

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное агентство по образованию

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

Л.Т. Матвеев, Ю.Л. Матвеев

ОБЛАКА И ВИХРИ – ОСНОВА КОЛЕБАНИЙ ПОГОДЫ И КЛИМАТА



Санкт-Петербург
2005



Ministry of Education and Science of Russian Federation

Federal Agency for Education

STATE EDUCATIONAL INSTITUTION
FOR HIGHER PROFESSIONAL EDUCATION
RUSSIAN STATE HYDROMETEOROLOGICAL UNIVERSITY

L.T. Matveyev, Yu.L. Matveyev

CLOUDS AND VORTEXES – THE CAUSES FOR WEATHER AND CLIMATE OSCILLATIONS



Saint-Petersburg
2005

УДК 551.51:551.589
ББК 26.233+26.236

Матвеев Л.Т., Матвеев Ю.Л. Облака и вихри – основа колебаний погоды и климата – СПб., изд. РГТМУ, 2005 – 327 с.

ISBN 5-86813-162-2

Наибольшее внимание уделено получению и качественно-физическому анализу уравнений, установлению закономерностей изменения явлений и процессов во времени, выявлению и толкованию связей одних явлений с другими, анализу наблюдений и результатов численного моделирования.

Предназначено для специалистов в области исследования климата.

Matveyev, L.T. and Matveyev, Yu.L. Clouds and vortexes: the causes for weather and climate oscillations. A monograph. St. Petersburg, RSHU Publishers, 2005. – 327 pp.

Great attention is paid to deduction and qualitative physical analysis of the equations, determination of regularities in changes of the phenomena and processes with time, identification and interpretation of interrelations between the phenomena, as well as to analysis of observations and results of numerical modelling.

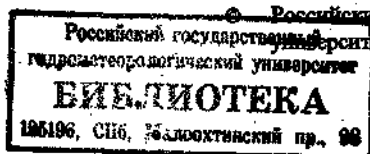
The book is intended for experts in the field of climate studies.

ISBN 5-86813-162-2

© Л.Т. Матвеев, 2005

© Ю.Л. Матвеев, 2005

© Российский государственный гидрометеорологический университет (РГТМУ), 2005



037430

*Светлой памяти
отца и деда – землепашца
и воина – посвящается*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Вниманию читателя предлагается монография, посвященная одной из наиболее злободневных проблем физики и динамики атмосферы – формированию и развитию вихревых движений мезо- и синоптического масштабов, оказывающих, в свою очередь, определяющее влияние на погоду в целом.

Второе (после анализа и толкования многочисленных данных наблюдений) место в монографии занимает проблема возникновения и развития синоптических вихрей, кратко называемая проблемой циклогенеза. В основе подхода к ней лежит уравнение (соотношение), связывающее изменение вихря во времени под влиянием бароклинности с геострофической адвекцией виртуальной температуры. Хотя бароклинные члены (в виде якобиана от плотности и давления) в уравнениях для составляющих вихря скорости движения, конечно же, были известны (прежде всего, А.А.Фридману), приложение этих уравнений к объяснению не только возникновения вихрей, но и многих других явлений было дано лишь после получения этого соотношения.

Не могу не отметить некоторые любопытные детали, связанные с приведением бароклинных членов к виду, позволившему сформулировать ряд правил и объяснить эти явления. Когда я ознакомил с содержанием соответствующего параграфа, предназначенного для "Основ динамической метеорологии" (1955 г.), авторов этого учебника, то, помимо одобрения, услышал: "Почему мы раньше до этого не додумались?". Поскольку получение (без каких-либо допущений) и вполне ясное толкование бароклинного члена не вызывает сомнения, то, по предложению М.И. Юдина, решили включить этот параграф в учебник (правда, с некоторыми оговорками и сокращениями).

Коль скоро успешность прогнозов погоды с помощью численных методов за 50-летний период активного использования ЭВМ не достигла уровня оправдываемости прогнозов синоптическими (качественными) методами (см. сб. "70 лет Гидрометцентру России", 1999, с. 44–57, а также результаты проверки оправдываемости прогнозов по методике Гидрометцентра РФ по Москве и Московской области, опубликованные в "Метеорологии и гидрологии", 2002,

№ 8, с. 124–127), то вполне правомочно считать, что именно качественно-синоптические методы анализа и прогноза атмосферных полей должны развиваться и углубляться. И уж, во всяком случае, следует полностью изжить пренебрежительное отношение (со стороны некоторых специалистов) к качественным правилам.

Поскольку последние претерпели, в связи с привлечением и анализом уравнений для вихря скорости движения, существенные изменения, то подлежат пересмотру основные методические пособия для оперативных работников синоптической службы страны.

Наряду с основным заключением по результатам проверки (оправдываемость численного прогноза уступает оправдываемости инерционного прогноза и несколько превосходит его при исходных данных соответственно за 12 ч и 00 ч) отметим, что они не могут обеспечить прогноз облаков и туманов: при ошибке прогноза, колеблющейся для разных уровней в слое 2–1500 м от $-5,1$ до $2,2$ °С, образовалась бы сверхинтенсивная (по водности) облачность в случае более низкой (по прогнозу) температуры по сравнению с фактической или рассеялась существующая облачность при обратном соотношении между этими температурами (это утверждение доказывается с помощью очень простых соотношений, одно из них приводится в гл. 7).

