)
			Облака				
0	0		Ясно или облаков не более 5 баллов	< 50	Облаков C_L нет	Облаков C_M нет	Облаков C_H нет
1	1		Маловодная облачность	50–100	Cu плоские	As просвечивающие	Ci нитевидные или нитевидные не густо по небу
2–3	2		Облачность более 5 баллов	100–200	Cu средние или мощные	As непросвечивающие или N_S	Ci плотные или хлопьевидные
4	3		Порывы бурь, низовая метель или позёмок	200–300	Cb „лысые"	As просвечивающие или маловодящиеся	Ci плотные из Cb
5	4		Туман или сильная мгла	300–600	Sc из Cu или Cb	As просвечивающие изменяющиеся	Ci нитевидные или хлопьевидные густо по небу
6	5		Морось	600–1000	Sc не из Cu или Cb	As равномерно плотные по небу	Cs (иногда Ci) надвигающиеся (менее 45°)
7–8	6		Дождь	1000–1500	St (кроме St плохой погоды)	As из Cu или Cb	Cs (иногда Ci) надвигающиеся (более 45°)
9	7		Снег или дождь со снегом	1500–2000	St fr или Cu плохой погоды	As имеется в Ac или без них	Cs покрывающие все небо
10	8		Ливневые осадки	2000–2500	Cu и Sc не из Cu или Cb	Ac башенками или хлопьями	Ci неравномерно плотные по небу
Неизвестно	9		Гроза	Облака ниже 2500 нет	Cb волосатые	Ac при хлопотливом виде неба	Cc

Сведения могут быть представлены в виде условных значков или цифр синоптического кода, объяснение которых содержится в табл. 1 (П.1.9). В кружке станции (N) условным значком указывают общее количество облаков, под ним — N_h — количество облаков (в цифрах кода) нижнего, а при их отсутствии среднего ярусов. Кроме того, в ячейке ww приводится характеристика текущей (или за последний час) погоды, а также некоторые сведе-

$(T_E T_E)$	C_H	
TT	C_M	PPP
ww	N	ppa
VV	$C_L N_h$	W
$T_d T_d$	h	(RR)

Рис. 1 (П.1.9). Нанесение данных о погоде около кружка станции на синоптической карте.

$T_E T_E$ — экстремальная (максимальная либо минимальная) температура; C_H, C_M, C_L — форма облаков верхнего, среднего и нижнего ярусов соответственно; TT — температура, PPP — давление воздуха, 10^{-1} гПа; ww — погода в срок наблюдения; N — количество общей облачности, ppa — значение и характеристика барической тенденции; VV — дальность горизонтальной видимости, N_h — количество нижней облачности, W — прошедшая погода; $T_d T_d$ — точка росы; h — высота облаков C_L (или C_M); RR — количество осадков.

ния о характере изменения облачности, а в ячейке w — о погоде, преобладавшей между сроками наблюдений.

П.2. Физические константы и характеристики атмосферного воздуха и воды

Знакомство с физикой облачных процессов [4] и, в частности, с предыдущими главами Справочника свидетельствует о том, что различные параметры облачности могут испытывать большие изменения в пространстве и во времени. Для решения многих прикладных задач, для разного рода практических оценок и расчетов часто достаточно иметь представление о средних значениях и стандартных отклонениях этих параметров. Приведенные здесь физические константы и характеристики воздуха и воды дают возможность читателю проводить различные расчеты, оценки, численное моделирование разного рода процессов в атмосфере на основе данных Справочника, не прибегая к другим источникам. Значения приводимых ниже величин согласованы с Международными метеорологическими таблицами [5].

П.2.1. Физические константы и характеристики атмосферного воздуха

П.2.1.1. Физические постоянные

Универсальная газовая постоянная:

$$R = 8{,}31432 \text{ Дж/(моль} \cdot \text{К)}.$$

Постоянная Больцмана:

$$k = \frac{R}{N} = 1{,}3804 \cdot 10^{-23} \text{ Дж/К}.$$

Элементарный заряд:

$$e = 1{,}602 \cdot 10^{-19} \text{ Кл}.$$

Постоянная Стефана—Больцмана:

$$\sigma = 5{,}6696 \cdot 10^{-8} \text{ Вт/(м}^2 \cdot \text{К}^4\text{)}.$$

Солнечная постоянная:

$$S_0 = 1368{,}4 \text{ Вт/м}^2.$$

П.2.1.2. Характеристики атмосферного воздуха

Газовая постоянная сухого воздуха:

$$R_a = \frac{R}{M_a} = 287{,}05 \frac{\text{Дж}}{\text{кг} \cdot \text{К}}.$$

Относительная молекулярная масса сухого воздуха:

$$M_a = 28{,}964.$$

Элементы «стандартной атмосферы»:

атмосферное давление на уровне моря

$$p_0 = 1013{,}250 \text{ гПа} = 1013{,}250 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2,$$

температура воздуха на уровне моря

$$T_0 = 288{,}15 \text{ К} = 15 \text{ °C},$$

плотность воздуха на уровне моря

$$\rho_0 = 1{,}2250 \text{ кг/м}^3.$$

Так, при $p = 1000$ гПа и $T = 273{,}15$ К (0 °C) плотность воздуха

$$\rho_a = 1{,}2754 \text{ кг/м}^3.$$

Теплоемкость воздуха при постоянном давлении:

$$c_p = 1005 \text{ Дж/(кг} \cdot \text{К)} = 0{,}241 \text{ кал/(г} \cdot \text{К)}.$$

Теплоемкость воздуха при постоянном объеме:

$$C_v = 718 \text{ Дж/(кг} \cdot \text{К)} = 0{,}172 \text{ кал/(г} \cdot \text{К)}.$$

Отношение теплоемкостей:

$$\varkappa = \frac{c_p}{c_v} = \frac{7}{5} = 1{,}4.$$

Виртуальная добавка ΔT_v (о виртуальной температуре влажного воздуха см. п. П.1.2). О значениях ΔT_v для насыщенного влажного воздуха дает представление табл. 1 (П.2.1.2).

Таблица 1 (П.2.1.2)

Виртуальная добавка $\Delta T_v = T_v - T$ (К) для насыщенного влажного воздуха [5]

Давление, гПа	Температура, °С								
	−40	−30	−20	−10	0	10	20	30	40
1000	0,02	0,05	0,12	0,29	0,64	1,32	2,62	4,97	9,03
800	0,02	0,06	0,15	0,36	0,79	1,66	3,29	6,23	11,36
600	0,03	0,08	0,20	0,48	1,05	2,21	4,40	8,36	15,33
400	0,04	0,12	0,30	0,72	1,59	3,33	6,64	12,70	—
200	0,08	0,25	0,60	1,43	3,19	6,73	13,57	—	—

Потенциальная температура θ *сухого воздуха.* Рассчитывается по формуле

$$\theta = T\left(\frac{1000}{p}\right)^{R_a/c_p} \approx T\left(\frac{1000}{p}\right)^{0,2856} \approx T\alpha(p) \approx T + 0{,}98\,(z - z_0)\,10^{-2},$$

где T — температура сухого воздуха (К), p — давление (гПа), z_0 — высота (м), на которой давление равно 1000 гПа. Значения $\alpha(p)$ приведены в табл. 2 (П.2.1.2).

Таблица 2 (П.2.1.2)

Значения множителя $\alpha(p)$

p гПа	1100	1000	900	800	700
$\alpha(p)$	0,9731	1,000	1,0306	1,0658	1,1072
p гПа	600	500	400	300	200
$\alpha(p)$	1,1571	1,2189	1,2992	1,4104	1,5836

Уравнение состояния сухого воздуха. При давлении p (гПа) и температуре T (К) плотность сухого воздуха описывается выражением

$$\rho(p, T) = 0{,}3484\,\frac{p}{T}.$$

П.2.1.3. Зависимость некоторых характеристик воздуха от температуры

Аналитическое выражение, определяющее зависимость динамического коэффициента вязкости воздуха η_a от температуры, имеет вид [17]

$$\eta_a = \begin{cases} (1{,}718 + 0{,}0049T) \cdot 10^{-4} & \text{при } T \geqslant 0\,^\circ\text{C}, \\ (1{,}718 + 0{,}0049T - 1{,}2 \cdot 10^{-5}T^2) \cdot 10^{-4} & \text{при } T < 0\,^\circ\text{C}. \end{cases}$$

Значения некоторых характеристик воздуха при разных температурах приведены в табл. 1 (П.2.1.3).

Таблица 1 (П.2.1.3)

Зависимость некоторых характеристик воздуха от температуры

Характеристика	Температура, °С								
	−40	−30	−20	−10	0	10	20	30	40
Коэффициент теплопроводности K, 10^{-2} Дж/(м·с·К)	2,07	2,15	2,23	2,32	2,40	2,48	2,55	2,63	2,71
Коэффициент динамической вязкости η, 10^{-5} (Н·с)/м²	1,512	1,564	1,616	1,667	1,717	1,766	1,815	1,862	1,908
Коэффициент кинематической вязкости ν, 10^{-4} м²/с	0,101	0,109	0,117	0,126	0,135	0,144	0,153	0,162	0,172

Примечание. Величины K, η не зависят от давления; значения ν соответствуют давлению воздуха $p_0 = 1000$ гПа; для перехода к давлению p следует приведенные значения ν умножить на коэффициент $1000/p$.

П.2.2. Физические константы и характеристики воды и водяного пара [5]

П.2.2.1. Физические постоянные

Относительная молекулярная масса воды:

$$M_w = 18{,}0153.$$

Газовая постоянная для водяного пара:

$$R_v = 461{,}51 \text{ Дж/кг} \cdot \text{К}.$$

Температура плавления льда:

$$T_0 = 273{,}15 \text{ К} = 0\,^\circ\text{C}.$$

П.2.2.2. Характеристики воды и водяного пара

Удельная теплоемкость водяного пара при постоянном давлении c_{pv} *и при постоянном объеме* c_{vv}.

В работе [5] рекомендованы следующие значения:

$$c_{pv} = 1{,}85 \cdot 10^3 \text{ Дж/(кг} \cdot \text{К)},$$

$$c_{vv} = 1{,}39 \cdot 10^3 \text{ Дж/(кг} \cdot \text{К)}.$$

Отношение теплоемкостей составляет

$$\varkappa_v = \frac{c_{pv}}{c_{vv}} = \frac{4}{3} \approx 1{,}333.$$

Значения c_{pv} и c_{vv} изменяются в следующих пределах:

$$c_{pv} = (1{,}84 \ldots 1{,}93) \cdot 10^3 \text{ Дж/(кг} \cdot \text{К)},$$

$$c_{vv} = (1{,}38 \ldots 1{,}42) \cdot 10^3 \text{ Дж/(кг} \cdot \text{К)}.$$

Отношение смеси q, абсолютная влажность a и парциальное давление водяного пара e связаны следующими соотношениями:

$$q = \frac{R_a}{R_v} \frac{e}{(p - 0{,}378e)} \approx \frac{R_a e}{R_v p} = \frac{e}{R_v \rho_m} = \frac{a}{\rho_m}.$$

Парциальное давление насыщенного водяного пара над плоской поверхностью чистой воды (E_w) и чистого льда (E_i). Значения этих величин приведены в табл. 1 и 2 (П.2.2.2).

В пределах от —50 до 50 °С для воды и от —50 до 0 °С для льда значения E_{iw} и E_i могут быть с достаточной для метеорологии точностью (ошибки не превосходят 0,1 %) рассчитаны по формуле [4]

$$E = a_0 + T\left(a_1 + T\left(a_2 + T\left(a_3 + T\left(a_4 + T\left(a_5 + a_6 T\right)\right)\right)\right)\right). \qquad (1)$$

Производные по температуре dE_w/dT и dE_i/dT выражаются формулами той же структуры:

$$dE/dT = b_0 + T\left(b_1 + T\left(b_2 + T\left(b_3 + T\left(b_4 + T\left(b_5 + b_6 T\right)\right)\right)\right)\right). \qquad (2)$$

Здесь T измеряется в °С, E — в гПа, а коэффициенты a_i и b_i имеют следующие значения:

для воды	*для льда*
$a_0 = 6{,}107799961$	$a_0 = 6{,}109177956$
$a_1 = 4{,}436518521 \cdot 10^{-1}$	$a_1 = 5{,}034698970 \cdot 10^{-1}$
$a_2 = 1{,}428945805 \cdot 10^{-2}$	$a_2 = 1{,}886013408 \cdot 10^{-2}$
$a_3 = 2{,}650648471 \cdot 10^{-4}$	$a_3 = 4{,}176223716 \cdot 10^{-4}$
$a_4 = 3{,}031240396 \cdot 10^{-6}$	$a_4 = 5{,}824720280 \cdot 10^{-6}$
$a_5 = 2{,}034080948 \cdot 10^{-8}$	$a_5 = 4{,}838803174 \cdot 10^{-8}$
$a_6 = 6{,}136820929 \cdot 10^{-11}$	$a_6 = 1{,}838826904 \cdot 10^{-10}$
$b_0 = 4{,}438099984 \cdot 10^{-1}$	$b_0 = 5{,}030305237 \cdot 10^{-1}$
$b_1 = 2{,}857002636 \cdot 10^{-2}$	$b_1 = 3{,}773255020 \cdot 10^{-2}$
$b_2 = 7{,}938054040 \cdot 10^{-4}$	$b_2 = 1{,}267995369 \cdot 10^{-3}$
$b_3 = 1{,}215215065 \cdot 10^{-5}$	$b_3 = 2{,}477563108 \cdot 10^{-5}$
$b_4 = 1{,}036561403 \cdot 10^{-7}$	$b_4 = 3{,}005693132 \cdot 10^{-7}$
$b_5 = 3{,}532421810 \cdot 10^{-10}$	$b_5 = 2{,}158542548 \cdot 10^{-9}$
$b_6 = 7{,}090244804 \cdot 10^{-13}$	$b_6 = 7{,}131097725 \cdot 10^{-12}$

Результаты расчетов по формуле (2) приведены в табл. 3 и 4 (П.2.2.2).

Таблица 1 (П.2.2.2)

Парциальное давление E_w (гПа) насыщенного водяного пара над плоской поверхностью чистой воды [5]

T °C	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
—50	0,03354	0,1704	0,1533	0,1379	0,1238	0,1111	0,09959	0,08916	0,7973	0,07122
—40	0,1891	0,4627	0,4204	0,3817	0,3463	0,3138	0,2841	0,2570	0,2322	0,2097
—30	0,5087	1,1498	1,0536	0,9647	0,8826	0,8058	0,7369	0,6726	0,6133	0,5588
—20	1,2538	2,6438	2,4405	2,2512	2,0751	1,9114	1,7594	1,6183	1,4874	1,3661
—10	2,8622	5,6772	5,2745	4,8974	4,5444	4,2142	3,9055	3,6171	3,3478	3,0965
0	6,1070	6,5653	7,0538	7,5743	8,1284	8,7181	9,3453	10,012	10,720	11,473
0	6,1070	13,118	14,016	14,967	15,975	17,042	18,171	19,365	20,628	21,962
10	12,271	24,858	26,428	28,083	29,829	31,668	33,606	35,646	37,793	40,052
20	23,371	44,924	47,548	50,303	53,197	56,233	59,418	62,759	66,260	69,930
30	42,427									

Таблица 2 (П.2.2.2)

Парциальное давление E_i (гПа) насыщенного пара над плоской поверхностью чистого льда [5]

T °C	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
—50	0,03933	0,03474	0,03066	0,02702	0,02379	0,02092	0,01837	0,01612	0,01412	0,01235
—40	0,1283	0,1145	0,1021	0,09095	0,08094	0,07196	0,06390	0,05669	0,05024	0,04448
—30	0,3797	0,3420	0,3078	0,2768	0,2487	0,2232	0,2002	0,1794	0,1606	0,1435
—20	1,0315	0,9368	0,8501	0,7708	0,6983	0,6322	0,5719	0,5169	0,4668	0,4212
—10	2,5963	2,3752	2,1712	1,9833	1,8104	1,6514	1,5053	1,3711	1,2479	1,1350
0	6,1064	5,6219	5,1727	4,7564	4,3709	4,0141	3,6840	3,3789	3,0970	2,8366

Таблица 3 (П.2.2.2)

Значения dE_w/dt, рассчитанные по формуле (2)

T °C	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
40	3,939	4,124	4,317	4,517	4,725	4,940	5,164	5,396	5,637	5,887
30	2,437	2,561	2,690	2,825	2,966	3,113	3,265	3,424	3,589	3,760
20	1,448	1,528	1,612	1,700	1,792	1,888	1,989	2,094	2,203	2,317
10	0,8221	0,8719	0,9242	0,9792	1,037	1,098	1,161	1,228	1,298	1,371
0	0,4438	0,4732	0,5042	0,5370	0,5716	0,6081	0,6466	0,6871	0,7298	0,7748
—0	0,4438	0,4160	0,3897	0,3649	0,3415	0,3193	0,2985	0,2788	0,2602	0,2428
—10	0,2263	0,2109	0,1963	0,1827	0,1699	0,1578	0,1466	0,1360	0,1261	0,1169
—20	0,1082	0,1001	0,0926	0,0856	0,0791	0,0730	0,0674	0,0622	0,0574	0,053
—30	0,0489									

Таблица 4 (П.2.2.2)

Значения $dE_i(t)/dt$, рассчитанные по формуле (2)

T °C	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
—0	0,503	0,466	0,432	0,401	0,391	0,343	0,317	0,293	0,271	0,250
—10	0,231	0,212	0,196	0,180	0,166	0,152	0,140	0,129	0,118	0,108
—20	0,099	0,091	0,083	0,076	0,069	0,063	0,058	0,052	0,048	0,043
—30	0,039	0,036	0,032	0,030	0,027	0,024	0,022	0,020	0,018	0,016
—40	0,014	0,013	0,012	0,010	0,0094	0,0085	0,0076	0,0068	0,0061	0,0054
—50	0,0048	0,044	0,0039	0,0034	0,0031	0,0028	0,0025	0,0023	0,0021	0,0020

П.2.2.3. Зависимость некоторых характеристик воды от температуры

Значения ряда характеристик воды при разных значениях температуры приведены в табл. 1 (П.2.2.3).

Таблица 1 (П.2.2.3)

Зависимость характеристик воды от температуры

Характеристики	Температура, °С								
	—40	—30	—20	—10	0	10	20	30	40
Коэффициент диффузии водяного пара в воздухе $D(p_0)$*, 10^{-4} м²/с	0,169		0,195	0,208	0,222	0,236	0,250		0,280
Поверхностное натяжение воды на границе с влажным воздухом σ, 10^{-3} Н/м	83,9		79,1	77,1	75,6	74,2	72,8		69,6
Теплота замерзания воды L_a, 10^6 Дж/кг	2,36	2,64	2,89	3,12	3,34	—	—	—	—
Теплота испарения воды L_w, 10^6 Дж/кг	2,60	2,57	2,55	2,52	2,50	2,48	2,45		2,41
Теплота испарения льда L_i, 10^6 Дж/кг	2,839	2,839	2,838	2,837	2,835	—	—	—	—
Удельная теплоемкость воды c_w, кДж/(кг·К)	4,77	4,52	4,35	4,270	4,218	4,192	4,182		4,179
Удельная теплоемкость льда c_i, кДж/(кг·К)	1,813	1,884	1,959	2,031	2,106	—	—	—	—

* $D(p) = D(p_0)\,\frac{p}{p_0}$; $p_0 = 1013{,}25$ гПа.

П.2.2.4. Некоторые физические характеристики водяных капель при их падении в воздухе [17]

Деформация капель при свободном падении. Изменение формы капель описывают рис. 1 и 2 (П.2.2.4).

Частота осцилляции падающих капель. Эмпирическое соотношение Нельсона и Гокхейла имеет вид

$$f = 1{,}245 \cdot 10^2 \cdot r_0^{-1{,}47},$$

где r_0 — радиус капли (мм), f — частота осцилляции ($с^{-1}$).

По данным измерениям в аэродинамической трубе [4], максимальный эквивалентный радиус водяной капли r_0 равнялся

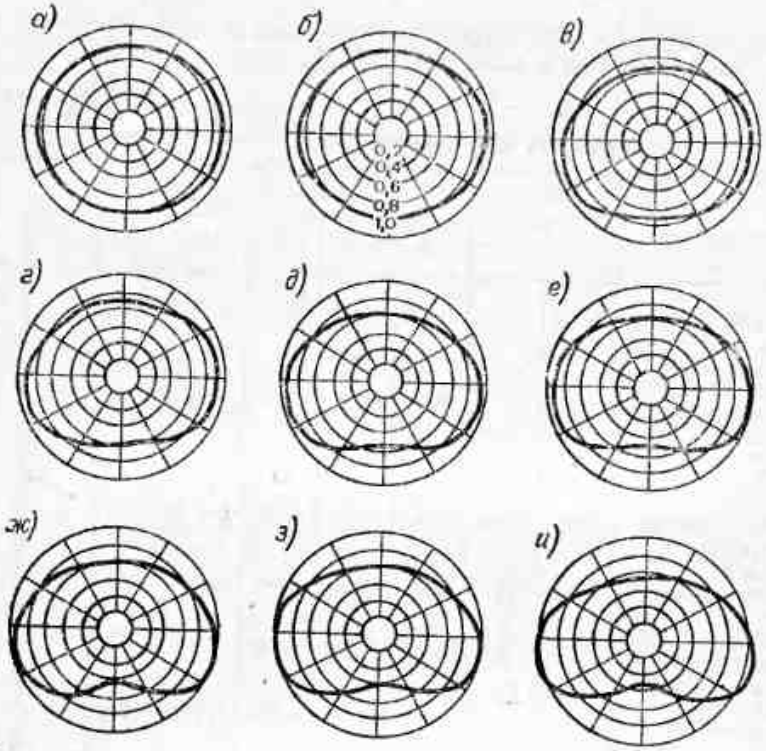


Рис. 1 (П.2.2.4). Деформация водяных капель радиусом a_0 при свободном падении в воздухе (по Пруппахеру и Питтеру) [17].

Значения на рисунке приведены в долях a_0.

рис.	а	б	в	г	д	е	ж	з	и
a_0 см	0,11	0,14	0,18	0,20	0,25	0,29	0,30	0,35	0,40

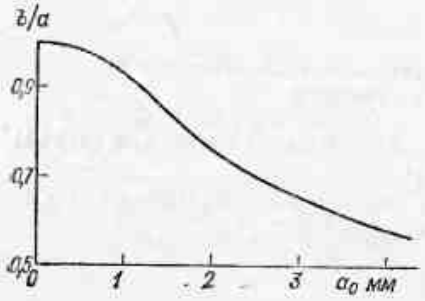


Рис. 2 (П.2.2.4). Отношение полуосей b/a для падающих в воздухе капель радиусом a_0 (по Пруппахеру и Питтеру) [17].

b — малая полуось деформированной капли, a — большая.

2,25 мм, а радиус основания капли a составлял от 5,0 до 5,25 мм.

П.3. Некоторые сведения из теории вероятностей и математической статистики

П.3.1. Общие соотношения

Основные определения и соотношения из теории вероятностей и математической статистики можно найти в многочисленных специальных справочниках (например, [9]) и, в частности, в таком широко распространенном справочнике, как [2]. Поэтому здесь мы лишь напомним некоторые из них.

Пусть некоторая измеряемая величина ξ принимает значения из интервала (a, b) (в частности, возможно $a=-\infty$, $b=-\infty$, а сами значения могут быть дискретными, например число частиц в каком-то объеме). Повторяемостью (в теории — это функция распределения) случайной величины ξ называют такую функцию $F(x)$, что вероятность $P\{\xi \leqslant x\}$ того, что $\xi \leqslant x$ есть $F(x)$. Для эмпирических распределений $P(\xi \leqslant x)$ есть повторяемость (в долях единицы или процентах) случаев, когда $\xi \leqslant x$ (в некоторых случаях под $F(x)$ понимают вероятность (повторяемость) того, что $\xi \geqslant x$).