Не могу не отметить того влияния, которое оказали на мое приращение к проблеме вихреобразования (и динамике атмосферы в целом) Е.Н. Блинова и И.А. Кибель, сначала как лекторы небольших, но очень содержательных курсов лекций в группе (подобной нынешней магистратуре), которая была создана в Высшем военном гидрометеорологическом институте для повышения квалификации в области долгосрочных прогнозов погоды, а затем как руководители моих стажировок в их лабораториях (здесь я написал первую работу, а также принял – вместе с Г.И. Морским – участие в расчетах первых циклонов по методике Е.Н. Блиновой).

Большую роль в развитии динамики, методов численного прогноза и моделирования атмосферных процессов сыграл семинар, которым руководили (в 40–60-е годы) И.А. Кибель, а затем (в 60–90 годы) академик Г.И. Марчук. На этом семинаре обсуждались новейшие результаты в области динамики атмосферы и прогноза погоды. В течение нескольких десятилетий (до 80-х годов включительно) я с большим удовольствием не только достаточно регулярно посещал этот семинар, но и выступал на нем с докладами (в частности, по результатам первой и второй диссертаций).

Запомнилось мне одно из замечаний Г.И. Марчука, как нельзя лучше характеризующее то состояние, в котором оказались исследования в связи с увлечением ЭВМ (в ущерб более глубокому анализу атмосферных процессов): “Сейчас много думать не надо, выписывая уравнения и считай себе на машине”. Как следствие, сейчас очень много счета и мало вновь устанавливаемых закономерностей.

Кроме наших статей (не только по качественно-физическому анализу, но и по численному моделированию циклогенеза), во второй половине прошлого века (в отличие от первой, когда эта проблема широко обсуждалась как у нас, так и за рубежом) лишь в работах Е.Н. Блиновой и некоторых ее последователей обращено внимание и оценена (в линейном приближении) роль бароклинного фактора в формировании и эволюции длинных волн давления и температуры (заметим: она пользовалась только сферической системой координат и никогда не привлекала изобарическую).

Если еще учесть, что, наряду с общими причинами, много времени (месяцы и даже годы) я и мои ученики провели за арифмометром, то надо ли говорить о том, как я (вместе с многими другими) ждал появления у нас электронных вычислительных машин (ЭВМ). Естественно, что, начиная со второй половины 50-х годов, я не упускал возможности привлечь ЭВМ для моделирования различных явлений (прежде всего, облаков и туманов), а несколько позже – для разработки численных моделей прогноза полей облаков, туманов и осадков.

Все эти сведения привожу исключительно для того, чтобы подчеркнуть заинтересованность и посильное участие в разработке актуальных проблем динамики атмосферы и прогноза погоды с помощью численных методов, реализуемых на ЭВМ. Это – с одной стороны. А с другой стороны, для того, чтобы утверждать: быстрых успехов в чисто количественном прогнозе собственно погоды (количества и водности облаков, толщины и водности туманов, интенсивности осадков и др.) вряд ли можно ожидать даже в течение всего 21-го века. Уж очень чувствительны эти характеристики к влияющим на них факторам. В частности, чтобы оценить водность облака или тумана, равно как предсказать и самый факт образования их, температура воздуха должна быть измерена и предсказана с погрешностью не более 0,2–0,3 °С. Совсем недавно показано (см. “Оптика атмосферы и океана”, 2001, №4; 2003, №2), что помимо адвективных, турбулентных и радиационных потоков тепла и влаги в самой атмосфере велика роль притока их из почвы (погрешность расчета в 10–20 % ведет к исчезновению тумана).

Обстановка на сегодня такова, что если кто-либо не знаком с правилами циклогенеза на основе уравнения вихря или не приемлет такой подход к этой проблеме, то он вообще не может ответить на вопрос, почему образуется и развивается циклон.

Остановлюсь еще на своих учениках, общее число которых значительно (свыше 40). Речь идет о тех, кто выполнил под моим руководством кандидатские диссертации (семь из них потом защитили и докторские). Упомяну также руководство дипломными проектами – общим числом свыше 300.

Из учеников назову, прежде всего, П.К. Душкина и Е.Г. Ломоносова, выполнивших диссертации в Ленинградской военно-воздушной (позже – космической) инженерной академии им. А.Ф. Можайского. Однако как раз в это время поступила в одно из подразделений Министерства Обороны первая в Советском Союзе ЭВМ “Стрела”. Когда удалось добиться, чтобы было выделено некоторое время на разработку прогноза погоды, к работе на ЭВМ были привлечены Душкин и Ломоносов.

Хотя и кафедра, и факультет нуждались в них, однако, когда И.А. Кибель обратился с просьбой направить их в Москву во вновь организованную лабораторию, академия удовлетворила эту просьбу. Душкину и Ломоносову принадлежит заслуга разработки и реализации на ЭВМ первой в СССР гидродинамической численной модели прогноза поля давления (1957–1959 гг.), в основу которой положена работа Г.И.Марчука и Н.И. Булеева (1958 г.).

Несколько позже (1960 г.) Л. Матвеевым при участии еще одного ученика (Ю.Г. Лушева) разработана и реализована на ЭВМ первая гидродинамическая модель прогноза полей температуры, влажности, облаков и осадков. Приоритет разработки этих моделей отмечался несколькими учеными (назову здесь акад. А.С. Мони́на и его монографию “Прогноз погоды как задача физики”, 1969; статьи акад. Г.С. Голицы́на и акад. М.И. Буды́ко в «Большой Советской энциклопедии», 1977; обзоры И.А. Кибеля и Е.Н. Блиновой в сб. «50 лет центру гидрометеорологических прогнозов», 1979; «Методика прогноза погоды на 5 – 7 дней» Ю.Б. Храброва, 1959, а также некоторые издания за рубежом). Среди учеников значительный вклад в реализацию моделей на ЭВМ внесли Л.П. Быкова, В.Н. Козлов, С.А. Солдатенко, Р.Н. Ефремов, Н.А. Калинин и др.