Плотностью повторяемости (или дифференциальным распределением) называют функцию

$$f(x) = |dF/dx|, \tag{1}$$

означающую, что с вероятностью $f(x)\,dx$ измеряемая величина ξ лежит в интервале $(x, x+dx)$ (т. е. на этот интервал приходится доля $f(x)\,dx$ всех измерений).

Напомним также, что

$$\int_a^b f(x)\,dx = 1, \quad F(x) = \int_a^x f(x)\,dx \quad \left(\text{или} \quad F(x) = \int_x^b f(x)\,dx\right). \tag{2}$$

Если имеем некоторую случайную величину $y=\varphi(x)$ и известна плотность распределения $f(x)$, то плотность распределения $\varphi(y)$ определяется соотношением

$$\varphi(y) = f[\varphi^{-1}(y)]\,\frac{d\varphi^{-1}(y)}{dy}, \tag{3}$$

где $\varphi^{-1}(y) = x$.

Для непрерывных распределений среднее значение $\bar{\xi}$, равное математическому ожиданию $M(\xi)$, есть

$$\bar{\xi} = M(\xi) = \int_a^b x f(x)\,dx. \tag{4}$$

k-м моментом распределения называют величину

$$\overline{\xi^k} = M(\xi^k) = \int_a^b x^k f(x)\,dx. \tag{5}$$

Часто используют характерные значения $\xi_k = (\overline{\xi^k})^{1/k}$. Легко показать, что $\overline{\xi} = \xi_1$. Центральным k-м моментом распределения называют величину

$$\mu_k = \mu(\xi^k) = \int_a^b (x - \xi_1)^k f(x)\, dx. \tag{6}$$

Дисперсией $D(\xi)$ называют величину

$$D = \mu_2 = \int_a^b (x - \xi_1)^2 f(x)\, dx, \tag{7}$$

а стандартным отклонением σ — величину

$$\sigma = \sqrt{D} = (\overline{\xi^2} - \overline{\xi}^2)^{1/2}. \tag{8}$$

Наиболее вероятное значение ξ называют модальным и обозначают ξ_{mod}.

Значения ξ_n, такие *, что в n (%) случаев значения ξ не превосходят ξ_n (т. е. $\xi \leqslant \xi_n$), называют n-й процентилью.** Третий центральный момент характеризует асимметрию распределения:

$$\mu_3 = \int_{-\infty}^{\infty} (x - m_x)^3 f(x)\, dx.$$

Коэффициент асимметрии, или просто асимметрия As есть

$$As = \frac{\mu_3}{\sigma^3}.$$

При $As > 0$ распределение имеет вытянутое правое крыло распределения, при $As < 0$ — левое.

Четвертый центральный момент характеризует «крутизну», т. е. островершинность или плосковершинность распределения:

$$E_x = \frac{\mu_4}{\sigma^4} - 3.$$

У нормального распределения $E_x = 0$, у более островершинного $E_x > 0$, у более плосковершинного $E_x < 0$.

---

* Обычно $n \gg 1$ и читатель легко отличит ξ_n от ξ_k, связанных с k-м моментом распределения.

** Иногда, наоборот, под ξ_n понимают такое значение случайной величины ξ, что в n (%) случаев $\xi \geqslant \xi_n$.

П.3.2. Некоторые распределения случайных величин и связь характеристик распределений с параметрами последних

П.3.2.1. Распределение Пуассона

Распределение Пуассона описывает распределение дискретных случайных величин, принимающих счетное множество возможных значений 0, 1, 2, ...

$$P_\lambda(k) = \frac{\lambda^k}{k!} e^{-\lambda}. \tag{1}$$

Здесь $P_\lambda(k)$ — вероятность того, что случайная величина ξ принимает целочисленное значение k; λ — параметр распределения:

$$\xi_1 = \lambda, \quad \xi_2 = \lambda^2 + \lambda, \quad D = \mu_2 = \lambda.$$

П.3.2.2. Нормальное распределение

Нормальное распределение имеет вид

$$f(\xi) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(\xi - m)^2}{2\sigma^2}},$$

$$\xi \subset (-\infty, \infty), \tag{1}$$

где m и σ — параметры распределения. Далее,

$$\xi_{\text{mod}} = \xi_1 = \xi_{50} = m, \quad \sigma^2 = D.$$

Если распределение случайной величины имеет вид (1), то величина $\eta = (\xi - m)/\sigma$ будет распределена по стандартному нормальному закону. При $m = 0$ и $\sigma = 1$ распределение (1) называют стандартным нормальным распределением. В этом случае функция распределения $F(u)$ имеет вид

$$F(u) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{u} e^{-\frac{\xi^2}{2}} d\xi = \Phi(u). \tag{2}$$

Функцию $\Phi(u)$ называют гауссовским интегралом ошибок; она затабулирована во многих справочниках. Учитывая, что $\Phi(0) = 1/2$, можно записать

$$\Phi(u) = \frac{1}{2} + \Phi_0(u), \tag{3}$$

где

$$\Phi_0(u) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^u e^{-\frac{\xi^2}{2}} d\xi. \tag{4}$$

Так, вероятность того, что ξ отличается от m не более чем на σ, есть

$$P\{|\xi - m| \leqslant \sigma\} = 2\Phi_0(1) = 0{,}682.$$

В 5 % случаев ξ отклоняется от m не более чем на $1{,}96\sigma$:

$$P\{|\xi - m| \leqslant 1{,}96\sigma\} = 0{,}05.$$

Аналогично

$$P\{|\xi - m| \leqslant 2{,}58\sigma\} = 0{,}01.$$

Для нормального распределения $E_x(\xi) = 0$ и $As(\xi) = 0$.

П.3.2.3. Логарифмически нормальное распределение

Когда по нормальному закону распределена не случайная величина, а ее логарифм, то распределение называют логарифмически нормальным (логнормальным):

$$f(\xi) = \begin{cases} \dfrac{1}{\xi\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\dfrac{(\ln\xi - \ln\xi_0)^2}{2\sigma^2}\right\}, & \xi > 0, \\ 0, & \xi < 0, \end{cases} \tag{1}$$

$$\overline{\xi^k} = M(\xi^k) = \exp\left\{\frac{1}{2}k^2\sigma^4 + k\ln\xi_0\right\} = \xi_0^k e^{1/2k^2\sigma^2}, \tag{2}$$

$$D(\xi) = \xi_0^2 e^{\sigma^2}(e^{\sigma^2} - 1). \tag{3}$$

Логнормальное распределение есть частный случай распределения Кептейна:

$$f(\xi) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{[G(\xi) - G(\xi_0)]^2}{2\sigma^2}\right\} \left|\frac{dG(\xi)}{d\xi}\right|. \tag{4}$$

В распределении Кептейна нормально распределена величина

$$\eta = G(\xi).$$

На практике иногда оперируют десятичными логарифмами, когда $G(\xi) = \lg\xi$ (а не $\ln\xi$) и

$$f(\xi) = \begin{cases} \dfrac{\lg e}{\xi\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\dfrac{(\lg\xi - \lg\xi_0)^2}{2\sigma^2}\right\}, & \xi > 0, \\ 0, & \xi \leqslant 0, \end{cases} \tag{5}$$

$\mathbf{M}(\lg\xi) = \overline{\lg\xi} = \lg\xi_0$, $\sigma^2 = \overline{(\lg\xi - \lg\xi_0)^2}$, где черта, как и раньше, означает осреднение.

П.3.2.4. Гамма-распределение

Случайная величина ξ имеет гамма-распределение с параметрами α и β $(\alpha > 0, \beta > 0)$:

$$f(\xi) = \begin{cases} \dfrac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} \xi^{\alpha-1} e^{-\xi/\beta}, & \xi > 0, \\ 0, & \xi \leqslant 0, \end{cases} \tag{1}$$

$$\overline{\xi^k} = M(\xi^k) = \alpha(\alpha+1)\ldots(\alpha+k-1)\beta^k. \tag{2}$$

В частности,

$$\xi_1 = \alpha\beta \quad D(\xi) = \sigma^2 = \alpha\beta^2.$$

При $\alpha \geqslant 1$ $\xi_{\text{mod}} = (\alpha - 1)\beta$.

На рис. 1 (П.3.2.4) показан вид кривых плотности распределения при разных значениях α.

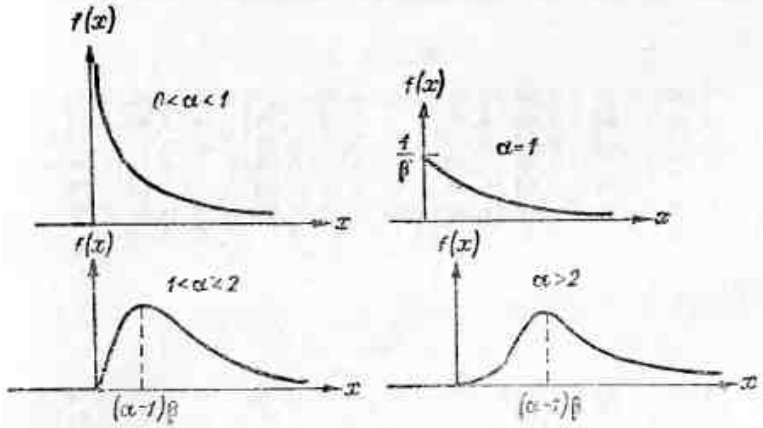


Рис. 1 (П.3.2.4).

П.3.2.5. Бета-распределение

Случайная величина ξ имеет бета-распределение с параметрами (α, β) $(\alpha > 0, \beta > 0)$, если

$$f(\xi) = \begin{cases} \dfrac{\Gamma(\alpha+\beta)}{\Gamma(\alpha)\Gamma(\beta)} \xi^{\alpha-1}(1-\xi)^{\beta-1}, & \xi \subset [0, 1], \\ 0, & \xi \subset [0, 1], \end{cases} \tag{1}$$

$$\overline{\xi^k} = M(\xi^k) = \frac{\Gamma(\alpha+k)\Gamma(\alpha+\beta)}{\Gamma(\alpha)\Gamma(\alpha+\beta+k)}.$$

$$D(\xi) = \sigma^2 = \frac{\alpha\beta}{(\alpha+\beta)^2(\alpha+\beta+1)}.$$

Вид кривых $f(\xi)$, описываемых бета-распределением, довольно разнообразен и зависит от значений параметров α и β (см. [9]).

П.4. Значения 10,50 и 90 %-ных квантилей толщины облаков Ac и As в случаях, когда они представляют собой 1-й и 2-й слои

Регион (см. табл. 1 (4.1))	H_{10} км				H_{50} км				H_{90} км			
	З	В	Л	О	З	В	Л	О	З	В	Л	О
Ac, 1-й слой												
I	0,05	0,06	0,05	0,05	0,24	0,22	0,2	0,24	0,58	0,60	0,6	0,6
II	0,05	0,04	0,05	0,05	0,19	0,18	0,18	0,18	0,45	0,54	0,53	0,53
III	0,05	0,05	0,05	0,08	0,23	0,25	0,23	0,23	0,70	0,70	0,7	0,65
IV	0,03	0,02	0,01	0,03	0,22	0,22	0,13	0,22	0,85	1,20	0,75	0,86
V	0,06	0,04	0,04	0,05	0,26	0,22	0,20	0,22	1,10	0,70	0,67	0,75
VI	0,07	0,06	0,08	0,09	0,18	0,23	0,23	0,23	0,34	0,55	0,80	0,67
VII	0,15	0,06	0,09	0,13	0,13	0,3	0,3	0,27	0,29	—	1,47	1,0
VIII	0,04	0,05	⩽0,1	0,04	0,25	3,2	0,36	0,24	1,40	2,0	1,4	1,25
Ac, 2-й слой												
I	0,07	0,10	0,05	0,06	0,30	0,26	0,23	0,25	0,90	0,74	0,65	0,80
II	0,03	0,03	0,03	0,05	0,18	0,19	0,22	0,19	0,48	0,61	0,66	0,64
III	0,05	0,05	0,06	0,06	0,25	0,26	0,26	0,24	0,65	0,85	0,75	0,67
IV	0,02	0,02	0,01	0,02	0,12	0,25	0,2	0,15	0,90	1,0	0,95	0,65
V	0,05	0,05	0,04	0,05	0,23	0,20	0,20	0,22	1,70	0,62	0,65	0,75
VI	0,06	0,10	0,10	0,08	0,20	0,21	0,21	0,12	0,32	0,45	0,58	0,53
VII	0,03	0,1	0,05	0,07	0,21	0,4	0,28	0,25	1,30	1,7	0,85	1,4
VIII	0,04	0,05	0,05	0,03	0,28	0,3	0,45	0,34	1,15	1,5	≈2	1,35
As, 1-й слой												
I	0,23	0,35	0,3	0,18	0,83	1,1	1,3	0,85	2,35	2,6	2,9	2,47
II	0,1	0,09	0,03	0,11	0,48	0,50	0,55	0,52	1,84	2,1	2,2	2,3
III	0,06	0,08	0,05	0,05	0,48	0,28	0,34	0,37	1,95	1,90	1,9	1,64
IV	0,03	0,03	0,01	0,04	0,32	0,28	0,1	0,43	1,8	1,68	0,9	1,4
V	0,12	0,34	0,12	0,20	0,80	0,95	1,40	0,90	2,0	2,70	2,50	2,20
VI	0,08	0,20	0,28	0,16	0,56	0,90	0,90	0,75	2,0	2,80	3,2	2,95
VII	0,125	0,25	0,15	—	0,65	1,15	0,7	—	2,15	2,5	1,57	—
VIII	0,10	0,075	—	0,12	0,61	0,48	—	0,94	2,4	2,0	—	2,6
As, 2-й слой												
I	0,25	0,3	0,26	0,2	1,0	1,3	1,6	1,18	3,0	3,0	⩾3	—
II	0,1	0,22	0,08	0,10	0,58	0,71	0,85	0,82	2,1	2,10	2,5	2,8
III	0,08	0,04	0,08	0,09	0,70	0,80	0,4	0,62	2,85	3,0	2,05	2,06
IV	0,05	0,04	⩽0,1	0,03	0,47	0,47	0,8	0,40	1,25	1,5	1,5	1,6
V	0,09	0,14	0,13	0,17	0,46	0,58	0,64	0,60	1,46	2,06	2,0	2,0
VI	0,12	0,16	0,16	0,14	0,50	0,52	0,70	0,78	1,70	2,20	⩾3	2,50
VII	0,06	0,06	0,3	⩽0,1	0,75	0,97	1,4	1,5	2,0	2,2	1,9	1,9
VIII	0,10	0,45	—	0,08	0,95	1,5	—	0,37	2,53	2,6	—	2,4

Список литературы

К главе 1

1. Атлас облаков/Под ред. А. Х. Хргиана, Н. И. Новожилова.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 268 с.
2. Баттан Л. Радиолокационная метеорология/Пер. с англ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1962. 196 с.
3. Бержерон Т. Лекции об облаках и практическом анализе карты погоды.— М., Редиздат ЦУ ЕГМС, 1934. 154 с.
4. Берлянд Т. Г., Строкина Л. А. Глобальное распределение общего количества облачности.— Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 71 с.
5. Боровиков А. М. и др. Физика облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1961. 460 с.
6. Боровиков А. М., Костарев В. В., Мазин И. П., Смирнов В. И., Черников А. А. Радиолокационные измерения осадков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1967. 140 с.
7. Волощук В. М., Седунов Ю. С. Процессы коагуляции в дисперсных системах.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 320 с.
8. Воробьев В. И., Фадеев В. С. Характеристики облачного покрова северного полушария по данным метеорологических спутников.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 172 с.
9. Герман М. А. Спутниковая метеорология.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 368 с.
10. Дроздова В. М. и др. Химический состав атмосферных осадков на Европейской территории СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1964.— 212 с.
11. Дубровина Л. С. Облака и осадки по данным самолетного зондирования.— Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 216 с.
12. Зайцев В. А., Ледохович А. А. Приборы и методика исследования облаков с самолета.— Л.: Гидрометеоиздат, 1960. 176 с.
13. Зуев В. Е., Комаров В. С. Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 264 с.
14. Имянитов И. М. Метод оценки экономической эффективности метеорологических мероприятий и его приложения. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 39 с.
15. Инструкция метеорологическим станциям, данная Академией наук в руководство метеорологическим станциям в 1869 г. СПб., 1869. 52 с.
16. Исследование взаимодействия мезо- и макромасштабных процессов в атмосфере и применение статистических методов в метеорологии. Труды Всесоюзного симпозиума/Под ред. Е. П. Борисенкова, Г. Н. Чичасова, М. И. Юдина.— М.: Гидрометеоиздат, 1985. 235 с.
17. Качурин Л. Г. Физические основы воздействия на атмосферные процессы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973. 364 с.
18. Климатический справочник СССР. Вып. 1—34.— Л.: Гидрометеоиздат, 1960—1970.
19. Кондратьев К. Я., Борисенков Е. П., Морозкин А. А. Практическое использование данных метеорологических спутников.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.— 376 с.

20. Матвеев Л. Т. Динамика облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— 312 с.
21. Мейсон Б. Д. Физика облаков/Пер. с англ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1961.— 542 с.
22. Мидлтон У. История теорий дождя и других форм осадков/Пер. с англ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 196 с.
23. Минина Л. С. Практика нефанализа.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 336 с.
24. Нелепец В. С., Степаненко В. Д. Радиолокационные методы метеорологических наблюдений.— Л.: Гидрометеоиздат, 1982.— 176 с.
25. Никандров В. Я. Искусственные воздействия на облака и туманы (микрофизические основы).— Л.: Гидрометеоиздат, 1959.— 190 с.
26. Петренчук О. П. Экспериментальные исследования атмосферного аэрозоля.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 264 с.
27. Седунов Ю. С. Физика образования жидкокапельной фазы в атмосфере.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 207 с.
28. Хргиан А. Х. Очерки развития метеорологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1959.— 428 с.
29. Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 568 с.
30. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Изд. 2-е.— Л.: Гидрометеоиздат, 1964.— 401 с.
31. Шметер С. М. Физика конвективных облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 232 с.
32. Atlas International des Nuages.— WMO, 1956, v. I, 156 p., v. II, 224 p.
33. Berry F. A., Bollay R., Beers N. E. Handbook of Meteorology.— N. Y., 1945. 990 p.
34. Bjerknes V., Bjerknes J., Solberg H., Bergeron T. Physikalische Hydrodynamik.— Springer, 1933. 795 p.
35. Brooks C. E. The mean cloudiness over the earth.— Roy. Met. Soc., 1927, v. 1, N 10.
36. Byers H. R. Elements of cloud physics.— Univ. Chicago Press, 1965, 192 p.
37. Byers H. R., Braham R. R. The thunderstorm.— Washington, 1949. 287 p.
38. Doviak R. J., Zrnič D. S. Doppler radar and weather observations.— Acad. Press, 1984. 458 p.
39. Hahn C. J., Warren S. G., London J., Chervin R. M., Jenne R. Atlas of simultaneous occurrence of different cloud types over the ocean.— NCAR, TN 201+STR, 1982. 212 p.
40. Hobbs P. V. Mesoscale structures in midlatitude frontal systems. Proc. IAMAP Symposium, Hamburg, 1981, p. 1—8.
41. Hughes N. A. Global cloud climatologies: A historical review. J. of Climatol. and Appl. Met., 1984, v. 23, N 5, p. 724—751.
42. Junge Ch. Atmospheric Chemistry: Advances in geophysics, v. 4.— Academic Press, 1963. 108 p.
43. Precipitation enhancement — a scientific challenge (edit. R. Braham, Jr.).— Meteorological Monographs of AMS, v. 21, N 43, 1986. 171 p.
44. Pruppacher H. R., Klett J. D. Microphysics of clouds and precipitation.— Reidel, 1978. 716 p.
45. Rogers R. R. A short course in cloud physics.— Pergamon Press, 1976, 228 p. (Пер. на русск. яз. Роджерс Р. Р. Краткий курс физики облаков. Л.: Гидрометеоиздат, 1979, 232 с.).
46. Scorer R. Cloud investigation by satellite.— E. Horwood, 1986. 310 p.
47. Technical Regulations of World Meteorological Organization, Edited by WMO, 1979.
48. Vocabulaire International Météorologique.— WMO, 1966. 276 p.
49. Weather and climate modification.— National Acad. of Sci., Washington, 1973. 258 p.
50. Wegener A. Thermodynamik der Atmosphäre.— Leipzig, Barth, 1911, 328 s.

К главе 2

1. Берг Л. С. Основы климатологии.— Л.: Учпедгиз, 1938.— 456 с.
2. Березинский Н. А., Степанов Г. В., Хоргуани В. Г. Зависимость льдообразующих свойств естественного аэрозоля от размеров частиц.— Труды ВГИ, 1986, № 63, с. 26—32.
3. Вознесенский А. В. Карта климатов СССР.— Труды по сельскохозяйственной метеорологии, т. XXI, 1931, с. 3—106.
4. Девятова В. А., Андреев Б. Г. Особенности распределения ядер конденсации в атмосфере над Москвой по результатам наблюдений на самолете-зондировщике ЛИ-2.— Труды ЦАО, 1963, вып. 50, с. 3—41.
5. Довгалюк Ю. А., Ивлев Л. С. Физика водных и других атмосферных аэрозолей.— Изд-во ЛГУ, 1977.— 255 с.
6. Зуев В. Е., Креков Г. М. Оптические модели атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1986.— 256 с.
7. Кондратьев К. Я., Москаленко Н. И., Поздняков Д. В. Атмосферный аэрозоль.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 224 с.
8. Косарев А. Л., Мазин И. П. Формула для расчета адиабатического значения водности облаков.— Метеорология и гидрология, 1972, № 3, с. 107—110.
9. Лактионов А. Г. Равновесная гетерогенная конденсация.— Л.: Гидрометеоиздат, 1988.
10. Мазин И. П., Шметер С. М. Облака, строение и физика образования.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 279 с.
11. Материалы по климату и циркуляции свободной атмосферы над зарубежными станциями северного полушария/Под ред. И. Г. Гутерман. Т. I. Европа, Азия, Северная Америка, Атлантический океан.— М.: Гидрометеоиздат, 1972, 208 с. Т. II. Америка, Африка, Тихий океан.— М.: Гидрометеоиздат, 1974. 176 с.
12. Маховер З. М. Климатология тропопаузы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 256 с.
13. Международные метеорологические таблицы ВМО/Пер. с франц. под ред. А. Х. Хргиана.— Обнинск, Изд. ВНИИГМИ—МЦД, 1975.— 256 с.
14. Роджерс Р. Р. Краткий курс физики облаков/Пер. с англ. под ред. И. П. Мазина.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979. 232 с.
15. Фукс Н. А. Механика аэрозолей.— Изд. АН СССР, 1955.— 351 с.
16. Хоргуани В. Г. Льдообразующие свойства атмосферного аэрозоля.— Метеорология и гидрология, 1985, № 9, с. 114—121.
17. Хргиан А. Х. Физика атмосферы.. Т. I—II.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979. Т. I и II.
18. Эльмесов М. С. Концентрация, льдообразующие и конденсационные свойства гигантских аэрозольных частиц в атмосфере.— В кн.: Вопросы физики облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1986, с. 238—248.
19. Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы/Пер. с англ.— М.: Мир, 1965.— 424 с.
20. Hänel G., Beitr. z. Phys. d. Atmos., 1970, v. 43, p. 119.
21. Hänel G. The properties of atmospheric aerosol particles as functions of the relative humidity at thermodynamic equilibrium with the surrounding moist air.— Adv. Geophys., 1976, v. 19, p. 73—188.
22. Hobbs P. V., Politovich M. K., Bowdle D. A., Radke L. F. Particle in the lower troposphere over High Plains of the United States. Part I: Size distributions, elemental compositions and morphologies.— J. Climate and Appl. Meteorol., 1985, v. 24, N 12, p. 1344—1357. Part II. Cloud condensation nuclei. Ibid, p. 1358—1369. Part III. Ice Nuclei, Ibid, p. 1370—1376.
23. Hogan A. W. Physical properties of the atmospheric aerosol.— Atmospheric Science Research Center, 1976, Publ. N 408.— State University of New York, Albany.

24. Jaenicke R. Our knowledge about the atmospheric aerosol.— Proc. of the 11th Int. Conf. on Atm. Aerosols.— Condensation and Ice Nuclei. Budapest, 1984, v. I, p. 99—107.
25. Jaenicke R. Aerosol physics and chemistry. Landolt-Börnstein, new series Volume v/4b Meteorology: Physical and Chemical Properties of Air, Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 1987.
26. Jiusto J. E. Aerosol and Cloud Microphysics Measurements in Hawaii.— Tellus, 1967, 19, N 3, p. 359.
27. Kočmond W. C. p. 36. Cornell Aeronaut. Lab., Buffalo, N. Y., Res. Dept. RM-1788-p9, 1965.
28. Lamb H. H. Climate: past, present, future. Vol. 1. Fundamentals. 1972, Methuen, 608 p.
29. Mészáros A. Seasonal variation of some aerosol characteristics in regional background air.— Idojárás, 1981, v. 85, N 4, p. 181—193.
30. Mészáros E. Present status of our knowledge on the atmospheric condensation nuclei.— В кн.: Вопросы физики облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978, с. 157—168.
31. Prospero J. M. et al. The atmospheric aerosol system. An overview. Reviews in Geophys. and Space Phys., 1983, v. 21, N 7, p. 1607—1629.
32. Pruppacher H., Klett J. Microphysics of clouds and precipitation.— Reidel Publ. Comp., Dordrecht, 1978. 714 p.
33. Sax R. J., Hudson J. G. Continentality of the South Florida summertime CCN aerosol.— J. Atmos. Sci., 1981, v. 38, N 7, p. 1467—1479.
34. Thomasi C., Tampieri F. Size distributions of tropospheric particles in terms of the modified gamma-function and relationships between skewness and mode radius.— Tellus, 1977, v. 29, p. 66—74.
35. Twomey S. Geofys. Pura ed. Appl., 43, 1959, 227.
36. Twomey S. Atmospheric Aerosols.— Elsevier Scient. Publ. Comp., Amsterdam, 1977, 302 p.
37. Twomey S., Wojciechowski T. A. Observations of the geographical variations of cloud nuclei.— J. Atmos. Sci., 1969, 26, N 4, p. 684—688.
38. WCP-55. World Climate Programme Series.— Report of experts meeting on aerosols and their climatic effects. WMO, 1983, 107 p.
39. Whitby K. T. The physical characteristics of sulfur aerosols.— Atmospheric Environment, 1978, v. 12, p. 135—159.
40. Whitby K. T., Sverdrup G. M. California aerosols: their physical and chemical characteristics.— Hutchinson Memorial Volume on the ACHEX Studies in California, 1978.

К главе 3

1. Аваете О. А., Кярнер О. Ю., Кээваллик С. Х. О количестве облаков в зоне 45° с. ш.— 45° ю. ш. над земным шаром.— Метеорология и гидрология, 1981, № 7, с. 54—60.
2. Берлянд Т. Г., Строкина П. А. Глобальное распределение общего количества облачности.— Л.: Гидрометеоиздат, 1980.— 71 с.
3. Боровиков А. М. Характеристика облачных слоев над Москвой.— Труды ЦАО, 1948, вып. 2, с. 71—101.
4. Боровиков А. М., Мазин И. П. Об ориентации облачных гряд.— Труды ЦАО, 1967, вып. 79, с. 90—95.
5. Дубровина Л. С. Облака по данным самолетного зондирования.— Л.: Гидрометеоиздат, 1982.— 216 с.
6. Краткий климатический справочник по странам мира/Под ред. Борисенкова Е. П.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— 240 с.
7. Мазин И. П., Шметер С. М., Облака, строение и физика образования.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 279 с.
8. Марчук Г. И., Кондратьев К. Я., Козодеров В. В., Хворостьянов В. И. Облака и климат.— Л.: Гидрометеоиздат, 1986.— 512 с.
9. Матвеев Л. Т. Динамика облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1980.— 311 с.
10. Матвеев Л. Т. Общая метеорология. Физика атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— 751 с.

11. Матвеев Ю. Л., Матвеев Л. Т., Солдатенко С. А. Глобальное поле облачности/Под ред. Л. Т. Матвеева.— Л.: Гидрометеоиздат, 1986.— 280 с.
12. Маховер В. М., Нудельман Л. А. Авиационно-климатологические характеристики северного полушария.— М.: Гидрометеоиздат, 1987.— 230 с.
13. Шметер С. М. Физика конвективных облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 231 с.
14. Bean S. J., Somerville P. N. Some new world-wide cloud-cover models.— J. Appl. Meteor., 1981, 20, N 3, p. 223—228.
15. Browning K. W., Bryant G. W., Starr J. R., Axford D. N. Air motion within Kelvin—Helmholz billows determined from Doppler-radar and aircraft measurements.— Quart. J. Roy. Met. Soc., 1973, 99, N 421, p. 608—618.
16. Deardorff J. W. On the entrainment rate of a strato-cumulus topped mixed layer.— Quart. J. Roy. Met. Soc., 1976, 102, N 433, p. 563—582.
17. Hahn C. J., Warren S. G., London J., Chervin R. M., Jenne R. Atlas of simultaneous occurrence of different cloud types over land.— NCAR, Techn. Note TN-241-STR, 1984, 21 p., 188 maps.
18. Hahn C. J., Warren S. G., London J., Chervin R. M., Jenne R. Atlas of simultaneous occurrence of different cloud types over the ocean.— NCAR Techn. Note, 1982, TN-201+STR, 212 p.
19. Henderson-Sellers A. Surface type and its effect upon cloud cover. A climatological investigation.— J. Geophys. Res., 1978, v. 83, p. 5057—5062.

К главе 4

1. Баранов А. М. Облака верхнего яруса и условия полета в них.— Л.: Изд. ЛКВВИА им. Можайского. 1960.— 100 с.
2. Баранов А. М. Об облаках верхнего яруса над Арктикой.— Труды ААНИИ, 1962, т. 239, вып. 2, с. 111—120.
3. Баранов А. М. Фронтальные облака и условия полета в них.— Л.: Гидрометеоиздат, 1964.— 238 с.
4. Баранов А. М. Пространственные характеристики кучево-дождевых облаков.— Труды ЦАГА, 1976, вып. 64, с. 21—25.
5. Баранов А. М., Солонин С. В. Авиационная метеорология.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— 383 с.
6. Боровиков А. М и др. Физика облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1961.— 460 с.
7. Брылев Г. Б., Гашина С. Б., Низдойминога Г. Л. Радиолокационные характеристики облаков и осадков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1986.— 231 с.
8. Войт Ф. Я., Корниенко Е. Е., Хусид С. Б. О статистических характеристиках структуры вертикальных движений в кучевых облаках.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1971, № 11, с. 1206—1208.
9. Гашина С. Б., Сальман Е. М. Особенности радиолокационных характеристик грозовых облаков.— Труды ГГО, 1965, вып. 173, с. 19—25.
10. Горб А. С. Радиационный режим полей кучевых облаков над равнинной территорией Украины.— Автореферат дисс. на соиск. уч. степени канд. геогр. наук.— Киев, 1983.— 21 с.
11. Девятова В. А. Статистические характеристики вертикальной структуры однослойной слоистообразной облачности, полей температуры и влажности.— Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 165, с. 107—140.
12. Девятова В. А. Статистические характеристики вертикальной структуры двухслойной слоистообразной облачности полей температуры и влажности.— Труды ГОСНИЦИПР, 1978, вып. 1, с. 48—67.
13. Динамика кучевых облаков/Пер. с англ. под ред. Н. И. Вульфсона.— М.: Мир, 1964.— 292 с.
14. Дубровина Л. С. Облака и осадки по данным самолетного зондирования.— Л.: Гидрометеоиздат, 1982.— 216 с.

15. Заболоцкая Т. Н., Крочак С. А., Рудько Ю. С. Характеристика слоисто- и волнистообразных облаков, наблюдающихся над территорией Украины.— Труды УкрНИИ, 1988, вып. 229.
16. Заболоцкая Т. Н., Мазин И. П. Температурный режим облаков слоистых форм в районе Украины.— Метеорология и гидрология, 1989.
17. Зак Е. Г. Вертикальное распределение облаков верхнего яруса.— Труды ЦАО, 1962, вып. 39, с. 13—23.
18. Зак Е. Г. Температурная характеристика облаков верхнего яруса.— Труды ЦАО, 1964, вып. 55, с. 32—53.
19. Зак Е. Г., Чернеча Л. Г. Пространственное распределение фронтальных облаков верхнего яруса.— Труды ЦАО, вып. 39, 1962, с. 24—38.
20. Зимин Б. И. Регулирование развития грозовой активности конвективных облаков при воздействии льдообразующими аэрозолями.— Труды ЦАО, 1973, вып. 136, 105 с.
21. Климатический справочник СССР. Вып. 1—34. Л.: Гидрометеоиздат, 1960—1970.
22. Корниенко Е. Е., Уманский Н. С. О влиянии водоемов на повторяемость внутримассовых кучевых облаков.— Труды УкрНИИ, 1980, вып. 179, с. 66—73.
23. Котов Н. Ф. Радиолокационные характеристики ливней и гроз.— Труды ГГО, 1960, вып. 102, с. 63—93.
24. Курбатова А. В., Козловская О. В., Мазурин Н. И. Некоторые пространственные характеристики облаков верхнего яруса над северо-западом Европейской территории СССР.— Труды ЛГМИ, 1961, вып. 12, с. 145—162.
25. Кучевые облака и связанная с ними деформация полей метеоэлементов/ Под ред. И. П. Мазина и С. М. Шметера.— Труды ЦАО, 1977, вып. 134.— 127 с.
26. Лобанова В. Я. Горизонтальная протяженность облачных полей по данным спутниковой информации.— Труды НИИАК, 1971, вып. 78, с. 45—56.
27. Мазин И. П., Шметер С. М. О деформации полей метеорологических элементов в зоне кучевого облака.— В сб.: Вопросы физики облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978, с. 135—167.
28. Мазин И. П., Шметер С. М. Облака. Строение и физика образования.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 279 с.
29. Мазурин Н. И. Характеристика полей неконвективных облаков и связанных с ними зон осадков.— Труды Всесоюзного научного метеорологического совещания.— Л.: Гидрометеоиздат, 1963, т. V, с. 29—37.
30. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 639 с.
31. Михайленко Н. М. Некоторые характеристики внутримассовых конвективных облаков в районе Киева.— Труды УкрНИГМИ, 1968, вып. 75, с. 100—103.
32. Михайленко Н. М. Некоторые характеристики облаков верхнего яруса в районе Киева.— Труды УкрНИГМИ, 1971, вып. 120, с .55—59.
33. Мучник В. М. Некоторые радиолокационные характеристики очагов ливней и гроз.— Труды ЦАО, 1958, вып. 20, с. 82—87.
34. Мучник В. М. Физика грозы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974, 351 с.
35. Наставления гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 4. Аэрологические наблюдения на станциях. Ч. IV. Самолетное зондирование атмосферы.— М.: Гидрометеоиздат, 1958.— 153 с.
36. Романов Н. Н. Характеристики облаков по итогам массовых наблюдений с самолетов ТУ-104.— Л.: Гидрометеоиздат, 1963, т. V, с. 37—42.
37. Селезнева Е. С. О границах и вертикальной мощности конвективных облаков. Труды ГГО, 1959, вып. 93, с. 3—20.
38. Упорова Л. П. Особенности расслоенности облаков над территорией СССР.— Труды ВНИИГМИ—МЦД, 1974, вып. 7, с. 28—31.
39. Федорова А. А. Пространственные характеристики полей перистой облачности.— Труды ЦАО, 1962, вып. 39, с. 3—12.
40. Фурман А. И., Шметер С. М. Новые данные о структуре поля температуры в окрестностях кучевых облаков.— Труды ЦАО, 1973, вып. 112, с. 15—27.

Список литературы к главе 5

41. Хргиан А. Х. О формах перистых облаков.— Труды ЦАО, 1962, вып. 39, с. 39—44.
42. Чуваев А. П., Крюкова Г. Т. Некоторые результаты исследований мощных кучевых облаков.— Л.: Труды ГГО, 1954, вып. 47 (109), с. 11—15.
43. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Изд. 2-е.— Л.: Гидрометеоиздат, 1964.— 401 с.
44. Шметер С. М. Физика конвективных облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 231 с.
45. Шметер С. М. Термодинамика и физика конвективных облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1987.— 288 с.
46. Asai T. On the preferred mode of cumulus convection in a conditionally unstable atmosphere.— In: Cloud Dynamics.— Proc. 3 IAMAP Symp.— D. Reidel Publish. Co., 1982, p. 149—162.
47. Atlas international des nuages, 1956, v. 1, 2, WMO, v. 1, p. 224, v. 2, p. 155.
48. Byers H. R., Braham R. R. The thunderstorm.— Washington, 1949. 287 p.
49. Clodman J. Some statistical aspects of cirrus clouds.— Mon. Wea. Rev., 1957, v. 85, N 2, p. 37—41.
50. Despande D. V. Cirriform cloud over India Heights and temperatures.— Ind. J. Meteorol. and Geoph., 1965, v. 16, N 4, p. 635—644.
51. Hang R. J., Smith R. E. Detection of convective storms based on penetrative cloud top from satellite infrared and rawinsonde data and gravity waves from Doppler sounder.— In: Cloud Dynamics. Proc. 3 IAMAP Symp.— D. Reidel Publish. Comp., 1982, p. 347—362.
52. Held G. The probability of hail in relation to radar echo heights in South African Highveld.— J. Appl. Met., 1978, v. 17, N 6, p. 755—763.
53. Kelbe B. E. Cumulus clouds characteristics of the Eastern Transvaal Lowveld.— Water S. A., 1984, v. 10, N 2, p. 81—90.
54. Konrad T. G. Statistical models of summer rain—showers derived from fine-scale radar observations.— J. Appl. Met., 1978, v. 17, N 2, p. 171—188.
55. Littlejohn L. W. High cloud structure in Equatorial South-East Asia.— Met. Mag., 1958, v. 87, N 1032, p. 172—179.
56. Long M. J. A preliminary climatology of thunderstorm penetrations of the tropopause in the United States.— J. Appl. Met., 1986, v. 5, N 4.
57. Lopez R. E. The lognormal distribution and cumulus cloud populations.— Mon. Wea. Rev., 1977, v. 5, N 7, p. 865—872.
58. Murgatroyd R. J., Goldsmith P. High cloud over Southern England.— Prof. Notes, 1956, N 119, Air Ministry, Meteorological Office, London.
59. Plank V. G. The size distribution of cumulus clouds in representative Florida populations.— J. Appl. Met., 1969, v. 8, N 1, p. 46—67.
60. Platt C. M. R., Scott J. C., Dilley A. C. Remote sounding of high clouds. Part VI. Optical properties of midlatitude and tropical cirrus.— J. Atm. Sci., 1987, v. 4, p. 729—747.
61. Rudneva L. B., Timanovskaya R. G., Timanovsky D. P. Observational model of statistical structure of cumulus field from the ground and sea-based measurements of radiation flux densities.— Proc. of the 9th Intern. Cloud Physics Conf., Tallinn, 1984, v. 11, p. 359—362.
62. Sohleusener R. A., Grant L. O. Characteristics of hailstorms on the Colorado State University network, 1960—1961.— Preprints of the 9th Radar Met. Conf., 1961, Kansas City, AMS, p. 140—145.

К главе 5

1. Беляев В. П., Силаева В. И., Шметер С. М. Структура элементов конвекции в нижней тропосфере.— Труды ЦАО, 1970, вып. 97, с. 53—62.
2. Винниченко Н. К., Пинус Н. З., Шметер С. М., Шур Г. Н. Турбулентность в свободной атмосфере.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 287 с.

3. Вульфсон Н. И. Исследование конвективных движений в свободной атмосфере.— М.: Изд. АН СССР, 1961.— 252 с.
4. Девятова В. А. Статистические характеристики вертикальной структуры однослойной слоистообразной облачности, полей температуры и влажности.— Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 165, с. 107—140.
5. Девятова В. А. Статистические характеристики вертикальной структуры двухслойной слоистообразной облачности полей температуры и влажности.— Труды ГосНИЦИПР, 1976, вып. 1, с. 48—67.
6. Динамика кучевых облаков/Пер. с англ. под ред. Н. И. Вульфсона.— М.: Мир, 1964.— 292 с.
7. Дубровина Л. С. Облака и осадки по данным самолетного зондирования.— Л.: Гидрометеоиздат, 1982.— 216 с.
8. Заболоцкая Т. Н., Мазин И. П. Температурный режим облаков слоистых форм над территорией Украины.— Метеорология и гидрология, 1988, № 11.
9. Зак Е. Г. Температурная характеристика облаков верхнего яруса.— Труды ЦАО, 1964, вып. 55, с. 32—53.
10. Косарев А. Л., Мазин И. П. Формула для расчета адиабатического значения водности облаков.— Метеорология и гидрология, 1972, № 3, с. 107—110.
11. Кучевые облака и связанная с ними деформация полей метеорологических элементов. Труды ЦАО, 1977, вып. 134, 127 с.
12. Мазин И. П., Шметер С. М. О деформации полей метеорологических элементов в зоне кучевого облака.— В сб.: Вопросы физики облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978, с. 135—156.
13. Мазин И. П., Шметер С. М. Облака. Строение и физика образования.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 279 с.
14. Международные метеорологические таблицы. I—II серии. ВМО/Пер. с франц. под ред. А. Х. Хргиана.— Обнинск, Изд-во ВНИИГМИ—МЦД, 1975.— 256 с.
15. Минервин В. Е., Мазин И. П., Бурковская С. Н. Некоторые новые данные о водности облаков.— Труды ЦАО, 1958, вып. 19, с. 3—32.
16. Михайленко Н. М. Некоторые характеристики облаков верхнего яруса в районе Киева.— Труды УкрНИГМИ, 1971, вып. 120, с. 55—59.
17. Наставления гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 4. Аэрологические наблюдения на станциях, ч. IV. Самолетное зондирование атмосферы.— М.: Гидрометеоиздат, 1958.— 153 с.
18. Половина И. П. Воздействие на внутримассовые облака слоистых форм.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 215 с.
19. Селезнева Е. С. О границах и вертикальной мощности конвективных облаков.— Труды ГГО, 1959, вып. 93, с. 3—20.
20. Синькевич А. А. Исследование термических характеристик мощных кучевых облаков с помощью ИК радиометра.— М.: Метеорология и гидрология, 1984, № 1, с. 40—45.
21. Фурман А. И., Шметер С. М. Новые данные о структуре поля температуры в окрестностях кучевых облаков.— Труды ЦАО, 1973, вып. 112, с. 15—27.
22. Хргиан А. Х. Распределение удельной влажности в свободной атмосфере.— Известия АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 2, т. XI, 1947, с. 149—152.
23. Шметер С. М. Структура полей метеорологических элементов в зоне кучево-дождевых облаков.— Труды ЦАО, 1969, вып. 88.— 120 с.
24. Шметер С. М. Физика конвективных облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 232 с.
25. Шметер С. М. Термодинамика и физика конвективных облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1987.— 288 с.
26. Barnes S. L. Some aspects of a severe right moving thunderstorms deduced from mesonetwork rawinsonde observations.— J. Atm. Sci., 1970, v. 27, N 4, p. 634—648.
27. Bunker A .F. Marine meteorology: cloud and environment velocities, temperatures, humidities and water contents associated with a shear zone in the

trade winds.— Woods Hole Oceanogr. Inst. Ref. 1959, N 59—42, Techn. Rep. N 44.
28. Byers H. R., Braham R. R. Thunderstorm.— Washington, 1949, 287 p.
29. Coulman C. E., Warner J. Temperature and humidity structure of the subcloud layer over land.— Boundary Layer Meteorol., 1977, v. 11, p. 467—484.
30. Despande D. V. Cirriform cloud over India Heights and temperatures.— Ind. J. Meteorol. and Geophys., 1965, v. 16, N 4, p. 635—644.
31. Dye J. E. et al. Dynamical-microphysical evolution of a convective storm in weakly-sheared environment. Pt. I. J. Atm. Sci., 1983, v. 40, N 9, p. 2083—2096.
32. Gray W. Diurnal variation of deep cumulus convection over the tropical oceans.— In: Proc. Intern. Sci. Confer. on the Energetics of Tropical Atmosphere, Geneva, 1978, p. 127—141.
33. Hung R. J., Smith R. E. Detection of convective storms based on penetrative cloud top from satellite infrared and rawinsonde data and gravity waves from Doppler sounder.— In: Cloud Dynamics. Proc. 3 IAMAP Symp.— D. Reidel Publ. Comp., 1982, p. 347—362.
34. Malcus J. S. On the structure of the trade wind moist layer.— Papers Phys. Oceanogr. Meteorol., 1958, v. 13, N 2.
35. Murgatroyd R. J., Goldsmith P. High cloud over Southern England.— Prof. Notes, 1956, N 119, Air Ministry, Meteorological Office, London, p. 11—19.
36. Pruppacher H., Klett J. D. Microphysics of clouds and precipitation.— D. Reidel Publ. Co., 1978. 714 p.
37. Selvam A. M. et al. Characteristics of temperature spectra in warm monsoon clouds.— Proc. of the 9th Int. Cloud Physics Conf., Tallinn, 1984, v. 2, p. 439—442.
38. Sinclair P. C. Severe storm air velocity and temperature structure deduced from penetrative aircraft.— Prep. Vol. 13th Conf. on Severe Local Storms, 1973, AMS, Boston, Mass., p. 25—33.

К главе 6

1. Безрукова Н. А., Стулов Е. А. Изменения МДВ, связанные с мезоструктурой полей фронтальных осадков.— Тезисы докладов Всесоюзной конференции по авиационной метеорологии.— М., 1986, с. 61.
2. Безрукова Н. А., Стулов Е. А. Мезоструктурные особенности полей осадков в зонах теплых фронтов и фронтов окклюзии.— Труды ЦАО, 1987, вып. 163, с. 15—29.
3. Виниченко Н. К., Пинус Н. З., Шметер С. М., Шур Г. Н. Турбулентность в свободной атмосфере. Изд. 2-е.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 288 с.
4. Волынец Л. М., Ефимов А. А. Исследование вертикальных движений и мезоструктуры фронтальных осадков.— Тезисы докладов VII Всесоюзного совещания по радиометеорологии.— М.: Гидрометеоиздат, 1986.— 86 с.
5. Егорова И. Р., Ирисова Т. А., Садоков В. П. Условия формирования фронтальной облачной системы и осадков над ЕТС 14—17 октября 1971 г.— Труды Гидрометцентра СССР, 1973, вып. 116, с. 61—84.
6. Ефремов В. Н., Мельничук Ю. В. Исследование мезомасштабных вертикальных потоков в осадках.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 12, № 7, 1976, с. 696—702.
7. Ефремов В. Н., Мельничук Ю. В. Конвергенция и мезомасштабные вертикальные потоки в осадках.— Труды IV Всесоюзного совещания по радиометеорологии.— М.: Гидрометеоиздат, 1978, с. 41—43.
8. Кучевые облака и связанная с ними деформация полей метеоэлементов. Под ред. И. П. Мазина и С. М. Шметера.— Труды ЦАО, 1977, вып. 134.— 127 с.
9. Ливанова Н. А. Об учете влияния вовлечения на распределение температуры и влажности в кучево-дождевых облаках.— Метеорология и гидрология, 1969, № 4, с. 90—92.