Л. Матвеев

Как много мы знаем и так мало понимаем
А. Эйнштейн

*Для нового нет ничего более вредного,
чем старое заблуждение*

Гете

ВВЕДЕНИЕ

Каждому атмосферному процессу, движению и явлению можно соотнести характерный пространственный и временной размер (масштаб). В зависимости от горизонтального размера (L) все процессы и движения подразделяются: на глобальные — L сравнимо с радиусом или длиной экватора Земли; крупного (макро) или синоптического масштаба — L сравнимо с длиной материков ($10^2 - 10^3$ км); среднего (мезо) масштаба — $L \sim 10^0 - 2 \cdot 10^2$ км; мелкого (микро) масштаба — $L \sim 10^{-1} - 10^2$ м.

Предлагаемая вниманию читателя монография посвящена процессам и явлениям синоптического и среднего масштаба. Временной масштаб таких явлений составляет соответственно 10^0 суток и $10^0 - 10^1$ ч. Наибольшее внимание в монографии уделено получению и качественно-физическому анализу уравнений, описывающих явление; установлению закономерностей изменения величин и явлений во времени, выявлению и толкованию связей одних величин и явлений с другими, толкованию данных наблюдений и результатов численного моделирования.

Как и в любом другом разделе физики, в физике атмосферы исследование любого явления начинается с опытных данных, в нашем случае — чаще всего с приземных и высотных наблюдений (измерений) на сети станций и обсерваторий.

В монографии предпринята попытка привлечь и подвергнуть анализу как можно больше опытных данных, что представляется вполне оправданным: увлекшись численным моделированием, в последние десятилетия исследователи все меньше уделяют внимания анализу материалов наблюдений: из огромного банка спутниковых данных проанализировано, в лучшем случае, 2–3 %. В еще худшем (по использованию) положении находятся данные приземных и аэрологических наблюдений.

Большие надежды на углубление теории атмосферных процессов вообще и проблемы образования и развития вихревых движений синоптического масштаба, в частности, возлагались на электронные вычислительные машины (ЭВМ), широкое внедрение и использование которых началось в 50–60-х годах прошлого века. Уже на одном из первых совещаний по использованию ЭВМ в исследовательской и оперативной работе И.А. Кибель заявил: «Теперь мы обсчитаем и предскажем любой вихрь – от крутящегося за окном на песке (совещание проходило в Долгопрудном) до вихрей глобального масштаба». В.А.Бугаев, обращаясь к специалистам по ЭВМ, неоднократно призывал: «Смоделируйте на ЭВМ циклон – от зарождения до полного развития и последующего затухания».

Как указано в «Предисловии», первые модели гидродинамического (численного) прогноза полей давления, температуры и облаков были реализованы на ЭВМ «Стрела». Совершенно естественно, что, когда были созданы и стали доступны новые более мощные ЭВМ, началась разработка моделей и методов численного прогноза погоды во многих научных центрах: Гидрометеорологической службы (Гидрометцентр СССР, Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова, ряд региональных НИГМИ). Академии наук СССР (Вычислительный центр Сибирского отделения, Институт вычислительной математики), высших учебных заведений.

Слов нет, с помощью ЭВМ решено немало задач самого различного содержания. И тем не менее главная проблема – прогноз погоды – не продвинута так далеко, как ожидалось. Речь идет, прежде всего, об образовании и развитии синоптических вихрей – главных погодообразующих объектов и о резкой перестройке синоптической обстановки, прогноз которых по-прежнему встречается с немалыми трудностями. Основной причиной такого состояния прогнозов погоды служит, по нашему мнению, слабая изученность физических процессов, формирующих погоду. Это заключение относится прежде всего к процессам, связанным с водяным паром и его фазовыми переходами. В таком же положении находятся радиационные процессы. Приведем лишь несколько примеров. До сего времени не сформулированы начальное и граничное условия для влажности: как правило, полагают постоянной относительную влажность. Испарение с небольшой площадки (типа метеорологической) рассчитывается с удовлетворительной точностью. Однако

сколько испаряется влаги с поверхности города, лесного массива, поля — на этот вопрос нет ответа. А ведь именно притоки водяного пара определяют образование облаков, туманов, осадков. Потоки и притоки радиации удовлетворительно определяются для безоблачной атмосферы. Однако при облачности, особенно не сплошной, используются лишь некоторые эмпирические соотношения.

В не лучшем положении находится проблема распространения тепла и влаги в деятельном слое суши и океана. Оценки же показывают, что тепло (явное и скрытое), поступающее из почвы и воды (на море), играют важную роль в изменении температуры и других метеовеличин, в образовании туманов и облаков.

Второй причиной отсутствия крупных достижений в прогнозе погоды следует считать неучет некоторых существенных факторов. Среди них — бароклинность среды. О том, что атмосфера всюду и всегда бароклинна, свидетельствует уравнение состояния, из которого следует: плотность не просто зависит, а более сильно по сравнению с давлением зависит от температуры (по крайней мере, на фиксированных уровнях). Многочисленные данные и опыт анализа синоптических материалов убеждают: фактор этот играет существенную роль в формировании полей давления и других метеовеличин, особенно в образовании и развитии синоптических вихрей, атмосферных фронтов и фронтальных зон, равно как движений муссонно-бризового типа.