10. Мазин И. П., Шметер С. М. О деформации полей метеорологических элементов в зоне кучевого облака.— В сб.: Вопросы физики облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978, с. 135—167.
11. Мазин И. П., Шметер С. М. Облака. Строение и физика образования.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 279 с.
12. Моргоев А. К. Радиолокационный метод исследования воздушных движений в мощных конвективных облаках.— Автореферат дисс. на соискание ученой степени канд. физ.-мат. наук, 1985, 195 с.
13. Орлова Е. М. Краткосрочный прогноз атмосферных осадков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 168 с.
14. Пономаренко И. Н., Кошенко А. М. Облачные системы фронтов и связи с распределением вертикальных движений.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 4, № 9, 1968, с. 930—940.
15. Шметер С. М. Об одной из возможных причин образования гряд кучево-дождевых облаков.— Метеорология и гидрология, 1966, № 10, с. 7—13.
16. Шметер С. М. Физика конвективных облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 231 с.
17. Шметер С. М. Термодинамика и физика конвективных облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1987.— 288 с.
18. Atlas D., Tatehira R., Srivastava R. C., Marker W., Carbone R. E. Precipitation-induced mesoscale wind perturbations in the melting layer.— Quart. J. Roy. Met. Soc., 1969, v. 95, N 405, p. 544—560.
19. Battan L. I. The variable nature of thunderstorm updrafts and precipitation.— In: Cloud Dynamics, Proc. 3 IAMAP Symp.— D. Reidel Publ. Comp., 1982, p. 233—242.
20. Browning K. A., Harrold T. W. Air motion and precipitation growth in a wave depression.— Quart. J. Roy. Met. Soc., 1969, v. 95, N 404, p. 288—309.
21. Browning K. A., Harrold T. W. Air motion and precipitation growth at a cold front.— Quart. J. Roy. Met. Soc., 1970, v. 96, N 409, p. 369—389.
22. Byers H. R., Braham R. R. The thunderstorm. Washington, 1949. 287 p.
23. Findeisen W. The formation of the 0 °C — isothermal layer and fracto-cumulus under nimbostratus.— Met. Zeit., v. 54, N 1, p. 49—54.
24. Gray W. M. Calculations of cumulus vertical draft velocities in hurricanes from aircraft observations.— J. Appl. Met., 1965, v. 4, p. 463—474.
25. Harrold T. W. Mechanisms influencing the distribution of precipitation within baroclinic disturbances.— Quart. J. Roy. Met. Soc., v. 99, 1973, N 420, p. 232—251.
26. Harrold T. W., Browning K. A. Mesoscale wind fluctuations below 1,500 meters.— Met. Mag., 1967, v. 96, p. 367—376.
27. Knupp K. R., Cotton W. R. Precipitating convective cloud downdraft structure — a synthesis of observations and modelling. Proc. of the 9th Intern. Cloud Physics Conf., Tallinn, 1984, v. 2, p. 431—434.
28. Kreitzberg G. W. The mesoscale wind field in an occlusion.— J. Appl. Met., v. 7, N 1, 1969, p. 53—67.
29. Miller L. Y., Dye I. E., Martner B. E. Dynamical-microphysical evolution of a convective storm in a weakly-sheared environment. Pt. II. Airflow and precipitation trajectories from Doppler radar observations.— J. Atm. Sci., 1983, v. 40, N 9, p. 2097—2109.
30. Musil D. S., Deola R. A. Interior characteristics of Southwest Montana thunderstorms.— Proc. of the 9th Int. Cloud Physics Conf., Tallinn, 1984, v. 2, p. 473—476.
31. Nelson S. P. The influence of storm flow structure on hail growth.— J. Atm. Sci., 1983, v. 40, N 8, p. 1965—1983.
32. Orlanski I. A rational subdivision of scales for atmospheric properties.— Bull. Amer. Met. Soc., 1975, v. 56, N 5, p. 527—530.
33. Randall D. A. Clouds and entrainment.— Proc. of the American Meteor. Society, National Conference on Cloud Physics, 1982, Chicago, p. 131—138.
34. Wang P. Y., Parsons D. B., Hobbs P. V. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. VI: Wavelike rainbands associated with a cold-frontal zone.— J. Atm. Sci., v. 40, N 3, 1983, p. 543—558.
35. Warner J. The microstructure of cumulus clouds. Pt. I. J. Atm. Sci., 1970, v. 26, N 5, p. 1049—1059.

К главе 7

1. Виниченко Н. К., Пинус Н. З., Шметер С. М., Шур Г. Н. Турбулентность в свободной атмосфере. Изд. 2-е.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 288 с.
2. Войт Ф. Я., Корниенко Е. Е., Хусид С. В. О статистических характеристиках структуры вертикальных движений в кучевых облаках.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1971, т. VII, № 11, с. 1206—1208.
3. Ермаков В. М. и др. Атмосферная турбулентность во фронтальных облаках.— Метеорология и гидрология, 1984, № 9, с. 32—39.
4. Кучевые облака и связанная с ними деформация полей метеоэлементов/ Под ред. И. П. Мазина и С. М. Шметера.— Труды ЦАО, 1977, вып. 134.— 127 с.
5. Мазин И. П., Силаева В. И., Струнин М. А. Турбулентные пульсации горизонтальной и вертикальной компонент скорости ветра в облаках различных форм.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1984, т. 20, № 1, с. 10—18.
6. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика.— М.: Наука, 1965, ч. I, 639 с., ч. II, 1967.— 720 с.
7. Силаева В. И., Струнин М. А. Турбулентность в окрестности облаков некоторых форм и безоблачном пространстве. Метеорология и гидрология, № 2, 1986, с. 22—27.
8. Силаева В. И., Шметер С. М. Турбулентность внутри кучевых облаков и в их окрестностях.— Труды ЦАО, 1977, вып. 128, с. 63—72.
9. Шметер С. М. Термодинамика и физика конвективных облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1987.— 288 с.
10. Coulman C. E., Warner J. Temperature and humidity structure of the sub-cloud layer over land.— Bound. Layer Met., 1977, v. 11, p. 467—484.
11. Emmitt G. Tropical cumulus interaction with and modification of the subcloud region. J. Atm. Sci., 1978, v. 35, N 6, p. 1485—1502.
12. Kitchen M., Coughey S. Tethered-balloon observations of the structure of small cumulus clouds.— Quart. J. Roy. Met. Soc., 1981, v. 107, N 454, p. 853—871.
13. McPherson J., Isaak G. A. Turbulent characteristics of some Canadian cumulus.— J. Appl. Met., 1977, v. 16, N 1, p. 81—90.
14. Steiner R., Rhyne R. N. Atmospheric turbulence and airplane response in convective-type clouds.— J. Aircraft, 1, 1964.
15. Warner J. The microstructure of cumulus cloud. Pt. 3. The nature of the updraft.— J. Atm. Sci., 1970, v. 27, N 4, p. 682—688.

К главе 8

1. Боровиков А. М., Мазин И. П. Микрофизические характеристики облаков.— В кн.: Авиационно-климатический атлас-справочник СССР/Под ред. Л. С. Дубровиной.— М.: Гидрометеоиздат, 1975, вып. 3, т. I, ч. II, с. 127—148.
2. Зайцев В. А., Ледохович А. А. Приборы для исследования туманов, облаков и влажности.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 255 с.
3. Королев А. В., Мазин И. П., Макаров Ю. Е., Новиков В. С. О распределении капель по размерам в облаках слоистых форм. В сб.: Вопросы физики облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1986, с. 143—159.
4. Косарев А. Л., Мазин И. П. Формула для расчета адиабатического значения водности облаков.— Метеорология и гидрология, 1972, № 3, с. 107—110.

5. Косарев А. Л., Мазин И. П., Невзоров А. Н., Шугаев В. Ф. Оптическая плотность облаков.— Труды ЦАО, 1976, вып. 124.— 168с.
6. Косарев А. Л. и др. Сравнение некоторых микрофизических характеристик облаков разных географических районов. В сб.: Вопросы физики облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978, с. 113—131.
7. Косарев А. Л., Мазин И. П., Невзоров А. Н., Шугаев В. Ф. Микроструктура перистых облаков.— В сб.: Вопросы физики облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1986, с. 160—186.
8. Кучевые облака и связанная с ними деформация полей метеоэлементов.— Труды ЦАО, 1977, вып. 134, с. 1—128.
9. Левин Л. М. Исследования по физике грубодисперсных аэрозолей. Изд-во АН СССР, 1961.— 267 с.
10. Мазин И. П. Связь фазового строения облака с вертикальными движениями.— Метеорология и гидрология, 1986, № 11, с. 27—35.
11. Мазин И. П., Невзоров А. Н., Шугаев В. Ф. Распределение показателя ослабления света в облаках различных форм.— Метеорология и гидрология, 1983, № 9, с. 43—49.
12. Мазин И. П., Шметер С. М. Облака. Строение и физика образования.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 279 с.
13. Минервин В. Е. Водность кристаллических облаков.— Труды ЦАО, 1965, вып. 64, с. 3—10.
14. Радиация в облачной атмосфере/Под ред. Е. М. Фейгельсон.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981, с. 43—66.
15. Физика облаков/Под ред. А. Х. Хргиана и др.— Л.: Гидрометеоиздат, 1961.— 459 с.
16. Heymsfield A. J. Precipitation development in stratiform ice clouds: a microphysical and dynamical study.— J. Atm. Sci., 1977, v. 34, p. 367—381.
17. Heymsfield A. J. Ice particles observed in a cirriform cloud at —83 °C and implications for polar stratospheric clouds.— J. Atm. Sci., 1986, v. 43, N 8, p. 851—855.
18. Heymsfield A. J., Kajikawa M. An improved approach to calculating terminal velocities of plate-like crystals and graupel.— J. Atm. Sci., 1987, v. 7, p. 1088—1099.
19. Jeck R. K. A new data base of supercooled cloud variables for altitudes up to 10,000 feet AGL and the implications for low altitude aircraft icing. Final Rep., August 1983, US Dept. of Transportation, Atlantic City Airport, N. Y. 08405. 66 p.
20. Locatelli J. D., Hobbs P. V. Fallspeeds and masses of solid precipitation particles.— J. Geoph. Res., 1974, 79, p. 2185—2197.
21. Pruppacher H. R., Klett J. D. Microphysics of clouds and precipitation.— D. Reidel Publish. Comp., 1978, 714 p.

К главе 9

1. Барашкова Е. П. Рассеянная радиация в Карадаге.— Труды ГГО, 1959, вып. 80, с. 70—87.
2. Берлянд Т. Т., Полынская Е. М. Об ослаблении солнечной радиации облаками над континентами.— Труды ГГО, 1980, вып. 427, с. 79—93.
3. Бриенко В. И., Кондратьев К. Я. Спектральное альбедо слоистообразной облачности в диапазоне длин волн 0,35—0,95 мкм.— Труды ГГО, 1973, вып. 322, с. 68—76.
4. Бриенко В .И., Кондратьев К. Я. Вертикальные профили радиационных характеристик типичных облачных образований.— Труды ГГО, 1975, вып. 331, с. 3—16.
5. Бриенко В. И., Чапурский Л. И. Спектральные характеристики углового распределения яркости, альбедо, пропускания и поглощения сплошной слоистообразной облачности.— Труды ГГО, 1975, вып. 331, с. 27—35.
6. Борен К., Хафмен Д. Поглощение и рассеяние света малыми частицами/Пер. с англ.— М.: Мир, 1986.— 664 с.
7. Борн М., Вольф Э. Основы оптики.— М.: Наука, 1973.— 720 с.

8. Ван де Хюлст. Рассеяние света малыми частицами.— М.: Изд-во иностр. лит., 1961.— 536 с.
9. Волковицкий О. А. и др. Исследование спектрального пропускания кристаллических туманов.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1983, т. 19, № 5, с. 497—503.
10. Волковицкий О. А., Павлова Л. Н., Петрушин А. Г. О рассеянии света ледяными кристаллами.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1980, т. 16, № 2, с. 156—163.
11. Волковицкий О. А., Павлова Л. Н., Петрушин А. Г. Оптические свойства кристаллических облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— 198 с.
12. Воскресенский А. И., Долгин И. М., Маршунова М. С. Условия формирования радиационного режима в полярных районах.— Материалы X Всесоюзного совещания по актинометрии. Радиационные процессы в атмосфере и на земной поверхности.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979, с. 40—49.
13. Вощинников Н. В., Фарафонов В. Г. Оптические свойства сфероидальных ледяных частиц.— В кн.: III Всесоюзное совещание по распространению лазерного излучения в дисперсной среде. Тезисы докладов. Ч. 1.— Обнинск, 1985, с. 183—186.
14. Георгиевский Ю. С., Шукуров А. Х. О некоторых результатах измерений пропускания тонких облаков в видимом и инфракрасном диапазонах спектра.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1974, т. 10, № 1, с. 92—95.
15. Гинзбург А. С., Костяной Г. Н., Мулламаа Ю.— А. Р. Предварительная радиационная модель облачной атмосферы (тепловое излучение и кучевые облака).— Препринт ИФА АН СССР, 1977. 51 с.
16. Гирдюк Г. В., Егоров Б. Н. Оценка влияния облаков различных форм на коротковолновую радиацию в Северной Атлантике.— Труды ГГО, 1981, вып. 454, с. 40—44.
17. Гирдюк Г. В., Егоров Б. Н., Кириллова Т. В. Ослабление суммарной радиации над океаном облаками различных форм.— Тезисы докладов XI Всесоюзного совещания по актинометрии.— Таллин, 1980, ч. III, с. 14—17.
18. Гирдюк Г. В. и др. Влияние облачности на суммарную радиацию, поступающую на поверхность океана/Гирдюк Г. В., Егоров Б. Н., Кириллова Т. В., Иесина Л. В.— Труды ГГО, 1973, вып. 297, с. 109—117.
19. Гойса Н. И., Горб А. С. Исследование коротковолновых радиационных потоков и притоков в атмосфере при кучевой облачности.— Труды УкрНИГМИ, 1974, в. 130, с. 92—101.
20. Гойса Н. И., Горб А. С. О параметризации длинноволновых потоков и полного радиационного притока тепла в атмосфере при кучевой облачности.— Материалы X Всесоюзного совещания по актинометрии. Радиационные процессы в атмосфере и на земной поверхности.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979, с. 255—259.
21. Гойса Н. И., Горб А. С. Пропускание и поглощение солнечной радиации атмосферой при наличии кучевых облаков.— Труды УкрНИГМИ, 1979, вып. 170, с. 110—122.
22. Гойса Н. И., Горб А. С., Дмитриева-Арраго Л. Р. О возможности параметризации облачности.— Труды ГГО, 1975, вып. 353, с. 13—21.
23. Гойса Н. И., Горб А. С., Дмитриева-Арраго Л. Р. Альбедо полей кучевых облаков.— Труды УкрНИГМИ, 1976, вып. 146, с. 58—67.
24. Гойса Н. И., Оппенгейм В. Д., Фейгельсон Е. М. Вертикальные профили потоков длинноволновой радиации в облачной атмосфере.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1970, т. IV, № 2, с. 198—203.
25. Гойса Н. И., Шошин В. М. Радиационный баланс облачных слоев St и Sc.— Труды УкрНИГМИ, 1970, вып. 86, с. 96—111.
26. Гойса Н. И., Шошин В. М. О вертикальной структуре поля эффективного излучения в тропосфере при различном состоянии облачности.— Труды УкрНИГМИ, 1970, вып. 92, с. 38—48.

27. Гойса Н. Н., Шошин В. М. Об эффективном излучении слоисто-образных облаков.— Труды УкрНИГМИ, 1970, вып. 92, с. 49—57.
28. Горб А. С. Взаимосвязь полей кучевой облачности и радиации.— Труды УкрНИИ, 1984, вып. 203, с. 92—101.
29. Гришенко З. И. Зависимость радиационного режима от облачности.— Труды ГГО, 1968, вып. 213, с. 53—64.
30. Гущин Г. П., Павлюченкова Т. Л., Александров П. А. Оптические характеристики перистых облаков.— Труды ГГО, 1980, вып. 449, с. 59—70.
31. Дегтярев Г. М., Меньшов Ю. А., Алемасов Б. Е. Характеристика теплового баланса северо-западной части Атлантического океана летом 1960 г.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1962, № 7, с. 965—970.
32. Дейрменджан Д. Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами/Пер. с англ.— М.: Мир, 1971.— 165 с.
33. Дугин В. П. и др. Спектральное пропускание искусственных кристаллических облачных образований.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1976, т. 12, № 4, с. 444—448.
34. Егоров Б. Н. Учет влияния облачности различных ярусов на суммарную радиацию, приходящуюся к поверхности океана.— Труды ГГО, 1973, вып. 297, с. 118—123.
35. Егоров Б. Н., Кириллова Т. В. К вопросу учета влияния облачности на суммарную радиацию в тропических районах Атлантики.— Труды ГГО, 1977, вып. 388, с. 102—105.
36. Егоров Б. Н., Кириллова Т. В. Ослабление суммарной радиации облаками различных форм по данным экспедиции АТЭП-74. Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1979, т. 15, № 9, с. 987—990.
37. Егоров Б. Н., Кириллова Т. В. Суммарная радиация над Ладожским озером при различных формах облаков.— Труды ГГО, 1980, вып. 427, с. 74—78.
38. Зайцева Н. А. Влияние облачности на потоки длинноволновой радиации.— Труды ЦАО, 1978, вып. 133, с. 25—32.
39. Зайцева Н. А., Костяной Г. Н. Широтные и временные изменения поля длинноволновой радиации в центральной части Тихого океана.— Труды ЦАО, 1969, вып. 83, с. 38—46.
40. Зайцева Н. А., Костяной Г. Н. Временные изменения поля длинноволновой радиации в летний период.— Труды ЦАО, 1969, вып. 83, с. 47—55.
41. Зайцева Н. А., Фейгельсон Е. М. Особенности лучистого теплообмена в тропиках по данным актинометрического радиозондирования в экспедиции ТРОПЭКС-74 (АТЭП).— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1979, т. 15, № 2, с. 154—168.
42. Зайцева Н. А., Шляхов В. И. О трансформации поля длинноволновой радиации в свободной атмосфере.— Труды ГГО, 1972, вып. 276, с. 62—70.
43. Золотарев В. Н., Демин В. А. Оптические постоянные воды в широком диапазоне длин волн 0,1—1 мкм.— Оптика и спектроскопия, 1977, т. 43, № 2, с. 271—279.
44. Золотарев В. М., Ивлев Л. С., Попова С. Н. Выбор оптических констант воды и льда для расчетов характеристик рассеяния и поглощения радиации водным и ледяным аэрозолем.— Проблемы физики атмосферы, 1972, вып. 10, с. 104—110.
45. Золотарев В. М., Морозов В. Н., Смирнова Е. В. Оптические постоянные природных и технических сред.— Л.: Химия, 1984.— 216 с.
46. Зуев В. Е. Распространение видимых и инфракрасных волн в атмосфере.— М.: Советское радио, 1970.— 496 с.
47. Зуев В. Е., Кабанов М. В. Оптика атмосферного аэрозоля.— Л.: Гидрометеоиздат, 1987.— 254 с.
48. Зуев В. Е., Креков Г. М. Оптические модели атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1986.— 256 с.
49. Зуев В. Е., Лопасов В. П., Сончик В. К. Экспериментальное изучение комплексного показателя преломления воды в спектральном диапазоне

от 2,5 до 25 мкм.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1967, т. 3, № 7, с. 16—24.
50. Зуев В. Е. и др. Исследование индикатрис рассеяния радиации мелкодисперсных туманов в широком интервале.— В кн.: X Всесоюзная конференция по распространению радиоволн. Тезисы докладов.— М.: Наука, 1972, с. 303—307.
51. Ивлев Л. С. Химический состав и структура атмосферных аэрозолей.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1982.— 366 с.
52. Ивлев Л. С., Попова С. И. Комплексный показатель преломления диспергированной фазы атмосферного аэрозоля.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1973, т. 9, № 10, с. 1034—1042.
53. Изменчивость облачности и полей радиации.— Изд. АН ЭССР, 1978.— 111 с.
54. Калитин Н. Н. Суммарная радиация в Павловске.— Труды ГГО, 1950, вып. 19 (81), с. 130—160.
55. Кириллова Т. В., Тимановская Р. Г., Гудименко А. В. Статистическая структура суммарной радиации, приходящей к поверхности океана в условиях кучевой облачности.— Труды ГГО, 1977, вып. 388, с. 93—101.
56. Климович В. М. Пропускание солнечной радиации облаками над о. Диксон.— Метеорология и гидрология, 1970, № 1, с. 50—56.
57. Кондратьев К. Я. Лучистая энергия солнца.— Л.: Гидрометеоиздат, 1954.— 420 с.
58. Кондратьев К. Я. Лучистый теплообмен в атмосфере.— Л.: Гидрометеоиздат, 1956.— 420 с.
59. Кондратьев К. Я. Актинометрия.— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.— 692 с.
60. Кондратьев К. Я. Радиационные факторы современных изменений глобального климата.— Л.: Гидрометеоиздат, 1980.— 280 с.
61. Кондратьев К. Я., Биненко В. И. Влияние облачности на радиацию и климат.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— 240 с.
62. Кондратьев К. Я., Биненко В. И. Дьяченко Л. Н. Альбедо и угловые характеристики отражения подстилающей поверхности и облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 232 с.
63. Кондратьев К. Я., Тимофеев Ю. М. Метеорологическое зондирование атмосферы из космоса.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 280 с.
64. Коптев А. П., Воскресенский А. И. К вопросу о радиационных свойствах облачности.— Труды ААНИИ, 1962, т. 239, вып. 2, с. 39—47.
65. Корзов В. И., Кондратьев К. Я. Угловая анизотропия отражения коротковолновой радиации от сплошной облачности.— Труды ГГО, 1981, вып. 448, с. 48—58.
66. Костяной Г. Н., Краснова Т. М. Статистическая структура поля длинноволновой радиации в атмосфере Антарктиды в облачных и безоблачных условиях.— В сб.: Антарктика, 1982, № 21, с. 38—47.
67. Костяной Г. Н., Курилова Ю. В. О радиационных свойствах облачности.— Труды ЦАО, 1966, вып. 70, с. 31—40.
68. Креков Г. М., Рахимов Р. Ф. Оптико-локационная модель континентального аэрозоля.— Новосибирск; Наука, 1982.— 198 с.
69. Кузнецов В. В. Спектральное пропускание кристаллических облачных сред в области спектра 2,5—3 мкм.— В кн.: III Всесоюзное совещание по распространению лазерного излучения в дисперсной среде. Тезисы докладов. Ч. II.— Обнинск, 1985, с. 14—17.
70. Кузнецов В. В. и др. Об измерении микроструктуры кристаллических туманов телевизионным спектрометром аэрозолей «Аспект-10».— Труды ИЭМ, 1983, вып. 7 (112), с. 101—106.
71. Кузнецов В. В., Павлова Л. Н. Об оптических свойствах облаков.— Метеорология и гидрология, 1981, № 10, с. 40—43.
72. Кузнецов В. В., Павлова Л. Н. Исследование обратного рассеяния поляризованного излучения кристаллами льда.— Тезисы докладов VI Всесоюзного совещания по радиометеорологии.— Таллин, 1982, с. 138—139.

73. Ку-Нан Лиоу. Основы радиационных процессов в атмосфере.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— 376 с.
74. Курилова Ю. В. Структурные особенности потоков длинноволновой радиации.— Труды Гидрометцентра СССР, 1966, вып. 11, с. 128—137.
75. Лактионов А. Г. Равновесная гетеротепная конденсация.— Л.: Гидрометеоиздат, 1988.
76. Лактионов А. Г., Богомолов Ю. П. Зависимость размеров частиц естественного аэрозоля от влажности воздуха.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1972, т. 8, № 3, с. 291—297.
77. Лопухин Е. А. Радиационные потоки в атмосфере над Ташкентом при облачном небе.— Труды Ташкентской геофиз. обсерв., 1957, вып. 13, с. 75—89.
78. Лопухин Е. А. Радиационное нагревание или охлаждение воздуха вблизи поверхности облаков.— Труды САНИГМИ, 1959, вып. 2 (17), с. 99—125.
79. Львова О. С. Относительная суммарная радиация как характеристика облачности по актинометрическим наблюдениям в Воейково.— Труды ГГО, 1972, вып. 279, с. 212—220.
80. Львова О. С., Сивков С. И. Относительная суммарная радиация как климатическая характеристика облачности.— Метеорология и гидрология, 1975, № 9, с. 44—51.
81. Мак-Картни Э. Оптика атмосферы/Пер. с англ.— М.: Мир, 1979.— 421 с.
82. Моршунова М. С., Долгин М. И. Исследование облачности в Антарктиде с помощью актинометрического радиозондирования.— Материалы XII Совещания по актинометрии. Радиационная климатология и прикладные аспекты актинометрии.— Иркутск: Изд-во АН СССР, 1984, с. 75—77.
83. Метеорология южного полушария/Пер. с англ. под редакцией Ч. У. Ньютона.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 260 с.
84. Миннарт М. Свет и цвет в природе/Пер. с англ.— М.: Наука, 1969.— 344 с.
85. Мулламаа Ю. А. Р., Пылдмаа В. К. Изменчивость потока прямой радиации солнца при кучевой облачности.— «Облачность и радиация», АН ЭССР, Тарту, 1975, с. 97—109.
86. Мулламаа Ю. А. Р., Сулев М., Пылдмаа В. К. О статистических характеристиках радиационного поля облачного неба.— В сб.: Радиация и облачность. Тарту: Изд-во АН ЭССР, 1969, с. 130—153.
87. Науменко Е. К., Пришивалко А. П. Асимметрия индикатрис рассеяния.— Препринт. ин-та физики АН БССР.— 42 с.
88. Ньютон Р. Теория рассеяния волн и частиц/Пер. с англ.— М.: Мир, 1969.— 607 с.
89. Перельман А. Я., Шифрин К. С. Определение ориентации эллипсоидальных частиц методом спектральной прозрачности.— Оптика и спектроскопия, 1979, т. 45, вып. 6, с. 1207—1210.
90. Петрушин А. Г. Ослабление инфракрасного излучения ледяными пластинками.— Оптика и спектроскопия, 1979, т. 47, вып. 4, с. 728—734.
91. Петрушин А. Г. Ослабление и рассеяние инфракрасного излучения 8—12 мкм ледяными пластинками и круговыми цилиндрами.— Труды ИЭМ, 1981, вып. 26 (99), с. 107—113.
92. Петрушин А. Г. Ослабление и рассеяние излучения на ледяных круговых цилиндрах.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1986, т. 22, № 12, с. 1293—1299.
93. Петрушин А. Г. Интенсивность излучения, рассеянного под малыми углами, ориентированными ледяными кристаллами.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1987, т. 23, № 5, с. 546—548.
94. Пивоварова З. И. Радиационные характеристики климата СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 336 с.
95. Поглощение радиации солнца облачными слоями и изменчивость спектральных радиационных характеристик облачной атмосферы/В. И. Бинепко, О. В. Васильев, В. С. Гришечкин, К. Я. Кондратьев.— Труды ГГО, 1975, вып. 331, с. 17—26.

96. Поле излучения Земли как планеты/К. Я. Кондратьев, О. А. Авасте, М. П. Федорова, К. Е. Якушевская.— Л.: Гидрометеоиздат, 1967.— 314 с.
97. Полный радиационный эксперимент/Под ред. К. Я. Кондратьева и Н. Е. Тер-Маркарянц.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 240 с.
98. Пришивалко А. П., Астафьева Л. Г., Леднева Г. П. О резонансах поглощения света в однородных и полых сферических частицах.— Препринт № 394 ин-та физики АН БССР, 1985.— 40 с.
99. Пришивалко А. П., Бабенко В. А., Кузьмин В. Н. Рассеяние и поглощение света неоднородными и анизотропными сферическими частицами.— Минск, Наука и техника, 1984.— 263 с.
100. Радиация в облачной атмосфере/Под ред. Е. М. Фейгельсон.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— 280 с.
101. Решение прямых и некоторых обратных задач атмосферной оптики методом Монте-Карло/Г. И. Марчук, Г. А. Михайлов, М. А. Назаралиев, Р. А. Дарбинян.— Новосибирск: Наука, 1968.— 100 с.
102. Романова Л. М., Фейгельсон Е. М. Радиационная энергетика атмосферы и теория переноса излучения. Некоторые проблемы современной физики атмосферы.— М.: Наука, 1981, с. 119—133.
103. Русин Н. П. Использование актинометрической информации для решения прикладных задач.— Труды Международного симпозиума «Использование данных о солнечной радиации в народном хозяйстве».— Л.: Гидрометеоиздат, 1979, с. 6—16.
104. Седунов Ю. С. Физика образования жидкокапельной фазы в атмосфере.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 208 с.
105. Стохастическая структура полей облачности и радиации/Под ред. Ю.-А. Р. Мулламаа. Тарту: Изд-во АН ЭССР, 1972.— 281 с.
106. Теплообмен в атмосфере/Под ред. Е. М. Фейгельсон, Л. Р. Цванг.— М.: Наука, 1972.— 152 с.
107. Тимановская Р. Г. Статистическая структура потоков прямой и суммарной солнечной радиации у поверхности Земли при кучевых облаках.— Труды ГГО, 1973, вып. 297, с. 142—155.
108. Тимановская Р. Г., Фейгельсон Е. М. Потоки солнечной радиации у поверхности Земли при кучевой облачности.— Метеорология и гидрология, 1979, № 11, с. 44—50.
109. Тимофеев Н. А. Радиационный режим океанов.— Киев: Наукова думка, 1983.— 248 с.
110. Тяботов Л. Е., Шляхов В. И., Шупяцкий А. Б. Исследование некоторых оптических характеристик метеообъектов с помощью лазера.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1969, т. 5, № 2, с. 192—198.
111. Угловое распределение отраженной радиации по данным полетов на самолете Ил-18 в 1964 г./А. И. Герман, М. Г. Коробов, Н. Г. Маркина, Л. А. Пахомова.— Труды ЦАО, 1966, вып. 70, с. 3—22.
112. Фейгельсон Е. М. Радиационные процессы в слоистообразных облаках. М.: Наука, 1964.— 232 с.
113. Фейгельсон Е. М. Спектральное отражение радиации облаками.— Труды ГГО, 1964, вып. 166, с. 128—143.
114. Фейгельсон Е. М. Лучистый теплообмен и облака.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 230 с.
115. Фейгельсон Е. М. Предварительная радиационная модель облачной атмосферы.— Препринт ИФА АН СССР, 1976.— 58 с.
116. Фейгельсон Е. М., Краснокутская Л. Д. Потоки солнечного излучения и облака.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 158 с.
117. Филиппов В. Л., Иванов В. П., Макаров А. С. О вариациях аэрозольного ослабления в условиях ледяного тумана. В кн.: IV Всесоюзный симпозиум по распространению лазерного излучения в атмосфере. Тезисы докладов.— Томск, 1977, с. 174—177.
118. Чельцов Н. И. Альбедо облаков.— Метеорология и гидрология, 1952, № 6, с. 24—26.

119. Чельцов Н. И. Исследование отражения, пропускания и поглощения солнечной радиации облаками некоторых форм.— Труды ЦАО, 1952, вып. 8, с. 36—66.
120. Шифрин К. С. Рассеяние света в мутной среде.— М.: Гостехиздат, 1951.— 288 с.
121. Шифрин К. С. Введение в оптику моря.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 278 с.
122. Шифрин К. С., Зельманович И. А. Таблицы по светорассеянию. Т. I.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.— 339 с.
123. Шифрин Е. С., Шифрин Я.С., Макулинский И. А. Рассеяние света ансамблем больших частиц произвольной формы.— ДАН СССР, 1984, т. 277, № 3, с. 582—585.
124. Шошин В. Н. Радиационный режим нижней тропосферы при слоистообразной облачности St и Sc над территорией Украины и Молдавии в холодный период года.— Труды УкрНИГМИ, 1976, вып. 147, с. 84—90.
125. Asano S. Light scattering properties of spheroidal particles.— Appl. Opt., 1979, vol. 18, N 5, p. 712—723.
126. Asano S. Transfer of solar radiation of optically anisotropic ice clouds.— J. Met. Soc. Japan, 1983, vol. 61, N 3, p. 402—413.
127. Asano S., Sato M. Light scattering by randomly oriented spheroidal particles.— Appl. Opt., 1980, vol. 19, N 6, p. 962—974.
128. Asano S., Sato M., Hansen J. Scattering by randomly oriented ellipsoids: application to aerosol and cloud problems.— New-York, Goddard Institute, 1980, p. 265—269.
129. Cai Q., Liou K.-N. Theory of time-dependent multiple back-scattering from clouds.— J. Atm. Sci., 1981, vol. 38, N 7, p. 1452—1466.
130. Cai Q., Liou K.-N. Polarized light scattering by hexagonal ice crystals: theory.— Appl. Opt., 1982, vol. 21, N 19, p. 3569—3580.
131. Camagni P. Lidar application to aerosol and particles.— In: Optical remote sensing air pollution. Lect. course Joint Res. Center, Ispra.— Amsterdam, 1984, p. 205—233.
132. Centeno M. The refractive index of liquid water in the near infrared spectrum.— J. Opt. Soc. Amer., 1941, vol. 31, N 3, p. 244—247.
133. Chylek P., Ramaswamy V. Simple approximation for infrared emissivity of water clouds.— J. Atm. Sci., 1982, v. 39, N 1, p. 171—177.
134. Coleman R. F., Liou K.-N. Light scattering by hexagonal ice crystals.— J. Atm. Sci., 1981, vol. 38, N 6, p. 1260—1271.
135. Cox S. K. Radiation characteristics of clouds in the solar spectrum. Clouds, their formation, optical properties, and effects/Ed. by P. V. Hobbs and A. Deepak.— Acad. Press, 1981, p. 241—278.
136. Danielson R. E., Moore D. R. The transfer of visible radiation through clouds.— J. Atm. Sci., 1969, v. 27, N 5, p. 11, p. 1078—1087.
137. Davies R. Reflected solar radiances from broken cloud scenes and the interpretation of scanner measurements.— J. Geoph. Res., 1984, v. 89, ND 1, p. 1259—1266.
138. Davis J. M., Cox S. K., McKee T. B. Vertical and horizontal distributions of solar absorption in finite clouds.— J. Atm. Sci., 1979, v. 36, N 10, p. 1976—1984.
139. Dietze G. Einführung in die Optik der Atmosphäre.— Leipzig, 1974, Akad. Verl., 264 S.
140. Fritz S., Krishna Rao P. On the infrared transmission through cirrus clouds and the estimation of relative humidity from satellites.— J. Appl. Met., 1976, v. 6, N 6, p. 1088—1096.
141. Grassl H. Bestimmung der Grössenverteilung von Wolkenelementen aus spektralen Transmissionsmessungen.— Beitr. Phys. Atm., 1970, vol. 43, N 4, S. 255—284.
142. Hale G. M., Querry M. R. Optical constants of water in the 200 nm to 200 μm wavelength region.— Appl. Opt., 1973, v. 12, N 3, p. 555—563.
143. Hanel G. The properties of atmospheric aerosol particles as functions of the relative humidity at thermodynamic equilibrium with the surrounding moist air.— Advances in Geoph., 1976, vol. 19, N 2, p. 73—188.

144. Hansen J. E., Cheyney H. Theoretical spectra scattering of ice clouds in the near infrared.— J. Geoph. Research, 1969, v. 74, N T-13, p. 3337—3346.
145. Hansen J., E. Pollack J. B. Near-infrared light scattering by terrestrial clouds.— J. Atm. Sci., 1970, v. 27, N 2, p. 265—281.
146. Irvine W. W., Pollack J. B. Infrared optical properties of water and ice spheres.— Icarus, 1968, v. 8, N 4, p. 324—360.
147. Kerker M. The scattering of light and other electromagnetic radiation.— New-York, London: Acad. Press, 1969, 645 p.
148. Latimer P. Light scattering by ellipsoids.— J. Col. Int. Sci., 1975, v. 53, N 1, p. 102—109.
149. Latimer P. Predicted scattering by spheroids: comparison of approximate and exact methods.— Appl. Opt., 1980, v. 19, N 18, p. 3039—3041.
150. Lenggenhager K. Isoliert und kombiniert vorkommende Brechungs- und Reflexion-erscheinungen in Eiswolken und auf Eisnebelschichten.— Zeitsch. f. Met., 1974, N 3—8, S. 226—231.
151. Liou K.-N. Time-dependent multiple backscattering.— J. Atm. Sci., 1971, v. 28, N 3, p. 824—827.
152. Liou K.-N. On the radiative properties of cirrus in the window region and their influence on remote sensing of the atmosphere.— J. Atm. Sci., 1974, v. 31, N 5, p. 522—531.
153. Liou K.-N. Some aspects of the optical properties of ice clouds. Clouds, their formation, optical properties, and effects/Ed. by P. V. Hobbs and A. Deepak.— Acad. Press, 1981, p. 315—354.
154. Liou K.-N. Review: influence of cirrus clouds on weather and climate processes: a global perspective.— Mon. Wea. Rev., 1986, v. 114, N 6, p. 1167—1199.
155. Liou K.-N, Wittman G. D. Parameterization of the radiative properties of clouds.— J. Atm. Sci., 1979, v. 36, N 7, p. 1261—1273.
156. Ohring G., Clapp Ph. The effect of changes in cloud amount on the net radiation at the top of the atmosphere.— J. Atm. Sci., 1980, v. 37, N 2, p. 447—454.
157. Pinkley L. W., Sethna P. P., Williams D. Optical constants of water in the infrared: influence of temperature.— J. Opt. Soc. Amer., 1977, v. 67, N 4, p. 494—499.
158. Plass G. N., Kattawar G. N. Radiative transfer in water and ice clouds in the visible and infrared region.— J. Appl. Optics, 1971, v. 10, N 4, p. 738—748.
159. Platt C. M. R., Scott J. C., Dilley A. C. Remote sounding of high clouds. Part VI. Optical properties of midlatitude and tropical cirrus.— J. Atm. Sci., 1987, v. 44, N 4, p. 729—747.
160. Pontier L., Dechambenoy C. Détermination des constants optiques de l'eau liquide entre 1 et 40 μ.— Annales de géophysique, 1966, v. 67, N 22, p. 633—641.
161. Rusk A. N., Williams D., Querry M. R. Optical constants of water in the infrared.— J. Opt. Soc. Amer., 1971, v. 61, N 7, p. 895—903.
162. Ryan J. S., Pal S. R., Carswell A. I. Laser backscattering from dense water-droplet clouds.— J. Opt. Soc. Amer., 1979, v. 69, N 1, p. 60—67.
163. Sagan C., Polack J. B. An isotropic, nonconservative scatterring and the clouds of Venus.— J. Geophys. Res., 1967, v. 72, N 4, p. 469—477.
164. Sassen K. Backscattering cross sections for hydrometeors: measurements at 6328 A.— Appl. Opt., 1978, v. 17, N 5, p. 804—806.
165. Sassen K. Infrared (10,6 μ) scattering and extinction in laboratory water and ice clouds.— Appl. Opt., 1981, v. 20, N 2, p. 185—193.
166. Sassen K., Liou K.-N. Scattering of polarized laser light by water droplet, mixed-phase and ice crystal clouds. Part 1: Angular scattering patterns.— J. Atm. Sci., 1979, v. 36, N 5, p. 838—851.

167. Sassen K., Liou K.-N. Scattering of polarized laser light by water droplet, mixed-phase and ice crystal clouds. Part 2: Angular depolarizing and multiple-scattering behavior.— J. Atm. Sci., 1979, v. 36, N 5, p. 852—861.
168. Schaaf J. W., Williams D. Optical constants of ice in the infrared.— J. Opt. Soc. Amer., 1973, v. 63, N 6, p. 720—732.
169. Schmetz J. On the parameterization of the radiative properties of broken clouds.— Tellus, 1984, v. 36A, N 5, p. 417—432.
170. Schotland R. M., Sassen K., Stone R. Observations by lidar of linear depolarization ratios for hydrometeors.— J. Appl. Meteor., 1971, v. 10, N 10, p. 1011—1017.
171. Senior T. B., Weil H. Electromagnetic scattering and absorption by thin walled dielectric cylinders with application to ice crystals.— Appl. Opt., 1977, v. 16, N 11, p. 2979—2985.
172. Slingo A., Schreckner H. M. On the shortwave radiative properties of stratiform water clouds.— Quart. J. Roy. Met. Soc., 1982, v. 108, N 456, p. 407—426.
173. Stephens G. L. Radiation profiles in extended water clouds: Theory.— J. Atmos. Sci., 1978, v. 35, N 11, p. 2111—2122.
174. Stephens G. L. Radiation profiles in extended water clouds. II: Parameterization schemes.— J. Atm. Sci., 1978, v. 35, N 11, p. 2123—2132.
175. Stephens G. L. Radiative transfer on a linear lattice: application to anisotropic ice crystal clouds.— J. Atm. Sci., 1980, v. 37, N 9, p. 2095—2104.
176. Stephens G. L. Radiative properties of cirrus clouds in the infrared region.— J. Atm. Sci., 1980, v. 37, N 2, p. 435—446.
177. Takano Y., Asano S. Fraunhofer diffraction by ice crystals suspended in the atmosphere.— J. Met. Soc. Japan, 1983, v. 61, N 2, p. 289—299.
178. Warren S. G. Optical constants of ice from ultraviolet to the microwave.— Appl. Opt., 1984, vol. 23, N 8, p. 1206—1225.
179. Weil H., Chu C. M. Scattering and absorption of electromagnetic radiation by dielectric discs.— Appl. Opt., 1976, v. 15, N 7, p. 1832—1836.
180. Wendling P., Wendling R., Weikmann H. K. Scattering of solar radiation by hexagonal ice crystals.— Appl. Opt., 1979, v. 18, N 15, p. 2663—2671.
181. Wickramasinghe N. C. Light scattering functions for small particles with applications in astronomy.— London, Adam Hilger, 1973. 506 p.

К главе 10

1. Акимов М. Н. Спектр электрических зарядов капель тумана.— Труды ГГО, 1965, вып. 177, с. 76—80.
2. Андреева С. И. и др. О градиенте потенциала электрического поля слоисто-дождевых облаков.— Труды ГГО, 1972, вып. 277, с. 3—8.
3. Воркман Е. Грозовое электричество.— В сб.: Проблемы атмосферного электричества/Под ред. Я. М. Шварца.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969. 205 с.
4. Гирс С. П., Шварц Я. М. Опыт измерения электропроводности воздуха в районе конвективных облаков.— Труды ГГО, 1970, вып. 253, с. 3—11.
5. Евтеев Б. Ф., Камалдина И. И., Маркчев Н. Т., Пономарев Ю. Ф. Электрические поля в зимних облаках вторичного холодного фронта.— Труды ГГО, 1977, вып. 350, с. 91—95.
6. Зачек С. И. К вопросу об измерении электрической проводимости воздуха в свободной атмосфере с самолета.— Труды ГГО, вып. 225, 1964, с. 132—135.
7. Зачек С. И., Шварц Я. М., Пономарев Ю. Ф. Опыт измерения электрической проводимости воздуха в свободной атмосфере в районе Ленинграда.— Труды ГГО, 1968, вып. 225, с. 132—135.
8. Имянитов И. М. К вопросу об электризации и проводимости грозовых облаков.— ДАН СССР, 1956, 109, № 1, с. 77—83.
9. Имянитов И. М., Михайловская В. В. Опыт исследования зарядов частиц осадков в свободной атмосфере.— Труды ГГО, 1960, вып. 97, с. 16—33.

Список литературы к главе 10

10. Имянитов И. М. и др. Электрические характеристики атмосферы в Арктике/И. М. Имянитов, Г. Ф. Павлюченков, Е. В. Чубарина, Я. М. Шварц/ Труды ГГО, 1974, вып. 301, с. 47—54.
11. Имянитов И. М., Чубарина Е. В. Электричество свободной атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.— 240 с.
12. Имянитов И. М., Чубарина Е. В., Шварц Я. М. Электричество облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 92 с.
13. Имянитов И. М., Чубаев А. П. Результаты исследования электрических процессов в грозовых облаках.— В сб.: Исследование облаков, осадков, и грозового электричества.— Л.: Гидрометеоиздат, 1957, с. 13—16.
14. Каземир Г. Грозовое облако.— В сб.: Проблемы атмосферного электричества/Под ред. Я. М. Шварца.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969, с. 281—329.
15. Камалдина И. И. Об изменении элетрической структуры кучево-дождевых облаков в процессе их развития.— Труды ГГО, 1968, вып. 225, с. 85—91.
16. Камалдина И. И. Времена восстановления электрического поля после разрядов молнии в грозовых облаках разных типов.— Труды ГГО, 1970, вып. 252, с. 32—36.
17. Камалдина И. И. Влияние эффективной электрической проводимости облака на интенсивность грозовых процессов.— Труды ГГО, 1974, вып. 301.— 120 с.
18. Кацыка А. П. и др. Электрические заряды капель облаков и туманов.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1961, № 1, с. 103—110.
19. Колоколов В. П., Курилов В. А., Шаманский Ю. В. Электрическая проводимость воздуха над Индийским океаном.— В сб.: Метеорологические исследования».— Изд. МГК, 1982, № 27, с. 17—20.
20. Колоколов В. П., Могила Н. Л. Влияние индустриальных центров на электричество облаков.— Труды ГГО, 1980, вып. 401, с. 91—93.
21. Колоколов В. П., Семенов К. А. Измерение заряда дождя в Воейково в 1958 г.— Труды ГГО, 1960, вып. 97, с. 43—47.
22. Колоколов В. П. и др. Измерения электрического поля над Атлантическим и Индийским океанами. В сб.: «Метеорологические исследования». М.: Изд-во МГК, 1982, № 27, с. 10—16.
23. Красногорская Н. В. Результаты измерения зарядов частиц осадков в свободной атмосфере.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1956, № 7, с. 35—41.
24. Красногорская Н. В. Изменения электрической проводимости воздуха при различных метеорологических условиях.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1958, № 4, с. 177—205.
25. Красногорская Н. В. Электричество теплых облаков.— ДАН СССР, 1968, № 5, с. 181—190.
26. Красногорская Н. В. Электричество нижних слоев атмосферы и методы его измерения.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972, с. 120—203.
27. Красногорская Н. В., Куриленко Ю. Я., Рыбин И. М. Исследование параметров осадков в свободной атмосфере.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1961, № 5, с. 155—163.
28. Латышев А. В., Чубарина Е. В. Потенциал высоких слоев атмосферы. В сб.: «Метеорологические исследования», М., Изд-во МГК, 1982, № 27, с. 21—26.
29. Материалы наблюдений напряженности электрического поля атмосферы на различных высотах по данным зондирования 1964—1965 гг.— Ротопринт ГГО, 1970.— 103 с.
30. Махоткин Л. Г. Сезонные изменения среднего суточного хода градиента потенциала.— Труды ГГО, 1970, вып. 253, с. 79—84.
31. Махоткин Л. Г. Общие оценки средних и предельных зарядов частиц аэрозолей.— Труды ГГО, 1975, вып. 358, с. 136—139.
32. Махоткин Л. Г., Соловьев В. А. Электрические заряды капель туманов и облаков.— Труды ГГО, 1960, вып. 97, с. 51—62.