Во второй половине 20-го века была допущена ошибка: введена изобарическая система координат. В ней при сохранении тех же, как и в декартовой системе, горизонтальных координат, вертикальная координата (высота) заменена, по уравнению статики, на давление воздуха. Вместо карт фиксированных уровней, на которых нанесены давление и другие метеовеличины, стали строить карты высот-изобарических поверхностей — так называемые карты барической топографии.

При ряде допущений, начиная с исходных соотношений, уравнения динамики атмосферы (уравнения движения, неразрывности, притоков тепла и водяного пара) в изобарической системе координат приводятся к виду, не содержащему плотности воздуха. Этот результат выдается за значительное достижение — не надо размышлять, как учесть влияние плотности (в частности, зачем вводить приближение Буссинеска). Одно из существенных допущений —

отождествление осей координат x_p и y_p , которые в изобарической системе должны быть направлены по касательным к изобарической поверхности, с горизонтальными осями x и y декартовой системы.

В действительности переход к изобарической системе координат сопровождается рядом недостатков. Главный среди них – потеря бароклинных членов (пропорциональных якобиану от давления и плотности или геострофической адвекции виртуальной температуры) в уравнениях для составляющих вихря скорости ветра, в выражении для дивергенции геострофического ветра и др. Не менее существенно то, что нельзя в изобарической системе получить уравнения для вихревых движений (циркуляций) в вертикальных плоскостях, поскольку третье уравнение движения сведено к уравнению статики и использовано при введении новой (изобарической) системы. Заметим, что вихревые движения в вертикальных плоскостях служат основой таких циркуляций, как муссонная, бризовая, горно-долинная, во фронтальных зонах и др.

Представляется не вполне логичным сложившееся положение: для уровня моря строятся синоптические карты (с нанесенными на них значениями давления), для других уровней – карты барической топографии (с нанесенными на них высотами изобарических поверхностей). Известны большие трудности, которые возникают при записи граничных условий вблизи поверхности Земли при использовании изобарической системы.

Нельзя не отметить еще одной особенности изобарической системы и основанного на ней метода барической топографии. Известно, что абсолютная высота (H_p) изобарической поверхности зависит от давления на уровне моря и средней виртуальной температуры столба воздуха между уровнем моря и этой поверхностью. Температура и тем более влажность воздуха измеряются со значительно большей погрешностью, чем давление (относительные погрешности измерения температуры примерно на порядок больше, чем давления). Естественно, что высота H_p определяется с погрешностью, существенно превышающей ошибки измерения давления.

Ссылаются еще на то, что погрешности, возникающие за счет перехода к изобарической системе, малы. В действительности они велики в областях с увеличенными горизонтальными градиентами, т.е. там, где только и зарождаются синоптические вихри.

Обратим внимание на то, что с еще большими погрешностями связано использование так называемой изэнтропической системы координат, поскольку наклон изэнтропических поверхностей всюду больше наклона изобарических поверхностей.

Ссылки на литературные источники приводятся по ходу изложения материала. Значительно более полные списки литературы приведены в цитируемых статьях авторов монографии.

Выражаем в заключение признательность акад. К.Я. Кондратьеву, взявшему на себя труд по ознакомлению с монографией и высказавшему ряд полезных замечаний.

1. СИНОПТИЧЕСКИЕ ВИХРИ В АТМОСФЕРЕ И ОКЕАНЕ

1.1. Основные понятия

Важнейшую роль в формировании и колебаниях погоды и климата играют вихревые движения всех размеров, а синоптического масштаба в особенности. К последним относятся вихри с характерным горизонтальным размером порядка 10^2 – 10^3 км в атмосфере и 10^1 – 10^2 км в океане.

Вихрь скорости ветра (движения воздуха или воды относительно твердой поверхности Земли) представляет собой вектор Ω , проекции (составляющие) которого на оси x , y , z декартовой (правой) системы координат имеют вид:

$$\Omega_x = \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}, \quad \Omega_y = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}, \quad \Omega_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}, \quad (1.1.1)$$

где u , v , w — проекции скорости ветра на те же оси x , y , z , при этом ось z направлена по нормали к уровенной поверхности вверх, т.е. противоположно направлению ускорения свободного падения (g).

Нередко бывает удобно представить вихрь Ω в виде векторного произведения

$$\Omega = \nabla \times \mathbf{c} \quad (1.1.2)$$

оператора $\nabla = \mathbf{i} \cdot \partial/\partial x + \mathbf{j} \cdot \partial/\partial y + \mathbf{k} \cdot \partial/\partial z$ на скорость ветра $\mathbf{c} = \mathbf{i} \cdot u + \mathbf{j} \cdot v + \mathbf{k} \cdot w$ (здесь $\mathbf{i}$, $\mathbf{j}$, $\mathbf{k}$ — единичные векторы (орты) вдоль осей x , y , z соответственно).

Представляя векторное произведение в виде матрицы третьего порядка и раскрывая ее, приходим к выражениям (1.1.1) для проекций вихря.

Кроме движения относительно земной поверхности, атмосфера полностью участвует во вращательном движении Земли как планеты. Это означает, что атмосфере, помимо вихря скорости ветра, присущ вихрь, обусловленный суточным вращением Земли с постоянной угловой скоростью ω (модуль ее $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, а направлена она вдоль оси вращения Земли в сторону северного полюса).

Легко доказывается теорема: вихрь любого вращательного движения равен удвоенной угловой скорости вращения. Вихрь $\Omega_{\text{п}}$, порождаемый ω , носит название переносного вихря:

$$\Omega_{\pi} = 2\omega, \Omega_{\pi} = 2\omega. \quad (1.1.3)$$

Сумму переносного и введенного выше вихря скорости ветра, который можно называть также относительным вихрем, называют абсолютным вихрем Ω_a :

$$\Omega_a = \Omega + 2\omega. \quad (1.1.4.)$$

Если ось x направлена по касательной к кругу широты на восток, а ось y — по касательной к меридиану на север, то проекции переносного вихря принимают вид:

$$2\omega_x = 0; 2\omega_y = 2\omega \cos \varphi, 2\omega_z = 2\omega \sin \varphi,$$

где φ — географическая широта: $0 \leq \varphi \leq 90^\circ$ — в северном полушарии, $0 \geq \varphi \geq -90^\circ$ — в южном.

Величину $2\omega_z$ называют кориолисовым параметром. Подчеркнем, что этот параметр имеет достаточно глубокий смысл: ω_z — угловая скорость, с которой вращается вокруг вертикали горизонтальная плоскость на широте φ , а $2\omega_z$ — вихрь, порождаемый этим вращением. Период Π_φ этого вращения

$$\Pi_\varphi = \frac{2\pi}{\omega_z} = \frac{2\pi}{\omega \sin \varphi} = \frac{\Pi_c}{\sin \varphi}$$

называют маятниковым периодом (здесь $\Pi_c = 86400$ с — период суточного вращения Земли, звездные сутки). Таков период вращения маятника Фуко.

Вихревое движение всегда происходит в плоскости, перпендикулярной оси вихря. Так, в случае вихря Ω_z с вертикальной осью вращения происходит в горизонтальной плоскости, в случае вихрей Ω_x и Ω_y — в вертикальных плоскостях yOz и xOz соответственно. Типичными вихрями синоптического масштаба с вертикальной осью являются циклоны и ложбины, антициклоны и гребни. Нетрудно показать, исходя из выражений (1.1.1), что в северном полушарии составляющая Ω_z , как правило, положительна ($\Omega_z > 0$) в областях пониженного и отрицательна ($\Omega_z < 0$) в областях повышенного давления (в южном полушарии — знаки Ω_z противоположны).

Нередко составляющую Ω_z вихря называют завихренностью или, если другие составляющие не обсуждаются, просто вихрем.

Подчеркнем, что в большинстве случаев вихревое движение трехмерное: одновременно с вращением в одной плоскости (например, горизонтальной) наблюдается вращение в другой (вертикальной).

Приведем еще выражение для энстрофии – отношения квадрата модуля вихря к плотности воздуха ρ .

$$\frac{\Omega^2}{\rho} = \frac{\Omega_x^2 + \Omega_y^2 + \Omega_z^2}{\rho}.$$

Наряду с вихрем важной характеристикой движения атмосферы (равно как и океана) служит дивергенция скорости ветра (D – величина скалярная):

$$D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}. \quad (1.1.5)$$

Различают дивергенцию $D_1 = \partial u / \partial x + \partial v / \partial y$ в горизонтальной и дивергенции $D_2 = \partial u / \partial x + \partial w / \partial z$ и $D_3 = \partial v / \partial y + \partial w / \partial z$ в вертикальных плоскостях. Величина D_1 , называемая часто горизонтальной дивергенцией, как правило, отрицательна ($D_1 < 0$) в областях пониженного (ее называют конвергенцией) и положительна ($D_1 > 0$) в областях повышенного давления, при этом знаки D_1 одинаковы в обоих полушариях.

1.2. Уравнение вихря скорости движения в бароклинной атмосфере

Уравнение вихря скорости относится к числу наиболее важных в динамике атмосферы уравнений. Оно позволяет сделать ряд существенных заключений относительно развития атмосферных движений и процессов.

Уравнение вихря скорости ветра является следствием уравнений движения, которые запишем в координатной форме:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\omega_z v - 2\omega_y w + F_x, \quad (1.2.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + 2\omega_x w - 2\omega_z u + F_y, \quad (1.2.2)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + 2\omega_y u - 2\omega_x v + F_z, \quad (1.2.3)$$

где ρ и p – плотность и давление воздуха; g – ускорение свободного падения; F_x, F_y, F_z – проекции силы трения (действующей на единичную массу воздуха).

Структура выражений (1.1.1) подсказывает, как следует поступить с уравнениями движения, чтобы получить уравнения для проекций вихря скорости движения. Так, чтобы вывести уравнение для Ω_x , следует уравнение (1.2.3) продифференцировать по y , а уравнение (1.2.2) – по z и из полученного таким образом первого уравнения вычесть второе. Меняя порядок дифференцирования, получаем

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(u \frac{\partial w}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(u \frac{\partial v}{\partial x} \right) = \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) = \frac{\partial \Omega_x}{\partial t}.$$

Аналогично

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(u \frac{\partial w}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(u \frac{\partial v}{\partial x} \right) = u \frac{\partial \Omega_x}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial w}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial v}{\partial x}.$$

Выпишем еще результат дифференцирования составляющих градиента давления:

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \right) = \frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial z} - \frac{\partial \rho}{\partial z} \frac{\partial p}{\partial y} \right),$$

поскольку

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial p}{\partial z} \right) = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial p}{\partial y} \right).$$

С учетом последних и других (здесь не выписанных) соотношений получаем следующие уравнения для проекций вихря скорости ветра на оси x, y, z :