33. Машуков Х. М. Об измерениях проводимости грозовых облаков. Труды ВГИ, 1978, вып. 41, с. 94—98.
34. Мейсон Д. Физика облаков/Пер. с англ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1961.— 427 с.
35. Мейсон Д. Генерация зарядов в грозах.— В кн.: Проблемы атмосферного электричества/Пер. под ред. Я. М. Шварца.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969, с. 166—184.
36. Огуряева Л. В., Шварц Я. М. Анализ многолетнего хода величины атмосферного электричества в приземном слое. Регулярные измерения электропроводности воздуха. В сб. «Метеорологические исследования», № 27, 1982, М., Изд-во МГК, с. 35—48.
37. Парамонов Н. Л. О годовом ходе градиента атмосферно-электрического потенциала.— ДАН СССР, 1950, т. 71, № 1, с. 39—40.
38. Петров Г. Д. Методика измерения зарядов и размеров аэрозольных частиц с самолета.— Изв. АН СССР. 1959, сер. геофиз., № 11, с. 1665—1670.
39. Петров Г. Д. О распределении зарядов капель в кучевых облаках.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1961, № 7, с. 1085—1087.
40. Пудовкина И. В., Кацыка А. П. Измерения электрических зарядов искусственных туманов и естественных облаков.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1960, № 5, с. 707—713.
41. Семенов К. А. и др. Интенсивность новообразования.— Труды ГГО, 1984, вып. 474, с. 107—111.
42. Сергиева А. П. Об электрических зарядах облачных частиц. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1958, № 3, с. 347—357.
43. Сергиева А. П. Об электрических зарядах облачных капель.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1959, № 7, с. 1018—1025.
44. Тверской П. Н. Атмосферное электричество.— Л.: Гидрометеоиздат, 1949.— 252 с.
45. Федоров Е. К. Электрические заряды частиц осадков.— ДАН СССР, 1951, т. 78, № 6, с. 1131—1134.
46. Фукс Н. А. Механика аэрозолей.— М.: Изд. АН СССР, 1955.— 351 с.
47. Чалмерс Д. Ж. Атмосферное электричество/Пер. с англ. под ред. И. М. Имянитова.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 420 с.
48. Чубарина Е. В. Изменения электрической проводимости воздуха с высотой.— Трубы ГГО, 1974.— Л.: Гидрометеоиздат, вып. 323, с. 123—128.
49. Чубарина Е. В. Большие электрические поля в облаках слоистых форм.— Труды ГГО, 1977, вып. 350, с. 80—86.
50. Шварц Я. М. и др. Изменчивость величин атмосферного электричества. В сб. «Метеорологические исследования». М.: Изд. МГК, 1982, № 27, с. 68—73.
51. Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы. М.: Мир, 1965.— 424 с.
52. Allee P. A., Phillips B. B. Measurements of cloud droplet charge, electric field and polar conductivities in supercooled clouds.— J. Met., 1959, 16, N 4, p. 405—410.
53. Benbrook J., Kern J. Measurements of electric field in the vicinity of a thunderstorm system at an altitude of 37 km.— J. Geophys. Res., 1974, 76, N 34, p. 5289—5294.
54. Benerji S. K., Lele S. R. Electric charges on raindrops.— Nature, 1932, v. 130, p. 998—999.
55. Benerji S. K., Lele S. R. Electric charges of raindrops.— Proc. Nat. Inst. Sci., India, 1952, v. 18, p. 93—124.
56. Callahan R. C. et al. Electrical conductivity of air in troposphere.— J. Geophys. Res., 1951, v. 56, N 4, p. 545—553.
57. Chalmers J. A., Pasquill F. The electric charges on single raindrops and snowflakes.— Proc. Phys. Soc., London, 1938, v. 50, p. 1—16.
58. Chary S. Une méthode de mesure de la composante horizontale du champ électrique à l'intérieur des nuages.— J. Rech. Atm., 1975, v. 9, N 3, p. 127—133.
59. Clark J. The fair weather atmospheric electric potential and its gradient. Recent advances in atmospheric electricity.— Pergamon Press, 1958, p. 131—145.

60. Cobb W., Phillips B. Atmospheric electric measurement. Results at Mauna Loa observatory. US Department of Commerce Weather Bureau.— Tech. Paper, 46, Washington, D. C. 1962.
61. Colgate S., Romero J. Charge versus drop size in an electrofield cloud.— J. Geophys. Res., 1970, 75, N 30, p. 5873—5881.
62. Cristian M. et al. Airborne and ground-based studies of thunderstorms in the vicinity of Langmur laboratory.— Quart. J. Roy. Met. Soc., 1980, v. 106, N 447, p. 159—174.
63. Evans W. Electric field and conductivity in thunderclouds.— J. Geoph. Res., 1969, N 4, p. 939—948.
64. Fischer H. J. Die elektrische Spannung zwischen Ionosphäre und Erde.— Thesis Hochch. Stuttgart, 1962.
65. Fitzgerald D. Electrical structure of large overwater shower clouds. Recent Advances. Atm. Elect.— London—New-York—Paris, 1959, p. 245—269.
66. Fitzgerald D. Aircraft observations of convective cloud electrification.— Recent Advances Atm. Elect. — London—New-York—Paris, 1959, p. 245—269.
67. Freier G. A. Conductivity of the air in thunderstorms.— J. Geoph. Res., 1962, 67, N 12, p. 843—861.
68. Freier G. A. Theoretical study of the conductivity of air in thunderstorms.— J. Geoph. Res., 1963, N 17, p. 68.
69. Freier G. A. The relaxation time of air in thunderstorm.— Mon. Wea. Rev., 1967, N 12, 95, p. 843.
70. Gaskell W., Illingworth A., Latham J. Airborne studies of electric fields and the charge and size of precipitation in thunderstorm.— Quart. J. Roy. Met. Soc., 1978, 104, N 440, p. 447—460.
71. Gish O. H. Evolution and interpretation of the columnar resistance of the atmosphere.— Terr. Magn. Atmos. Elect., 1944, v. 49, p. 159—168.
72. Gish O. H., Wait G. R. Thunderstorms and the Earth's general electrification.— J. Geoph. Res., 1950, v. 55, N 4, p. 473—490.
73. Gschwend P. Beobachtung über die electrischen Ladungen einzelner Regentropfen und Schneeflocken.— Jahrb. Radioakt. Electron, 1920, v. 17, p. 62—79.
74. Gunn R. The electrical charge on precipitation at various altitudes and its relation to thunderstorm.— Phys. Rev., 1947, 71, p. 55—67.
75. Gunn R. The electrical charge on thunderstorm rain and its relation to droplet size.— J. Geoph. Res., 1949, v. 54.
76. Gunn R., Webb W. The note electrification of natural cloud droplets at the Earth's surface.— J. Met., 1955, v. 12, No 3, p. 87—99.
77. Ikebe I., Kawako M. Dependence of the effective attachment coefficient of small ions upon the size of condensation nuclei.— J. Pure and Appl. Geoph., 1970, 183, N 6, p. 120—130.
78. Israël M. Atmospheric Electricity.— Leipzig, 1957, v. 1, 315 p.
79. Krankevik J. H. Measurements of current density in the fair weather atmosphere.— J. Geoph. Res., 1961, v. 66, p. 3735—3748.
80. Kuetiner J. The electrical and meteorological conditions inside thunderclouds.— J. Met., 1950, v. 7, p. 322—332.
81. Latham J., Stow C. Airborne studies of the electrical properties of large conductive clouds.— Quart. J. Roy. Met. Soc., 1969, 95, N 405, p. 486—500.
82. Lugeon J. Mesures des parasites atmosphériques, d'electricité et de radioactivité de l'air.— Zürich, 1980, p. 85—108.
83. Magono C. Thunderstorms.— Amsterdam—Oxford—New-York, 1980. 212 p.
84. Magono C., Kikuchi C. On the electric charge of relatively large natural cloud particles.— J. Met. Soc. Jap., 1961, v. 39, p. 258—268.
85. Malan D. I. Les décharges dans l'air et la charge inférieure positive d'un nuage orageux.— Ann. Géoph., 1952, 8, p. 385.
86. Michnowski S. Observations of electric field variation following lightning discharges.— Acta Geoph. Polon, 1969, v. 17, N 3, p. 85—112.

87. Ota M. On the electric charge on snow.— J. Met. Soc. Jap., ser. II, 21, p. 259—263.
88. Phillips B. B., Kinzer G. D. Measurement of the size and electrification of droplets in cumuliform clouds.— J. Met., 1958, v. 15, N 4, p. 369—374.
89. Reiter R. Precipitation and cloud electricity.— Quart. J. Roy. Met. Soc., 1965, 91, N 387, p. 60—72.
90. Rust W., Moore C. Electrical conditions near the bases of thunderclouds in the South Western.— Elec. Process. Atm. Proc. 5-th Int. Conf. Garmisch-Partenkirchen, 1977, p. 354—366.
91. Sagalin R., Fausher I. Aircraft investigations of the large ion content and conductivity of the atmosphere and their relation to meteorological factors.— J. Atm. Terr. Phys., 1954, v. 5, p. 253.
92. Sagalin R., Fausher I. Space and time variation of charged nuclei and electrical conductivity of the atmosphere.— Quart. J. Roy. Met. Soc., 1956, v. 82, p. 428.
93. Schonland B., Graib J. The electric field of South African thunderstorms.— Proc. Roy. Soc., London, 1927, ser. A, 114, p. 229—243.
94. Scott J., Evans W. The electrical conductivity of clouds.— Pure and Appl. Geoph., 1969, 75, N 4, p. 219—232.
95. Selvam A., Kamashandra A. Aircraft measurement of electrical parameters inside monsoon clouds.— Indian J. Met. Hydrol. Geophys., 1976, v. 27, N 4, p. 391—394.
96. Shamo M. et al. Thin-wall ion chamber for laulebel radiation environment. The natural radiation environment.— Published W. Marsh Rice University by the University of Chicago Press, 1964, 1069, p. 627—641.
97. Shineo M. et al. Measurement of small ions and condensation nuclei over the sea near land.— J. Pure and Appl. Geoph., 1972, v. 100, N 8, p. 109—122.
98. Simpson G., Robinson G. The distribution of electricity in thunderclouds II. Proc. Roy. Soc., A, 1940, v. 177, p. 281—329.
99. Simpson G., Scrase F. Distribution of electricity in thunderclouds.— Proc. Roy. Soc., A, 1937. 309 p.
100. Smith Z. The electric charge of raindrops.— Quart. J. Roy. Met. Soc., 1955, v. 81, p. 23—47.
101. Stergis G. et al. Electric field measurements above thunderstorms.— J. Atm. Terr. Phys., 1957, v. 11, N 2, p. 83.
102. Takahashi T. Measurement of electric charge in thundercloud by means of radiosonde.— Met. Soc. Jap., 1965, 43, N 4, p. 206—207.
103. Takahashi T. Raindrop charge size measurements in warm rain.— J. Geoph. Res., 1972, v. 77, N 9, p. 1630—1636.
104. Takahashi T. Charge-size measurement of drizzle drops in warm cloud.— J. Met. Soc. Jap., 1973, 51, N 3, p. 191—196.
105. Takahashi T. Electric charge life cycle in warm clouds.— J. Atm. Sci., 1975, v. 32, N 1, p. 123—142.
106. Takahashi T. et al. Surface measurements of the electrical properties of warm cloud over the sea.— Nature, 1969, 224, N 5223, pp. 1013—1014.
107. Takahashi T. et al. Vertical distribution of electric charge on precipitation elements in the cloud.— J. Met. Soc. Jap., 1970, 48, N 2, p. 85—90.
108. Takeuti T. Studies on the winter thunderstorms in Hokuriku.— J. Inst. Elec. Eng. Jap. Spec. Iss., 1978, 98, 1156—1159.
109. Tamura Y. Investigations on the electrical structure of thunderstorms.— Rec. Adv., 1958, p. 269—276.
110. Twomey S. The electrification of individual cloud droplets.— Tellus, 1957, 9, N 3, p. 57—71.
111. Uchikawa K. On improvement of the atmospheric electricity radiosonde.— The Geoph. Mag., 1963, v. 31, N 1, p. 705—720.
112. Wait G. R. Some experiments by relating to the electric conductivity of the lower atmosphere.— J. Wash. Acad. Sci., 1946, v. 36, p. 321—343.
113. Winn A. et al. Electric field structure in unactive part of a small isolated thundercloud.— J. Geoph. Res., 1981, v. 86, N 2, p. 1187—1193.

114. Woessner R. et al. Simultaneous measurements of positive and negative light ion conductivities to 26 km.— J. Geoph. Res., 1958, v. 63, N 1, p. 171—177.

К главе 11

1. Абшаев М. Т. Радиолокационная структура и динамика развития грозо-градовых процессов Северного Кавказа. Труды VI Всесоюзного совещания по радиометеорологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984, с. 109—115.
2. Абшаев М. Т. и др. Руководство по применению радиолокаторов МРЛ-4, МРЛ-5 и МРЛ-6 в системе градозащиты/М. Т. Абшаев, И. И. Бурцев, С. И. Ваксенбург, Г. Ф. Шевела.— Л.: Гидрометеоиздат, 1980.— 230 с.
3. Абшаев М. Т., Имамджанов Х. А. Структура и динамика развития конвективных ячеек в грозо-градовых процессах Ферганской долины.— Труды САРНИГМИ, 1980, вып. 75 (156), с. 13—23.
4. Абшаев М. Т., Тхамоков Б. Х., Белявский А. В. Некоторые особенности вертикального движения гидрометеоров в облаках и осадках.— Труды ВГИ, 1983, вып. 50, с. 13—20.
5. Боровиков А. М. и др. Радиолокационные измерения осадков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1967.— 140 с.
6. Бротгандель А. И., Сулаквелидзе Г. К. Радиолокационные параметры конвективных облаков в Армянской ССР.— Труды ВГИ, 1974, вып. 28, с. 127—138.
7. Брылев Г. Б. и др. Статистические характеристики облаков с явлениями по данным автоматизированных и неавтоматизированных радиолокационных наблюдений. В кн.: Радиолокационная метеорология. Материалы методического центра по радиолокационной метеорологии социалистических стран.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984, с. 133—144.
8. Брылев Г. Б., Гашина С. Б., Низлоймина Г. Л. Радиолокационные характеристики облаков и осадков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1986.— 232 с.
9. Брылев Г. Б., Гашина С. Б., Федоров А. А. Особенности радиометеорологической информации над акваторией Черного моря.— В кн.: Радиолокационная метеорология. Материалы методического центра по радиолокационной метеорологии социалистических стран.— Л.: Гидрометеоиздат, 1982, с. 167—172.
10. Брылев Г. Б., Куликова Г. И. О критическом контроле данных сетевых МРЛ по статистическим характеристикам радиоэха опасных явлений.— Труды ГГО, 1977, вып. 395, с. 106—112.
11. Брылев Г. Б., Куликова Г. И. Распределение верхних границ радиоэха облачности слоистообразных форм и их сочетаний в разных районах СССР.— В кн.: Радиолокационная метеорология. Материалы методического центра по радиолокационной метеорологии социалистических стран.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984, с. 121—128.
12. Брылев Г. Б., Куликова Г. И. Статистические характеристики верхней границы радиоэха облачности слоистообразных форм в разных районах СССР. Радиометеорология.— Труды VI Всесоюзного совещания.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984, с. 35—38.
13. Брылев Г. Б., Куликова Г. И., Огуряев В. С. Статистические характеристики верхней границы радиоэха обложных осадков и снегопадов.— В кн.: Радиолокационная метеорология. Материалы методического центра по радиолокационной метеорологии социалистических стран.— Л.: Гидрометеоиздат, 1982, с. 154—157.
14. Брылев Г. Б., Сергиенко Е. П. Особенности оперативных данных радиолокатора МРЛ-1 о грозах и ливнях.— Труды ГГО, 1975, вып. 328, с. 104—114.
15. Брылев Г. Б., Сергиенко Е. П., Ширяева В. И. Радиолокационные характеристики гроз в районе Киева.— Труды ГГО, 1979, вып. 430, с. 110—117.

16. Дневич Л. А., Дневич С. Е., Леонов М. П., Серегин Ю. А. Градоопасные облака и линии из них при противоградовой защите в Молдавской ССР.— Труды ЦАО, 1985, вып. 150, с. 11—23.

17. Дубровина Л. С. Толщина облаков над территорией СССР.— Труды НИИАК, 1975, вып. 78, с. 3—12.

18. Корниенко Е. Е. Структура и эволюция некоторых типов кучево-дождевых облаков.— Труды УкрНИГМИ, 1980, вып. 172, с. 3—70.

19. Руководство по производству наблюдений и применению информации с радиолокаторов МРЛ-1 и МРЛ-2/Под ред. Г. Б. Брылева, Е. М. Сальмана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 344 с.

20. Смирнова Г. А. Некоторые результаты экспериментальных исследований турбулентных характеристик кучево-дождевых облаков.— Труды IV Всесоюзного совещания по радиометеорологии.— М.: Гидрометеоиздат, 1978, с. 49—56.

21. Станчев К., Петров Р., Боев П. Метод индикации градоопасных облаков применительно к воздействию на градовые процессы.— Труды ВГИ, 1983, вып. 50, с. 79—88.

22. Старостин А. Н., Лившиц Е. М., Шведов В. С. Мезомасштабная структура полей радиоэха конвективных облаков в Молдавии.— Метеорология и гидрология, 1983, № 10, с. 55—59.

23. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. 2-е изд.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.— 343 с.

24. Степаненко В. Д., Гальперин С. М. Радиотехнические методы исследования гроз.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 204 с.

25. Тхакомов Б. Х., Степаненко В. Д. Методика и результаты исследования движения гидрометеоров в облаках с помощью радиолокационно-оптической системы.— Труды ГГО, 1978, вып. 411, с. 13—18.

26. Черников А. А. Радиолокационные методы наблюдений и их перспективы.— Труды ЦАО, 1976, вып. 117, с. 60—73.

27. Admiral P., Goyer G. G., Worriw L., Carte E. A., Roos D., Lozowski E. R. A comparative study of hailstorms in Switzerland, Canada and South Africa.— J. Climatology, 1985, v. 5, N 1, p. 35—51.

28. Aydin K., Seliga T. A., Bringi V. N. Differential radar scattering properties of model hail and mixed-phase hydrometeors.— Radio-Science, 1984, v. 19, N 1, p. 58—66.

29. Canavero F., Perona G. E. A discriminant analysis of radar data applied to severe storms.— Proceedings of IGARSS' 84 Symposium, Strassbourg, 1984.

30. Darrach R. P. On the relationship of severe weather to radar tops.— Mon. Wea. Rev., 1978, v. 106, p. 1332—1339.

31. Donaldson R. J., Armstrong G. M., Banis K. J., Dyer R. M. Measurement of wind gradients in convective storms by Doppler radar, p. 22—26.

32. Gagin A., Rosenfeld D., Lopez R. E. The relationship between height and precipitation characteristics of summer time convective cells in South Florida.— J. Atm. Sci., 1985, v. 42, N 1, p. 84—94.

33. Harrold T. W., Austin P. M. The structure of precipitation system.— A Review.— J. de Rech. Atmos., 1974, v. 8, N 1—2, p. 41—57.

34. Hill F., Lewis W. The distribution and frequency of high cumulonimbus tope near Singapore as measured by 10 cm radar.— Meteorol. Mag., 1974, 103, N 1219, p. 29—48; No 1220, p. 15—53.

35. Holle R. L., Watson A. I. Duration of convective events related to visible cloud, convergence, radar and rain gauge parameters in South Florida.— Mon. Wea. Rev., 1983, v. 111, N 5, p. 1046—1051.

36. House R. A., Betts A. K. Clouds, convection and convective models. Chapter 9. Convection in GATE.— Reviews of Geophysics and Space Physics, 1982, v. 25, p. 275—343.

37. Johnson D. B., Dungey M. J. Microphysical interpretation of radar first echoes.— Preprints of 18th Conference on Radar Meteorology, 1978, p. 117—120.

38. Knight C. A., Hall W. D., Raskowski P. M. Visual cloud histories related to first radar echo formation in northeast Colorado cumulus.— J. Clim. and Appl. Meteorol., 1983, v. 22, N 6, p. 1022—1040.

39. Konrad T. G. Statistical models of summer rainshowers derived from fine-scale radar observation.— J. Appl. Meteorol., 1978, v. 17, p. 171—188.

40. Lopez P. E. The lognormal distribution and cumulus cloud population.— Mon. Wea. Rev., 1977, v. 105, p. 865—872.

41. Lopez P. E., Blanchard D. O., Rosenfeld D., Hiscox W. L., Casey M. I. Population characteristics development processes and structure of radar echoes in South Florida.— Mon. Wea. Rev., 1984, v. 112, N 1, p. 56—75.

42. Mason B. J. Some outstanding problems in cloud physics, the interaction of microphysical and dynamical processes.— Quart. J. Roy. Met. Soc., 1969, v. 95, N 495, p. 449—485.

43. Miller J. R., Dennis A. S., Hirsh J. H., Cain D. E. Statistics of shower echoes in Western North Dakota Preprints,— Arlington, Weather Radar Conf., 1975, p. 391—396.

44. Miyazaki T., Nishida Y., Kawabata S. Echo-top height of thundercloud in summer thunderstorm 1984.— Int. Symposium Electromagn. Compat., Tokyo, 1984, v. 2, p. 756—758.

45. Mydla B. Hail cells in a mountainous region.— J. Rech. Atmos., 1984, v. 18, N 2, p. 95—106.

46. Pawlina A. Some features of ground rain patterns measured by radar in North Italy.— Radio Sci., 1984, v. 19, N 3, p. 855—861.

47. Richards W. G., Crozier C. L. Precipitation measurement with a C-Band weather radar in Southern Ontario.— Atmosphere—Ocean, 1983, v. 21(z), p. 125—137.

48. Rogers R. R., Keen K. J., Blaskovic. Statistics on the vertical structure of rainshowers.— Pure and Appl. Geophys. 1983, v. 121, N 1, p. 167—184.

49. Rogers R. R., Keen K. J., Schwartz A. P. Statistics on the sizes and internal structures of rainshowers.— Pure and Appl. Geophys., 1983, v. 121, N 1, p. 133—166.

50. Rogers R. R., Yao M. K. Areal extent and vertical structure of radar weather echoes at Montreal.— Pure and Appl. Geophys., 1982, v. 120, p. 273—285.

51. Seliga T. A., Aydin K., Cato C. P., Bringi V. N. Use of the radar differential reflectivity, radar technique for observing convective systems.— Cloud Dyn. Proc. Symp. 3 Gen. Assem. IAMAP, 1982, p. 285—300.

52. Simpson J., Westcott N. E., Clerman R. J., Pielke R. A. On Cumulus Merges.— Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, 1980, v. A29, N 1—2, p. 1—40.

53. Smith P. L. Equivalent radar reflectivity factors for snow and ice particles.— J. Clim. Appl. Meteorol., 1984, v. 23, N 8, p. 1258—1260.

54. Waldvogel A. Detecting and measuring hail by radar.— La houille blanche, 1983, N 5/6, p. 411—420.

55. Zawadzki I. I., Ro C. U. Correlation between maximum rate of precipitation and mesoscale parameters.— J. Appl. Meteorol., 1978, v. 17, N 9, p. 1327—1334.

56. Ziegler C. I. Retrieval of thermal and microphysical variables in observed convective storms. Part 1. Model development and preliminary testing.— J. Atmos. Sci., 1985, v. 42, N 14, p. 1487—1509.

К главе 12

1. Алибегова Ж. Д. Пространственно-временная структура полей жидких осадков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1985.— 228 с.

2. Богаткин О. С., Еникеева В. Д. Анализ и прогноз погоды для авиации.— Л.: Гидрометеоиздат, 1985.— 232 с.

3. Визе В. Ю. Климат морей Советской Арктики.— Л.: Изд-во Главсевморпути, 1940.— 124 с.