Российский государственный
гидрометеорологический университет

БИБЛИОТЕКА

126196, СПб, Малоохтинский пр., 98

343430

$$\begin{aligned} \frac{d(\Omega_x + 2\omega_x)}{dt} = & -(\Omega_x + 2\omega_x) \left(\frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) - \left(\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \\ & + \left(2\omega_y \frac{\partial u}{\partial y} + 2\omega_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho^2} (\nabla \rho \times \nabla p)_x + (\nabla \times F)_x, \end{aligned} \quad (1.2.4)$$

$$\begin{aligned} \frac{d(\Omega_y + 2\omega_y)}{dt} = & -(\Omega_y + 2\omega_y) \left(\frac{\partial w}{\partial z} + \frac{\partial u}{\partial x} \right) - \left(\frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \\ & + \left(2\omega_z \frac{\partial u}{\partial z} + 2\omega_x \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{1}{\rho^2} (\nabla \rho \times \nabla p)_y + (\nabla \times F)_y, \end{aligned} \quad (1.2.5)$$

$$\begin{aligned} \frac{d(\Omega_z + 2\omega_z)}{dt} = & -(\Omega_z + 2\omega_z) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \left(\frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \\ & + \left(2\omega_x \frac{\partial w}{\partial x} + 2\omega_y \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \frac{1}{\rho^2} (\nabla \rho \times \nabla p)_z + (\nabla \times F)_z, \end{aligned} \quad (1.2.6)$$

при этом учитывалось, что локальные производные по времени от каждой проекции переносного вихря (2ω) и дивергенция этого вихря равны нулю.

Два последних слагаемых в этих уравнениях представляют проекции на оси x, y, z векторного произведения градиентов плотности и давления воздуха

$$\nabla \rho \times \nabla p = i \left(\frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial z} - \frac{\partial \rho}{\partial z} \frac{\partial p}{\partial y} \right) + j \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \frac{\partial p}{\partial x} - \frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial z} \right) + k \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} \right)$$

и вихря силы трения F

$$\nabla \times F = i \left(\frac{\partial F_z}{\partial y} - \frac{\partial F_y}{\partial z} \right) + j \left(\frac{\partial F_x}{\partial z} - \frac{\partial F_z}{\partial x} \right) + k \left(\frac{\partial F_y}{\partial x} - \frac{\partial F_x}{\partial y} \right).$$

Если теперь левые и правые части уравнений (1.2.4) – (1.2.6) умножить соответственно на i, j, k и затем их сложить, то получим уравнение для абсолютного вихря $\Omega_a = \Omega + 2\omega$:

$$\frac{d\Omega_a}{dt} = (\Omega_a \cdot \nabla) \mathbf{c} - \Omega_a (\nabla \cdot \mathbf{c}) + \frac{(\nabla \rho \times \nabla p)}{\rho^2} + (\nabla \times F), \quad (1.2.7)$$

где операторы в правой части имеют вид

$$(\Omega_a \cdot \nabla) \mathbf{c} = \left(\Omega_{ax} \frac{\partial}{\partial x} + \Omega_{ay} \frac{\partial}{\partial y} + \Omega_{az} \frac{\partial}{\partial z} \right) (iu + jv + kw), \quad (1.2.8)$$

$$\Omega_a (\nabla \cdot \mathbf{c}) = (i\Omega_{ax} + j\Omega_{ay} + k\Omega_{az}) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right). \quad (1.2.9)$$

Непосредственной проверкой убеждаемся в том, что проекции на оси x, y, z правой части уравнения (1.2.7) совпадают с правыми частями уравнений (1.2.4) – (1.2.6). В качестве примера найдем проекцию на ось z двух первых слагаемых в правой части (1.2.7). Согласно (1.2.8) и (1.2.9) эта проекция равна

$$\begin{aligned} & \Omega_{ax} \frac{\partial w}{\partial x} + \Omega_{ay} \frac{\partial w}{\partial y} + \Omega_{az} \frac{\partial w}{\partial z} - \Omega_{az} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = \\ & = \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} + 2\omega_x \right) \frac{\partial w}{\partial x} + \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} + 2\omega_y \right) \frac{\partial w}{\partial y} - \Omega_{az} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = \\ & = -(\Omega_z + 2\omega_z) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \left(\frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial y} \right) + 2\omega_x \frac{\partial w}{\partial x} + 2\omega_y \frac{\partial w}{\partial y}. \end{aligned}$$

Если еще воспользоваться уравнением неразрывности, согласно которому дивергенция скорости ветра

$$(\nabla \cdot \mathbf{c}) = -\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt}, \quad (1.2.10)$$

то с учетом соотношения

$$\frac{d\Omega_a}{dt} - \frac{\Omega_a}{\rho} \frac{d\rho}{dt} = \rho \frac{d}{dt} \left(\frac{\Omega_a}{\rho} \right) \quad (1.2.11)$$

уравнение (1.2.7) для абсолютного вихря скорости движения перепишем в виде

$$\rho \frac{d}{dt} \left(\frac{\Omega_a}{\rho} \right) = (\Omega_a \cdot \nabla) \mathbf{c} + \frac{(\nabla \rho \times \nabla p)}{\rho^2} + (\nabla \times \mathbf{F}). \quad (1.2.12)$$

Уравнение для относительного вихря скорости ветра Ω в векторной форме имеет вид

$$\rho \frac{d}{dt} \left(\frac{\Omega + 2\omega}{\rho} \right) = [(\Omega + 2\omega) \cdot \nabla] \cdot \mathbf{c} + \frac{(\nabla \rho \times \nabla p)}{\rho^2} + (\nabla \times \mathbf{F}). \quad (1.2.13)$$

1.3. Потенциальный вихрь

Для анализа атмосферных процессов представляет интерес понятие потенциального вихря, впервые введенное немецким ученым Г. Эртелем [26,27].

Пусть некоторая скалярная величина удовлетворяет уравнению вида

$$\frac{d\phi}{dt} = \varepsilon. \quad (1.3.1)$$

Этой величиной может служить, например, потенциальная температура θ или массовая доля водяного пара q , удовлетворяющие уравнениям

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{\varepsilon_\theta}{c_p}, \quad \frac{dq}{dt} = \varepsilon_q,$$

где ε_θ и ε_q — удельные притоки тепла и водяного пара соответственно.

Нетрудно убедиться в справедливости следующего соотношения:

$$\Omega_a \frac{d}{dt} (\nabla \phi) = (\Omega_a \cdot \nabla) \frac{d\phi}{dt} - [(\Omega_a \cdot \nabla) \mathbf{c}] \nabla \phi. \quad (1.3.2)$$

Умножим уравнение (1.2.12) скалярно на $\nabla \phi$.

$$\rho \left(\nabla \phi \cdot \frac{d}{dt} \left(\frac{\Omega_a}{\rho} \right) \right) = [(\Omega_a \cdot \nabla) \mathbf{c}] \cdot \nabla \phi + \left[\frac{\nabla \rho \times \nabla p}{\rho^2} \right] \cdot \nabla \phi + (\nabla \times \mathbf{F}) \cdot \nabla \phi. \quad (1.3.3)$$

Если теперь уравнение (1.3.3) сложить с (1.3.2), то с учетом уравнения (1.3.1) получим

$$\rho \frac{d}{dt} \left(\frac{\Omega_a \cdot \nabla \phi}{\rho} \right) = (\Omega_a \cdot \nabla) \cdot \varepsilon + \left[\frac{(\nabla \rho \times \nabla p)}{\rho^2} \right] \cdot \nabla \phi + (\nabla \times \mathbf{F}) \cdot \nabla \phi. \quad (1.3.4)$$

Скалярное произведение

$$\Pi = \left(\frac{\Omega_a}{\rho} \cdot \nabla \varphi \right) = \frac{1}{\rho} \left(\Omega_{ax} \frac{\partial \varphi}{\partial x} + \Omega_{ay} \frac{\partial \varphi}{\partial y} + \Omega_{az} \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right) \quad (1.3.5)$$

и носит название *потенциального вихря*.

Из уравнения (1.3.4) следует, что потенциальный вихрь в движущейся воздушной массе сохраняет постоянное значение (является инвариантом)

$$\Pi = \left(\frac{\Omega + 2\omega}{\rho} \cdot \nabla \varphi \right) = \text{const}, \quad \frac{d\Pi}{dt} = 0 \quad (1.3.6)$$

при следующих условиях:

а) φ сохраняется в воздушной массе, т.е. φ – инвариантная величина. Таковы потенциальная температура θ при адиабатическом процессе или псевдопотенциальная температура θ_p при псевдоадиабатическом процессе; массовая доля водяного пара в ненасыщенном влажном воздухе или удельное влагосодержание в насыщенном;

б) сила трения пренебрежимо мала ($F = 0$);

в) среда баротропна – плотность зависит только от давления: $\rho = \rho(p)$; в этом случае градиенты $-\nabla p$ и $-\nabla \rho$ совпадают по направлению и, как следствие, векторное произведение $(\nabla \rho \times \nabla p)$ обращается в нуль.

Само название «потенциальный вихрь» нельзя признать вполне удачным, поскольку величина эта не имеет размерности вихря. В пользу употребления этого термина можно привести лишь следующее соображение. Если Π сохраняется при движении воздушной частицы, а расстояние между поверхностями $\varphi = \text{const}$ увеличивается (тем самым $\nabla \varphi$ уменьшается), то составляющая вихря Ω_a/ρ , параллельная $\nabla \varphi$, при этом увеличивается. Это можно толковать как некоторый потенциальный запас завихренности, связанный с градиентом φ , который может расходоваться (реализовываться) при удалении поверхностей $\varphi = \text{const}$ друг от друга.

Согласно уравнению (1.3.4), изменение абсолютного вихря Ω_a/ρ в движущейся между двумя соседними поверхностями $\varphi = \text{const}$ воздушной массе происходит под влиянием: а) притока тепла (если этими поверхностями служат изэнтропические поверх-

ности $\theta = \text{const}$) или притока водяного пара (при $q = \text{const}$); б) бароклинности атмосферы и в) сил трения. Обратим внимание на то, что дивергенция скорости ветра, оказывающая, согласно уравнению (1.2.7), влияние на изменение абсолютного и относительного вихрей, не влияет, согласно уравнениям (1.2.12), (1.2.13), на изменение отношения Ω_a/ρ и тем более потенциального вихря Π .

Анализ системы уравнений, описывающих атмосферные процессы, показывает, что эти процессы можно разделить на два класса:

1) медленные (длиннопериодные) движения глобального и синоптического масштабов, которые описываются полями φ и Π и их медленной эволюцией во времени, а поля других величин адаптированы (приспособлены) к полям φ и Π , т.е. определяются по полям φ и Π из синхронных соотношений, не содержащих производных по времени;

2) быстрые (короткопериодные) движения – звуковые, внутренние и поверхностные гравитационные и инерционные волны, при которых колебания полей φ и Π отсутствуют (по крайней мере, в линейном приближении).

В этом, прежде всего, заключено значение для динамики атмосферы инвариантов φ и Π . В целом привлечение этих и других инвариантов для исследования атмосферных процессов оказалось плодотворным. С их помощью установлен ряд важных закономерностей, относящихся к процессам, наблюдаемым в различных слоях атмосферы.