4. Волощук В. М., Недоступенко Г. А. Полуэмпирическая климатическая теория распределения осадков.— Метеорология и гидрология, 1986, № 8, с. 5—17.
5. Климатический справочник СССР, вып. 1—34, 1960—1970 гг.
6. Краткий климатический справочник по странам мира/Под ред. Е. П. Борисенкова.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— 240 с.
7. Матвеев Л. Т. Динамика облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981, 312 с.
8. Никандров В. Я. Некоторые данные о водности туманов в Арктике.— Труды ААНИИ, т. 228, вып. 1, с. 146—148.
9. Прох Л. Т. О микроструктуре туманов в Киеве.— Труды УкрНИГМИ, 1968, вып. 70, с. 136—143.
10. Хворостьянов В. И. Двумерная нестационарная микрофизическая модель низких облаков и адвективно-радиационных туманов. Метеорология и гидрология, 1982, № 7, с. 16—27.
11. Швер Ц. А. Закономерности распределения количества осадков на континентах.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— 280 с.
12. Hallett J. On the supersaturation produced by mixing.— VIII Intern. Conf. on Cloud Physics, France, Clermont-Ferrand, 1980, v. II, p. 553—554.
13. Hare E. K. Climate variations and variability. Empirical evidence from meteorological and other sources.— Proc. World Clim. Confer., Geneva, 1979, WMO N 537, p. 51—87.
14. Hindman E. E., Bird R. E. Effects of haze droplets in fogs and clouds on the propagation of electromagnetic radiation.— VIII Intern. Confer. on Cloud Physics, France, Clermont-Ferrand, 1980, v. II, p. 325—327.
15. Jiusto J. Fog structure.— In: Hobbs P. V., Deepack A. Clouds, their formation, optical properties and effects.— Acad. Press, 1981, p. 187—239.
16. Lamb H. H. Climate: Present, past and future.— London, Methuen, 1972, 616 p.
17. Parthasarathy B., Mooley D. A. Some features of a long homogeneous series of Indian Summers rainfall.— Mon. Wea. Rev., 1978, v. 106, p. 771—781.
18. Roach W. T., Brown R., Caughey S. Y., Garland J. A., Readings C. J. The physics of radiation fog. I. A Field study. II. A numerical study.— Quart. J. Roy. Met. Soc., 1976, v. 102, N 4, 32, p. 313—354.

К Приложению

1. Атлас облаков/Под ред. А. Х. Хргиана и Н. И. Новожилова.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 268 с.
2. Бронштейн И. Н., Семендяев К. А. Справочник по математике для инженеров и учащихся ВТУЗов.— М.: Наука, 1980.— 976 с.
3. Ван де Хюлст. Рассеяние света малыми частицами/Пер. с англ. М.: Изд. иностр. лит., 1961.— 536 с.
4. Мазин И. П., Шметер С. М. Облака. Строение и физика образования.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 279 с.
5. Международные метеорологические таблицы. I—II серии. ВМО, № 188, Тр.-94, Женева, Швейцария/Пер. с франц. под ред. А. Х. Хргиана.— Обнинск; Изд-во ВНИИГМИ—МЦД, 1975.— 265 с.
6. Ньютон Р. Теория рассеяния волн и частиц/Пер. с англ.— М.: Мир, 1969.— 607 с.
7. Руководство гидрометеорологическим станциям по актинометрическим наблюдениям.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.— 224 с.
8. Руководство по производству наблюдений и применению информации с радиолокаторов МРЛ-1 и МРЛ-2/Под ред. Г. Б. Брылева, Е. М. Сальмана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 344 с.
9. Справочник по теории вероятностей и математической статистике/Под ред. В. С. Королюка.— Киев: Наукова думка, 1978.— 582 с.
10. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1-е изд. 1966 — 351 с.; 2-е изд. 1973 — 343 с.
11. Физическая оптика. Терминология.— М.: Наука, 1970, вып. 79. 52 с.
12. Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 568 с.
13. Шифрин К. С. Введение в оптику моря.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 278 с.
14. Atlas International des Nuages.— WMO, 1956, v. I, 156 p., v. II, 224 planches.
15. Israël M. Atmospheric electricity.— Leipzig, 1957, v. 1, 315 p.
16. Nelson A. R., Gokhale N. R. Oscillation frequencies of freely suspended water drops.— J. Geophys. Res., 1972, 77, N 15, p. 2724—2727.
17. Pruppacher H. R., Klett J. D. Microphysics of clouds and precipitation.— D. Reidel Publish Co., 1978. 714 p.
18. Pruppacher H. R., Pitter R. L. A semiempirical determination of the shape of cloud and rain drops.— J. Atm. Sci., 1971, 28, N 1, p. 86—94.
19. Seliga T. A., Aydin K., Cato C. P., Bringi V. N. Use of the radar differential reflectivity, radar technique for observing convective systems.— Cloud Dyn. Proc. Symp. 3 Gen. Assem. IAMAP, 1982, p. 285—300.
20. Smith P. L. Equivalent radar reflectivity factors for snow and ice particles.— J. Clim. Appl. Meteorol., 1984, v. 23, N 8, p. 1258—1260.
21. Technical Regulations of World Meteorological Organization.— Ed. by WMO, 1979.
22. Vocabulaire International Météorologique.— WMO, 1966. 276 p.

Предметный указатель

Адиабата 566
Адиабатная диаграмма 566
Активность
— ледяных ядер 41, 72, 564
— ядер конденсации 41, 62, 564
Альбедо 578
— кучевых облаков 395
— однократного рассеяния 572
— — капель 352
— — кристаллов 364
— слоистой облачности 390, 393
— спектральное 424
Анизотропия пульсаций скоростей 281
Ансамбли (поля) конвективных облаков 175, 194, 198
Атмосферные аэрозоли 41, 564
Аэрозольные частицы 45, 564
— время жизни 48, 565
— гигантские 71, 565
— источники 45
— концентрация 49
— — объемная (массовая) 45, 55, 565
— — счетная 565
— плотность 565
— размер 565
— фракции 56
Аэроклиматология 35

Бароклинность 566
Баротропность 566
Башенковидные облака 17
Биогенное ледяное ядро 71, 570

Вертикальные движения
— в облаках 257
— — кучевых 264
— — кучево-дождевых 268
— — методика измерений 257
— — слоистообразных 258
— в окрестности облаков
— — кучево-дождевых 271
— — кучевых 264
— в циклонах 263
Виртуальная температура 568
Влагосодержание облаков 570
Влажноадиабатический градиент 26
Влажность в облаках 249
— вертикального развития 253
— слоистообразных 251
Влажная конвекция 566
Вовлечение 272, 569
— в волнистообразные облака 275
— в конвективные облака 273
— в слоистообразные облака 275
Водность 571
— адиабатическая 329
— изменчивость 338
— конвективных облаков 336
— повторяемость 331
— слоистообразных облаков 334
Волны Кельвина 566
Водозапас облаков 341, 571
Время фазовой релаксации 319, 571
Время жизни аэрозольных частиц 48, 565

Гало 380
Гетерогенная конденсация 571
Глория 355
Гомогенная конденсация (сублимация) 571
Град 87, 487, 498
Гроза 98, 476
Грозовые облака 444

Деполяризация излучения
— водяными каплями 353
— ледяными кристаллами 384
Дивергенция 567
Диссипация турбулентной энергии в облаках
— волнистообразных 285, 288
— кучево-дождевых 294, 295
— кучевых 285
— слоистообразных 285, 288
Длинноволновая радиация
— потоки 399, 415, 421
— распределение в атмосфере 416

Закрытые ячейки 569
Заряды облачных частиц 433
Затопленная конвекция 261

Изменчивость облачности 121
Излучательная способность 414, 416
Изотермия 567
Инверсия температуры 567
Индикатриса рассеяния 573
— водяными каплями 353
— ледяными кристаллами 365
— среды смешанного фазового состава 385
Интегральные микроструктурные параметры облаков 318
Интегральные характеристики рассеяния
— водяными каплями 355
— ледяными кристаллами 369
Ионизационное состояние атмосферы 430
Ионизации интенсивность 431
Ионы легкие, тяжелые 431, 432

Кислотные дожди 569
Классификация климатов 32
Классификация облаков 14
Коагуляция капель 571
Когтевидные облака 569
Конвективные скопления (кластеры) 175, 194, 198, 569
Конвергенция 567
Конденсация 567
Конденсационные следы 569
Комплексный показатель преломления
— воды 345
— водяных капель 348
— льда 358
Коэффициент
— пропускания 408
— яркости 422
Кривая стратификации 567

Кучево-дождевые облака 86, 201, 239, 244, 268, 293, 441, 475, 483, 510

Ледность облаков 328, 339

Масштабы атмосферных явлений 12
Метод слоя 28
Метод малой частицы 27
Мощность облаков 184, 188, 190
Муссон 567

Неустойчивость атмосферы 28
Нефанализ 570

Облака
— верхняя граница (вершина) 175
— влажность (см. *Влажность в облаках*)
— водность (см. *Водность*)
— волны и ячейки 75
— высоко-кучевые 91
— высоко-слоистые 92
— глубокой конвекции 94
— изменчивость 4, 121
— количество 100
— конвекции 94
— кучево-дождевые (см. *Кучево-дождевые облака*)
— кучевые 190, 194
— микроструктура 297
— микрофизика 570
— нижняя граница (основание) 162, 569
— оптические характеристики 322, 345, 572
— перисто-кучевые 91
— перисто-слоистые 90
— перистые 88
— повторяемость 20
— радиационные характеристики 390, 578
— радиолокационные характеристики 460, 582
— слоисто-дождевые 82
— слоисто-кучевые 79
— слоистые 93
— среднее покрытие небосвода 105
— температура на границах (см. *Температура облаков*)
— термодинамические характеристики 25, 566
— толщина (мощность) 184, 188, 190
— физические процессы образования 74
— фронтальные 82, 97
— электрические характеристики 426, 580
Облачная система 570
Облачные капли 571
— концентрация 319
— распределение по размерам 306
— — в капельных облаках 301
— — в смешанных облаках 307
— спектр размеров 301, 306
Облачные кристаллы
— концентрация 319
— ориентация 315
— плотность 314
— размеры 313
— скорость вращения 315
— скорость падения 315
— форма 318
Облачный покров 570
Объемные заряды
— в атмосфере 438
— в облаках 444
Оптическая плотность облаков 322
Оптическая толщина облаков 327
Оптические характеристики облаков 345
— водяных капель 345
— ледяных кристаллов 357
— облачной среды 370
Орографическое облако 405, 408, 570
Осадки 538
— вековые изменения 539
— интенсивность 550
— количество 539, 550, 552, 569
— мезоструктура 260
— в пустынях и степном поясе 544
— типизация 550
— в тропическом поясе 542
— в умеренном поясе 545
— число дней 557
Ослабление радиации 405, 408
Открытые ячейки 570
Отражаемость радиолокационных облаков 583
— осадков 583
— зависимость от высоты
— зависимость от развития
— конвективных ячеек

Повторяемость форм облаков 87
Поглощательная способность 393, 406
Пограничный слой 79, 567
Показатель ослабления света в облаках 322
— изменчивость 326
— повторяемость 324
— распределение по высоте 326
— средние значения 323
Показатель преломления (см. *Комплексный показатель преломления*)
Поля конвективных облаков, пространственная структура 175, 194, 198
Поляризация рассеянного излучения 353
Потенциальная температура 568
Псевдоадиабата 567
Пропускание (радиации)
— в облаках слоистых форм 391, 393
— в кучевых облаках 395, 398
Псевдоадиабатический градиент 568
Пульсации скорости ветра в облаках
— анизотропия 281, 290, 295
— спектры 283
— среднеквадратические значения 279, 284, 287, 295

Радиационные свойства облаков 390, 578
— кучевых 395
— слоистых 390
Радиация
— длинноволновая (см. *Длинноволновая радиация*)
— интенсивность
— — отраженной 423
— — прямой 403
— — рассеянной 402
— — суммарной 405
Радиационные характеристики моделей облачности 425
Радиолокационные модели
— конвективных ячеек 504
— ячеек с осадками 505
Радиолокационные характеристики облаков 460
Радиоэхо 497
— высота 457
— гроз 500
— слоистообразной облачности 480
Радуга 355
Рэлея число 568

Сечение ослабления излучения
— каплями 349
— кристаллами 363

Сечение поглощения излучения
— каплями 350
— кристаллами 363
Скорость радиационного изменения температуры 415, 417
Солнечная радиация
— прямая 400
— рассеянная 401, 403
— суммарная 401, 407, 409
Спонтанное замерзание 571
Стандартная атмосфера 568
Суммарная радиация при наличии облачности 400
Сухая конвекция 568
Сухоадиабатический градиент 25

Термический ветер 568
Термодинамика облачной атмосферы 25, 566
Температура в облаках
— вертикальный градиент 230, 242, 261, 266
— изменчивость пространственная 227
— на верхней границе 215
— на нижней границе 204
Толщина облаков (см. *Мощность облаков*)
Туманы 525
— адвективные 526
— испарения 529
— климатология 530
— радиационные 530
Турбулентность в облаках 277
— волнистообразных 282
— конвективных 288
— коэффициент 286, 295
— перемежаемость 277, 286
— слоистообразных 278
— спектральная плотность 283, 290, 294

Уровень конденсации 29, 568

Фазовое строение облаков 297
Фактор эффективности ослабления
— водяными каплями 349
— ледяными кристаллами 359
Фактор эффективности поглощения
— водяными каплями 350
— ледяными кристаллами 359
Формы облаков 14
Фотограмметрия облаков 570
Фронтальные облака 82, 97

Хлопьевидные облака 17

Частота Брента—Вяйсяля 568
Чечевицеобразные облака 16, 19

Электрические токи
— в атмосфере 437
— под и над грозовым облаком 447
Электрическое поле
— атмосферы 426, 435
— в облаках 439
— — структура 443
— экстремальные значения напряженности в мощных конвективных и грозовых облаках 441
Электропроводность
— атмосферы 434
— в облаках 447, 451, 464
Электрический потенциал атмосферы 429
Эффективная поглощательная способность 383, 396, 398, 415
Эффективное излучение 396, 400, 407
— распределение в атмосфере 417
Эффективность
— захвата 571
— слияния 572
— столкновения 572

Ядра конденсации
— Айткена 565
— активность 564
— гигроскопические (растворимые) 52, 565
— замерзания 565
— обводнения 63
— облачные 96, 67, 565
— происхождение 45
— размеры 45
— распределение по высоте 51
— скорость падения 48
— состав 52
— спектр
— — активности 72, 565
— — масс 55
— — пересыщений 67, 565
— — размеров 55
— — эффективных радиусов 67, 565
Ярус облаков 570
Ячейки
— закрытые 569
— открытые 570

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие редакторов 3
Глава 1. Элементы истории и классификации облаков (И. П. Мазин, А. Х. Хргиан) 7
1.1. Краткие исторические сведения об исследовании облаков 12
1.2. Масштабы атмосферных явлений . . . . . —
1.3. Классификация облаков . . . . . —
1.3.1. Краткие замечания об атласах облаков 14
1.3.2. Современная классификация облаков 20
1.3.3. Некоторые статистические данные о повторяемости облаков 25
Глава 2. Основные характеристики облачной атмосферы (А. Х. Хргиан (2.1 и 2.2), И. П. Мазин (2.3) . . . . . —
2.1. Термодинамика облачной атмосферы . . . . . —
2.1.1. Сухоадиабатический градиент 26
2.1.2. Псевдоадиабатический и влажноадиабатический градиенты 27
2.1.3. Устойчивость облачной атмосферы 29
2.1.4. Уровень конденсации . . . . . —
2.2. Некоторые климатические характеристики . . . . . —
2.2.1. Классификация климатов 35
2.2.2. Аэроклиматология 44
2.3. Атмосферные аэрозоли . . . . . —
2.3.1. Введение 45
2.3.2. Некоторые общие характеристики аэрозольных частиц в атмосфере . . . . . —
2.3.3. Происхождение АА . . . . . —
2.3.4. Размеры и объемная (массовая) концентрация аэрозольных частиц в атмосфере 48
2.3.5. Установившаяся скорость падения, подвижность и время жизни аэрозольных частиц 49
2.3.6. Концентрация аэрозольных частиц 51
2.3.7. Изменение счетной концентрации аэрозольных частиц с высотой 52
2.3.8. Состав аэрозольных частиц в атмосфере 55
2.3.9. Распределение атмосферных аэрозольных частиц по размерам 63
2.3.10. Обводнение аэрозольных частиц в атмосфере . . . 67
2.3.11. Распределение ядер конденсации по пересыщениям и эффективным радиусам 71
2.3.12. Гигантские и сверхгигантские аэрозольные частицы 72
2.3.13. Ледяные ядра 74
Глава 3. Физические и синоптические условия образования облаков. Климатология облачности (А. Х. Хргиан) . . . . . —
3.1. Физические процессы образования облаков различных форм 75
3.1.1. Волнистые и ячейковые облака 79
3.1.2. Слоистые и слоисто-кучевые облака 82
3.1.3. Слоисто-дождевые облака 83
3.1.4. Конвективные облака Cu и Cb . . . . . —
3.2. Общие сведения о повторяемости, синоптических особенностях и географическом распределении облаков различных форм 87
3.2.1. Методические замечания о наблюдениях за формами и количеством облаков на сети метеорологических станций . . . . . —
3.2.2. Перистые облака (Ci) 88
3.2.3. Перисто-слоистые облака (Cs) 90
3.2.4. Перисто-кучевые облака (Cc) 91

3.2.5. Высоко-кучевые облака (Ac) 91
3.2.6. Высоко-слоистые облака (As) 92
3.2.7. Слоистые облака (St) 93
3.2.8. Слоисто-кучевые облака (Sc) 94
3.2.9. Кучевые Cu и кучево-дождевые Cb облака . . . . —
3.2.10. Грозы над СССР 98
3.2.11. Распределение гроз по земному шару 99
3.3. Степень покрытия небосвода облаками (СПНО) (И. П. Мазин, А. Х. Хргиан) 100
3.3.1. Роль масштабов осреднения в статистике покрытия небосвода облаками . . . . . —
3.3.2. Распределение среднемесячных значений среднего покрытия небосвода облаками по земному шару . . . 105
3.3.3. Изменчивость среднего покрытия небосвода облаками 121
3.3.4. Повторяемость ясной, облачной и пасмурной погоды 125
3.3.5. Соотношение количества общей и нижней облачности при наблюдении с поверхности Земли 135
3.3.6. Повторяемость различных форм облаков и их сочетаний над океанами и континентами 137
3.3.7. Повторяемость облаков над территорией СССР по данным самолетного зондирования 150
Глава 4. Пространственная структура облаков (А. Л. Косарев, И. П. Мазин, С. М. Шметер) 153
4.1. Введение . . . . . —
4.2. Распределение облачности по высоте 157
4.3. Суммарная толщина облаков ниже фиксированной высоты 158
4.4. Вертикальная структура облачности 160
4.4.1. Расслоение облаков 161
4.4.2. Высота нижней границы облаков 162
4.4.3. Высота верхней границы облаков 175
4.4.4. Толщина (мощность) облаков 184
4.5. Горизонтальная структура облачности 192
4.5.1. Слоистообразные облака . . . . . —
4.5.2. Кучевые облака 194
4.5.3. Кучево-дождевые облака Cb 195
4.5.4. Поля конвективных облаков (Cu hum., Cu med.) . . 198
4.5.5. Поля облаков глубокой конвекции 201
Глава 5. Термодинамические характеристики облаков (А. Л. Косарев, И. П. Мазин, В. Е. Минервин, С. М. Шметер) 203
5.1. Введение . . . . . —
5.2. Температура на нижней границе облаков 204
5.2.1. Облака нижнего яруса . . . . . —
5.2.2. Облака среднего яруса 211
5.2.3. Облака верхнего яруса 214
5.3. Температура на верхней границе облаков 215
5.3.1. Облака нижнего яруса . . . . . —
5.3.2. Облака среднего яруса 218
5.3.3. Облака верхнего яруса . . . . . —
5.3.4. Облака вертикального развития 223
5.4. Различия между температурой на границах облаков, в атмосфере на тех же высотах и у подстилающей поверхности . . . . . —
5.4.1. Различия между значениями температуры на нижней и верхней границах облаков . . . . . —
5.4.2. Различия между температурой на границах облаков и у подстилающей поверхности . . . . . —
5.4.3. Различия средних значений температуры на границах облаков и температуры в атмосфере на тех же высотах 226

5.5. Пространственная изменчивость температуры в облаках 227
5.5.1. Вертикальное распределение и вертикальный градиент температуры в облаках слоистых форм и в их окрестности . . . . . —
5.5.2. Горизонтальный градиент температуры в облаках слоистых форм 233
5.5.3. Структура поля температуры в зонах кучевых (Cu) и кучево-дождевых (Cb) облаков 234
5.6. Влажность в облаках и околооблачном пространстве . . 249
5.6.1. Основные соотношения . . . . . —
5.6.2. Влажность в облаках 250
5.6.3. Влажность под облаками и над ними 253
5.6.4. Влажность в зоне облаков вертикального развития 257
Глава 6. Вертикальные движения в облаках (С. М. Шметер) . . . . . —
6.1. Вертикальные движения во фронтальных облаках . . . . —
6.1.1. Методы измерений (оценок) скорости вертикальных движений 258
6.1.2. Скорость вертикальных движений во фронтальных облаках 264
6.2. Вертикальные движения в кучеобразных облаках . . . —
6.2.1. Вертикальные потоки внутри Cu и в его окрестности 268
6.2.2. Вертикальные потоки в зоне кучево-дождевых облаков 272
6.3. Вовлечение 273
6.3.1. Вовлечение в конвективные облака 275
6.3.2. Вовлечение в волнистообразные и слоистообразные облака 277
Глава 7. Турбулентность в облаках и околооблачном пространстве (И. П. Мазин, С. М. Шметер) 278
7.1. Турбулентность в облаках слоистых форм . . . . . —
7.1.1. Пространственная перемежаемость турбулентности в облаках . . . . . —
7.1.2. Распределение пульсаций компонент скорости ветра внутри турбулентных зон 281
7.1.3. Анизотропия пульсаций скорости ветра 283
7.1.4. Спектры пульсаций компонент скорости ветра в облачных турбулентных зонах 285
7.1.5. Скорость диссипации кинетической энергии турбулентности 286
7.1.6. Коэффициент турбулентности . . . . . —
7.2. Турбулентность в околооблачном пространстве . . . . —
7.2.1. Пространственная перемежаемость турбулентности в облаках и вне их 287
7.2.2. Распределение среднеквадратических значений пульсаций компонент ветра σ_u и σ_w в окрестности слоистообразных (СО) и волнистообразных (ВО) облаков —
7.2.3. Характерная скорость диссипации кинетической энергии турбулентности ε ($см^2/с^3$) 288
7.3. Турбулентность внутри конвективных облаков и в их окрестности . . . . . —
7.3.1. Турбулентность в различных частях зоны кучевых облаков 293
7.3.2. Турбулентность внутри кучево-дождевых облаков и в их окрестности 295
7.3.3. Характерные значения параметров турбулентности в конвективных облаках 297
Глава 8. Микроструктура облаков (И. П. Мазин) . . . . . —
8.1. Фазовое строение облаков . . . . . —
8.1.1. Основные понятия 300
8.1.2. Повторяемость фазового состояния облаков . . . 301
8.1.3. Зависимость фазового состояния от формы облаков 637

8.2. Распределение облачных частиц по размерам 301
8.2.1. Спектр размеров облачных капель . . . . . —
8.2.2. Средние размеры капель в облаках различных форм 306
8.2.3. Характеристики распределения облачных частиц (кристаллов и капель) в смешанных и кристаллических облаках 307
8.3. Интегральные микроструктурные параметры облаков . . 318
8.3.1. Определения . . . . . —
8.3.2. Концентрация облачных частиц . . . . . —
8.3.3. Суммарная длина облачных частиц, заполняющих единицу объема облака. Время фазовой релаксации 319
8.3.4. Суммарное геометрическое сечение облачных частиц. Оптическая плотность облаков 322
8.3.5. Водность облаков 328
8.3.6. Ледность облаков 339
8.3.7. Водозапас облаков 341
Глава 9. Оптические и радиационные характеристики облаков (А. Г. Петрушин (9.1—9.3), Г. Н. Костяной и Т. М. Краснова (9.5—9.9)) 345
9.1. Оптические характеристики капель . . . . . —
9.1.1. Комплексный показатель преломления воды в оптическом диапазоне длин волн . . . . . —
9.1.2. Комплексный показатель преломления водяных капель 348
9.1.3. Сечение и фактор эффективности ослабления излучения 349
9.1.4. Сечение и фактор эффективности поглощения излучения 350
9.1.5. Альбедо однократного рассеяния 352
9.1.6. Параметры безразмерной интенсивности и степень поляризации рассеянного излучения 353
9.1.7. Интегральные характеристики рассеяния 355
9.2. Оптические характеристики ледяных кристаллов 357
9.2.1. Комплексный показатель преломления льда в оптическом диапазоне длин волн 358
9.2.2. Факторы эффективности рассеяния, поглощения и ослабления излучения 359
9.2.3. Сечения ослабления, рассеяния и поглощения излучения 363
9.2.4. Альбедо однократного рассеяния 364
9.2.5. Индикатриса и степень поляризации рассеянного излучения 365
9.2.6. Интегральные характеристики рассеяния 369
9.3. Оптические характеристики облачной среды 370
9.3.1. Жидкокапельные облака . . . . . —
9.3.2. Кристаллические облака 376
9.3.3. Смешанные облака 385
9.4. Гало и их наблюдение 386
9.4.1. Повторяемость различных форм гало 388
9.4.2. Интерпретация явлений гало . . . . . —
9.5. Радиационные характеристики облаков 390
9.5.1. Радиационные характеристики слоистых облаков . . —
9.5.2. Радиационные характеристики кучевых облаков . . 395
9.6. Влияние облачности на суммарную радиацию у поверхности Земли 400
9.7. Влияние облачности на перенос длинноволновой радиации в атмосфере 414
9.8. Некоторые радиационные характеристики отдельных форм облаков 422
9.9. Расчеты радиационных характеристик отдельных моделей облачности 425
Глава 10. Электрические характеристики атмосферы и облаков. (И. М. Имянитов, Е. В. Чубарина) 426
10.1. Электрические характеристики атмосферы . . . . . —
10.1.1. Электрическое поле атмосферы . . . . . —
10.1.2. Ионизация атмосферы 430
10.1.3. Электропроводность атмосферы 434
10.1.4. Сопротивление столба воздуха 437
10.1.5. Электрические токи в атмосфере . . . . . —
10.1.6. Объемные заряды в атмосфере 438
10.2. Электрические характеристики облаков 439
10.2.1. Напряженность электрического поля в облаках . . —
10.2.2. Электропроводность в облаках 451
10.2.3. Заряды облачных частиц и частиц осадков 453
Глава 11. Радиолокационные характеристики облаков (Г. Б. Брылев) . . 460
11.1. Радиолокационная отражаемость (Z) и интенсивность осадков (I) . . . . . —
11.1.1. Радиолокационная отражаемость и ее связь с характеристиками микроструктуры осадков . . . . . —
11.1.2. Отражаемость и интенсивность жидких осадков . . 461
11.1.3. Отражаемость и интенсивность снегопада 462
11.1.4. Дифференциальная отражаемость и интенсивность осадков 463
11.2. Изменение радиолокационных характеристик облаков в процессе их развития 464
11.2.1. Особенности появления первого радиоэха . . . . . —
11.2.2. Скорости роста и распада Cb по оценке высоты верхней границы радиоэха 468
11.2.3. Изменение во времени радиолокационных характеристик и время жизни ячеек 469
11.3. Измерение характеристик облаков с помощью доплеровских МРЛ 472
11.3.1. Средняя доплеровская скорость . . . . . —
11.3.2. Оценка скорости диссипации кинетической энергии турбулентности облаков и осадков по радиолокационным данным 475
11.4. Статистические параметры распределений максимальной высоты радиоэха облаков и их отражаемости по данным сети МРЛ на территории СССР . . . . . —
11.4.1. Кучево-дождевые облака . . . . . —
11.4.2. Высота радиоэха слоистообразной облачности . . 480
11.5. Статистические характеристики радиоэха Cb в районах проведения противоградовых работ на территории СССР 484
11.5.1. Характерные особенности градовых процессов на Северном Кавказе . . . . . —
11.5.2. Высота радиоэха и площадь ячеек с градом в Армении и Ферганской долине 485
11.5.3. Повторяемость радиолокационных характеристик в Молдавии 491
11.6. Особенности радиолокационных характеристик облаков в разных физико-географических условиях 492
11.6.1. Распределение Cb по размерам . . . . . —
11.6.2. Параметры конвективных ячеек с осадками в районе проведения АТЭП (Восточная Атлантика) и Флориде 494
11.6.3. Высота радиоэха и другие характеристики градовых и неградовых Cb в разных регионах 497
11.6.4. Высота радиоэха гроз 500
11.6.5. Высота радиоэха гроз. Связь с высотой тропопаузы 502

11.7. Статистические радиолокационные модели конвективных ячеек с осадками 504
11.7.1. Общие положения . . . . . —
11.7.2. Пространственное изменение отражаемости в облаках 505
11.7.3. Радиолокационные оценки пространственной протяженности зон осадков с заданной интенсивностью 509
11.7.4. Статистические характеристики зон осадков на высотах 510
11.7.5. Статистическая модель изолированной конвективной ячейки с осадками 517
11.7.6. Высота конвективных ячеек и характеристики осадков из них 520
11.7.7. Высота радиоэха конвективных ячеек с осадками над площадью заданных размеров и характеристики выпадающих из них осадков 523
Глава 12. Туманы и осадки 525
12.1. Туманы (А. Х. Хргиан) . . . . . —
12.1.1. Общие данные о туманах . . . . . —
12.1.2. Адвективные туманы 526
12.1.3. Туманы испарения 529
12.1.4. Радиационный туман 530
12.1.5. Климатология радиационных туманов . . . . . —
12.1.6. Характеристики туманов в различных климатических поясах 533
12.2. Атмосферные осадки (Ж. Д. Алибегова и А. Х. Хргиан) 538
12.2.1. Общие сведения и некоторые методические замечания . . . . . —
12.2.2. О вековых изменениях количества осадков и о возможности их обнаружения 539
12.2.3. Некоторые динамические и географические черты распределения осадков на земном шаре 540
12.2.4. Интенсивность осадков и их изменчивость 550
Приложение 563
П.1. Некоторые используемые в справочнике термины и определения . . . . . —
П.1.1. Атмосферные аэрозоли 564
П.1.2. Термодинамика и динамика атмосферы 566
П.1.3. Макрофизика облаков 569
П.1.4. Микрофизика облаков 570
П.1.5. Оптика облаков 572
П.1.6. Радиационные характеристики облачной атмосферы 578
П.1.7. Электрические характеристики облаков и атмосферы 580
П.1.8. Радиолокационные характеристики облаков и метеорологических радиолокационных станций (МРЛС) 582
П.1.9. Сведения об облаках, помещаемые на синоптических картах 586
П.2. Физические константы и характеристики атмосферного воздуха и воды 588
П.2.1. Физические константы и характеристики атмосферного воздуха . . . . . —
П.2.2. Физические константы и характеристики воды и водяного пара 591
П.3. Некоторые сведения из теории вероятностей и математической статистики 597
П.3.1. Общие соотношения . . . . . —
П.3.2. Некоторые распределения случайных величин и связь характеристик распределений с параметрами последних 599
Список литературы 603
К главе 1 . . . . . —
К главе 2 605
К главе 3 606
К главе 4 607
К главе 5 609
К главе 6 611
К главе 7 613
К главе 8 . . . . . —
К главе 9 614
К главе 10 622
К главе 11 627
К главе 12 629
К приложению 630
Предметный указатель 632

CONTENTS

Foreword 3
Chapter 1. Historical remarks and cloud classification (I. P. Mazin, A. Kh. Khrgian) 7
1.1. Historical remarks on cloud studies . . . . . —
1.2. Scales of atmospheric phenomena 12
1.3. Classification of clouds . . . . . —
1.3.1. Short remarks on cloud atlases . . . . . —
1.3.2. Modern classification of clouds 14
1.3.3. Some statistical data on cloud forms occurrence . . 20
Chapter 2. Main characteristics of cloudy atmosphere (A. Kh. Khrgian (2.1 and 2.2), I. P. Mazin (2.3)) 25
2.1. Thermodynamics . . . . . —
2.1.1. Dry adiabatic lapse rate . . . . . —
2.1.2. Pseudo-and moist-adiabatic lapse rates 26
2.1.3. Stability 27
2.1.4. Level of condensation 29
2.2. Some climatic characteristics . . . . . —
2.2.1. Classification of climates . . . . . —
2.2.2. Aeroclimatology 35
2.3. Atmospheric aerosols (AA) 44
2.3.1. Introduction . . . . . —
2.3.2. Some general characteristics of aerosol particles in the atmosphere 45
2.3.3. AA origin . . . . . —
2.3.4. Size and volume (mass) concentration of aerosol particles in the atmosphere . . . . . —
2.3.5. Terminal velocities, mobility and life-time of aerosol particles 48
2.3.6. Concentration of aerosol particles 49
2.3.7. Height variation of number density of aerosol particles 51
2.3.8. Composition of aerosol particles in the atmosphere . 52
2.3.9. Size distribution of atmospheric aerosol particles . . 55
2.3.10. Watering of aerosol particles in the atmosphere . . 63
2.3.11. Distribution of condensation nuclei with supersaturations and effective radii 67
2.3.12. Giant and super-giant aerosol particles 71
2.3.13. Ice nuclei 72
Chapter 3. Physical and synoptical conditions of cloud formation. Cloud climatology. (A. Kh. Khrgian) 74
3.1. Physical processes responsible for the formation of different cloud types . . . . . —
3.1.1. Wave and cell clouds 75
3.1.2. Stratus and stratocumulus clouds 79
3.1.3. Nimbostratus 82
3.1.4. Convective clouds Cu and Cb 83
3.2. Some information about the frequency of occurrence, synoptics and geographycal distributions of clouds of different types . 87
3.2.1. Some remarks on the observations of cloud types and amounts at meteorological stations . . . . . —
3.2.2. Cirrus clouds (Ci) 88
3.2.3. Cirrostratus (Cs) 90
3.2.4. Cirrocumulus (Cc) 91
3.2.5. Altocumulus (Ac) . . . . . —
3.2.6. Altostratus (As) 92
3.2.7. Stratus (St) 93
3.2.8. Stratocumulus (Sc) 94
3.2.9. Cumulus (Cu) and Cumulonimbus (Cb) . . . . . —
3.2.10. Thunderstorms over the USSR 98
3.2.11. Thunderstorms over the Globe 99
3.3. Cloud cover (I. P. Mazin, A. Kh. Khrgian) 100
3.3.1. The role of averaging scales in statistics of cloud cover . . . . . —
3.3.2. Distribution of mean monthly values of cloud cover over the Globe 105
3.3.3. Variability of mean cloud cover 121
3.3.4. Frequency of fine, cloudy and overcast weather . . 125
3.3.5. Relation of total and low cloudiness observed from the ground 135
3.3.6. Frequency of different cloud types and their combinations over oceans and continents of the Earth 137
3.3.7. Frequency of occurrence of clouds over the USSR according to the data of aircraft sounding 150
Chapter 4. The spatial structure of clouds (A. L. Kosarev, I. P. Mazin, S. M. Shmeter) 153
4.1 Introductory remarks . . . . . —
4.2. Cloud distribution with height 157
4.3. Total depth of clouds below fixed heights 158
4.4. Cloud vertical structure 160
4.4.1. Cloud layer separation 161
4.4.2. Height of low boundary of clouds 162
4.4.3. Height of upper boundary of clouds 175
4.4.4. Cloud layer thickness (depth) 184
4.5. Spatial structure of clouds 192
4.5.1. Stratiform clouds . . . . . —
4.5.2. Cumulus clouds 194
4.5.3. Cumulonimbus clouds (Cb) 195
4.5.4. Convective cloud fields (Cu hum, Cu med) 198
4.5.5. Deep convection cloud fields 201
Chapter 5. Thermodynamics of clouds (A. L. Kosarev, I. P. Mazin, Vl. Ye. Minervin, S. M. Shmeter) 203
5.1. Introductory remarks . . . . . —
5.2. Temperature at the lower cloud boundary 204
5.2.1. Low layer clouds . . . . . —
5.2.2. Middle layer clouds 211
5.2.3. Upper layer clouds 214
5.3. Temperature at the upper boundary of clouds 215
5.3.1. Low layer clouds . . . . . —
5.3.2. Middle layer clouds 218
5.3.3. Upper layer clouds . . . . . —
5.3.4. Convective clouds 223
5.4. Difference between temperatures at cloud boundaries, in the atmosphere at the same level and at the underlying surface . . . —
5.4.1. Difference between temperatures at low and upper cloud boundaries . . . . . —
5.4.2. Difference between temperatures at cloud boundaries and at the underlying surface . . . . . —
5.4.3. Difference between mean temperatures at cloud boundaries and in the atmosphere at the same level 226
5.5. Spatial variability of temperature in clouds 227
5.5.1. Vertical distribution and vertical temperature lapse rates in stratiform clouds . . . . . —
5.5.2. Horizontal temperature lapse rates in stratiform clouds 233
5.5.3. The structure of the temperature field in Cu and Cb-zones 234
5.6. Humidity in clouds and their vicinity 249
5.6.1. Basic relations . . . . . —
5.6.2. Humidity in clouds . . . . . —
5.6.3. Humidity under and above clouds 250
5.6.4. Humidity in the zone of convective clouds 253

Chapter 6. Vertical motions in clouds (S. M. Shmeter) 257
6.1. Vertical motions in frontal clouds . . . . . —
6.1.1. Methods of measurements of vertical air velocities . . —
6.1.2. Vertical velocities in frontal clouds 258
6.2. Vertical motions in cumuliform clouds 264
6.2.1. Vertical motions inside and in the vicinity of Cu . . —
6.2.2. Vertical motions in the zones of Cu and Cb 268
6.3. Entrainment 272
6.3.1. Entrainment into convective clouds 273
6.3.2. Entrainment into wave and stratiform clouds . . . 275
Chapter 7. Turbulence within clouds and in the vicinity (Mazin I. P., Shmeter S. M.) 277
7.1. Turbulence in stratiform clouds 278
7.1.1. Spacial intermittency of turbulence . . . . . —
7.1.2. Distribution of wind velocities component pulsations inside turbulent zones . . . . . —
7.1.3. Anisotropy of wind velocity fluctuations 281
7.1.4. Energy spectrum of wind velocity fluctuations in cloud turbulent zones 283
7.1.5. Dissipation rate of turbulent kinetic energy 285
7.1.6. Turbulence coefficient 286
7.2. Turbulence in cloud vicinity . . . . . —
7.2.1. Spacial intermittency of turbulence within and near clouds . . . . . —
7.2.2. Distribution of root mean-square values of wind component fluctuations σ_u and σ_w in the vicinity of stratiform and wave clouds 287
7.2.3. Characteristic values of the dissipation rate of turbulent kinetic energy ε (cm^2/c^3) . . . . . —
7.3. Turbulence inside and in the vicinity of convective clouds . 288
7.3.1. Turbulence in different parts of Cu-clouds . . . . . —
7.3.2. Turbulence inside and in the vicinity of cumulonimbus clouds 293
7.3.3. Typical values of turbulent parameters in convective clouds 295
Chapter 8. Cloud microstructure (I. P. Mazin) 297
8.1. Phase structure of clouds . . . . . —
8.1.1. Main features . . . . . —
8.1.2. Frequency of occurrence of different phases in clouds 300
8.1.3. Phase state versus forms of clouds 301
8.2. Cloud particle size distribution . . . . . —
8.2.1. Cloud droplet size distribution . . . . . —
8.2.2. Mean droplet sizes in clouds of different types . . 305
8.2.3. Characteristics of crystal and droplet distributions in mixed and ice clouds 307
8.3. Integral microstructural cloud parameters 318
8.3.1. Definitions . . . . . —
8.3.2. Cloud particle concentration . . . . . —
8.3.3. Total length of cloud particles in a unit volume. Time of phase relaxation 319
8.3.4. Total geometrical cross-section of cloud particles. Optical density of clouds 322
8.3.5. Liquid water content 328
8.3.6. Ice water content 339
8.3.7. Vertically integrated liquid-water amount of clouds 341
Chapter 9. Optical and radiative characteristics of clouds A. G. Petrushin (9.1—9.3), G. N. Kostyanoy and T. M. Krasnova (9.5—9.9) . 345
9.1. Optical characteristics of water droplets . . . . . —
9.1.1. Complex refractive index of water in the optical range of wavelengths . . . . . —
9.1.2. Complex refractive index of water droplets 348
9.1.3. Cross-sections and factors of the extinction efficiency of radiation 349
9.1.4. Cross-sections and factors of the absorption efficiency of radiation 350
9.1.5. Albedo for single scattering 352
9.1.6. Parameters of angular intensity function and the degree of polarization of scattered radiation 353
9.1.7. Integral characteristics of scattering 355
9.2. Optical characteristics of ice crystals 357
9.2.1. Complex refractive index of ice in the optical range of wavelengths 358
9.2.2. Efficiency factors of scattering, absorption and attenuation of radiation 359
9.2.3. Cross-sections of attenuation, scattering and absorption of radiation 363
9.2.4. Albedo for single scattering 364
9.2.5. Phase function and the degree of polarization of scattered radiation 365
9.2.6. Integral characteristics of scattering 369
9.3. Optical characteristics of cloud medium 370
9.3.1. Liquid clouds . . . . . —
9.3.2. Ice clouds 376
9.3.3. Mixed clouds 385
9.4. Halo and its observations 386
9.5. Radiative properties of clouds 390
9.5.1. Radiative properties of stratus clouds . . . . . —
9.5.2. Radiative properties of cumulus clouds 395
9.6. The influence of clouds on total radiation at the ground . 400
9.7. The role of clouds in longwave transfer radiation in the atmosphere 414
9.8. Some parameters of radiation in certain types of clouds . . 422
9.9. Computation of parameters of radiation in individual cloud models 425
Chapter 10. Electrical parameters of the atmosphere and clouds (I. M. Imyanitov, E. V. Chubarina) 426
10.1. Electrical parameters of the atmosphere . . . . . —
10.1.1. Electric field of the atmosphere . . . . . —
10.1.2. Ionization state of the atmosphere 430
10.1.3. Electric conductivity in the atmosphere 434
10.1.4. Resistance of air column 437
10.1.5. Electric current in the atmosphere . . . . . —
10.1.6. Space charges in the atmosphere 438
10.2. Electric characteristics of clouds 439
10.2.1. Electric intensity in clouds . . . . . —
10.2.2. Electric conductivity in clouds 451
10.2.3. Charges of cloud and precipitation particles . . . 453
Chapter 11. Radar characteristics of clouds (G. B. Brilev) 460
11.1. Radar reflectivity Z and precipitation intensity I . . . . . —
11.1.1. Radar reflectivity and its relation to measured microstructure . . . . . —
11.1.2. Radar reflectivity and intensity of rain 461
11.1.3. Radar reflectivity and intensity of snowfall 462
11.1.4. Differential reflectivity and intensity of precipitation 463
11.2. The spatial variation of reflectivity in clouds 464
11.2.1. Variation of cloud reflectivity in a precipitating convective cell . . . . . —
11.2.2. Variation of cloud reflectivity with height 468
11.3. Variation of radar characteristics in cloud development . . 472
11.3.1. Peculiarities of the appearance of the first radar echo —

11.3.2. Growth and dissipation rates of the upper boundaries of the radar echo 475
11.4. Statistical parameters of distributions of cloud radar echo maximum heights and their reflectivities based on the radar network data in the USSR territory 475
11.4.1. Cumulonimbus clouds . . . . . —
11.4.2. Radar echo heights in stratiform clouds 480
11.5. Statistical characteristics of Cb radar echo in the regions of hail suppression in the USSR 484
11.5.1. Typical features of hail suppression in the Northern Caucasus . . . . . —
11.5.2. Radar echo heights and cell areas with hail in Armenian and Fergana valleys 485
11.5.3. Frequency of occurrence of radar characteristics in Moldavia 491
11.6. Radar characteristics of clouds in different physical and geographycal conditions 492
11.6.1. Size distribution of Cb . . . . . —
11.6.2. Parameters of convective cells with precipitation in Eastern Atlantics and Florida 494
11.6.3. Radar echo heights and characteristics of hail and non-hail Cb in different regions 497
11.6.4. Thunderstorm radar echo heights 500
11.6.5. Thunderstorm radar echo heights. Relation with tropopause 502
11.7. Statistical radar models of convective cells with precipitation 504
11.7.1. General aspects . . . . . —
11.7.3. Radar evaluation of precipitation extent with the given intensity 509
11.7.4. Statistical characteristics of precipitation areas at different levels 510
11.7.5. The statistical model of isolated convective cell with precipitation 517
11.7.6. Heights of convective cells and characteristics of precipitation 520
Chapter 12. Fog and precipitation 525
12.1. Fog (A. Khr. Khrgian) . . . . . —
12.1.1. General data . . . . . —
12.1.2. Advection fog 526
12.1.3. Evaporation fog 529
12.1.4. Radiation fog 530
12.1.5. Climatology of radiation fog . . . . . —
12.1.6. Fog in climatic belts of the Earth 533
12.2. Atmospheric precipitation (J. D. Alibegova, A. Khr. Khrgian) 538
12.2.1. General data and some methodic remarks . . . . . —
12.2.2. Secular variation of precipitation amount and possibilities of its study 539
12.2.3. Some dynamical and geographycal features of precipitation distributions over the Globe 540
12.2.4. Precipitation intensity and variability 550
Appendices 563
П.1. Terms and definitions used in the Handbook . . . . . —
П.1.1. Atmospheric aerosols 564
П.1.2. Thermodynamics and dynamics of the atmosphere . . 566
П.1.3. Cloud macrophysics 569
П.1.4. Cloud microphysics 570
П.1.5. Cloud optics 572
П.1.6. Parameters of radiation in the cloudy atmosphere . . 578
П.1.7. Electric characteristics if clouds and atmosphere . . 580
П.1.8. Radar characteristics of clouds and parameters of meteorological radars 582
П.1.9. Information about clouds plotting on the synoptic map 586
П.2. Physical constants and characteristics of atmospheric air and water 588
П.2.1. Physical constants and characteristics of atmospheric air . . . . . —
П.2.2. Physical characteristics of water and water vapour 591
П.3. Some data from probability theory and mathematical statistics 597
П.3.1. General relations . . . . . —
П.3.2. Some used distributions of random values 599
References 603
Index 632

Илья Павлович Мазин,
Александр Христофорович Хргиан

Справочник специалиста

Облака и облачная атмосфера

Редактор О. В. Лапина. Художник В. В. Быков. Художественный редактор Б. А. Денисовский. Технический редактор Н. В. Морозова. Корректор Т. В. Алексеева

ИБ № 1839

Сдано в набор 23.12.88. Подписано в печать 08.08.89. М-17668. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 2. Литературная гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 41,5 с вкл. Кр.-отт. 41,5. Уч.-изд. л. 46,35. Тираж 4770 экз. Индекс МОЛ-62. Заказ № 27. Цена 3 р. 50 к.
Гидрометеоиздат, 199226, Ленинград, Беринга, 38.

Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли
190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.