1.4. Качественный анализ условий образования и эволюции синоптических вихрей

Практически все наблюдаемые в атмосфере движения носят вихревой характер. В случае крупномасштабных движений, когда горизонтальная составляющая на 2 – 3 порядка превышает вертикальную, основную роль играет вертикальная составляющая (Ω_z) вихря скорости движения:

$$\Omega_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}.$$

Как показано в п. 1.2., уравнение переноса Ω_z имеет вид:

$$\frac{\partial \Omega_z}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial \Omega_z}{\partial x} + v \frac{\partial \Omega_z}{\partial y} \right) - w \frac{\partial \Omega_z}{\partial z} - \beta v - (2\omega_z + \Omega_z) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \left(\frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} \right) + \left(\frac{\partial F_y}{\partial x} - \frac{\partial F_x}{\partial y} \right), \quad (1.4.1)$$

где $\beta = \frac{\partial(2\omega_z)}{\partial y} = \frac{2\omega \cos \varphi}{a}$ – параметр Россби, a – радиус Земли

(ось y направлена по касательной к меридиану).

Выполним, следуя [1], качественно-физический анализ уравнения (1.4.1). Изменение вихря во времени в фиксированной точке пространства определяют следующие факторы.

1. *Адвекция вихря*, обеспечивающая рост Ω_z в передней части циклона и убывание Ω_z в тыловой. Под влиянием именно этого фактора давление воздуха в передней части циклона часто падает, а в тыловой растет. Аналогичное заключение справедливо в отношении антициклона: в его передней части Ω_z (будучи меньше нуля) со временем уменьшается, а в тыловой растет. В целом адвективный фактор обеспечивает перенос вихрей со скоростью ветра на уровне поверхности 700 или 500 гПа.

2. *Конвекция вихря*, обеспечивающая распространение вихрей с одних уровней на другие.

3. *Меридиональный перенос воздушной массы и вихря*: движение на север сопровождается ослаблением циклонического и усилением антициклонического вихря, движение на юг – усиление циклонического вихря и ослаблением антициклонического.

Если три слагаемых в правой части уравнения (1.4.1) перенести в левую и объединить их с локальной производной $\frac{\partial \Omega_z}{\partial t}$, то уравнение примет вид:

$$\frac{d}{dt}(\Omega_z + 2\omega_z) = -(\Omega_z + 2\omega_z) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \left(\frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial y} \right) - \frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} - \frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} \right) + \left(\frac{\partial F_y}{\partial x} - \frac{\partial F_x}{\partial y} \right), \quad (1.4.2)$$

где $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z}$ – оператор полной (индивидуальной) производной, характеризующей изменение величины во времени внутри движущейся массы.

Сумма $\Omega + 2\omega$ – абсолютный вихрь, $\Omega_z + 2\omega_z$ – вертикальная составляющая этого вихря. В случае, когда обращаются в нуль все слагаемые в правой части уравнения (1.4.2), абсолютный вихрь в перемещающейся воздушной массе сохраняет постоянное значение (теорема Россби):

$$\Omega_z + 2\omega_z = \text{const.}$$

Таким образом, роль первых трех слагаемых в правой части уравнения (1.4.1) в сочетании с локальной производной сводится к переносу в неизменном виде абсолютного вихря вместе с движущейся воздушной массой.

В уравнении (1.4.2) все слагаемые в правой части порождают новый или изменяют существующий вихрь уже внутри этой массы. Их можно назвать динамическими факторами изменения вихря (в то время как указанные выше – адвективными).

4. *Дивергенция горизонтальной скорости ветра*: отрицательная дивергенция (называемая нередко конвергенцией) порождает новый или усиливает существующий циклонический вихрь; положительная дивергенция порождает новый или усиливает антициклонический вихрь (первый множитель $2\omega_z + \Omega_z$ в этом слагаемом всегда положителен, поскольку $2\omega_z > |\Omega_z|$).

5. *Изменение вертикальной скорости по горизонтали* (наиболее значительна роль этого фактора в горной местности).

6. *Бароклинный фактор*. Воспользуемся уравнением состояния влажного воздуха

$$p = R_c \rho T_v, \quad (1.4.3)$$

где $T_v = T(1 + 0,61 q)$ – виртуальная температура, q – массовая доля водяного пара. Логарифмируя, а затем дифференцируя уравнение (1.4.3), получаем

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial s} = \frac{1}{p} \frac{\partial p}{\partial s} - \frac{1}{T_v} \frac{\partial T_v}{\partial s}, \quad (1.4.4)$$

где s следует положить x или y .

Если еще воспользоваться выражениями для составляющих геострофического ветра

$$u_g = -\frac{1}{2\omega_z \rho} \frac{\partial p}{\partial y}, \quad v_g = \frac{1}{2\omega_z \rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

и заменить производные от плотности воздуха с помощью соотношений (1.4.4), то бароклиный фактор примет вид

$$\frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} \right) = \frac{2\omega_z}{T_v} \left(u_g \frac{\partial T_v}{\partial x} + v_g \frac{\partial T_v}{\partial y} \right). \quad (1.4.5)$$

Как ни просты рассуждения и выкладки, позволившие привести бароклиный член к виду (1.4.5), впервые это было сделано автором [1] лишь в 1955 г. Подчеркнем, что соотношение (1.4.5) точное, а не приближенное, полученное якобы путем замены проекций реального ветра составляющими геострофического. Наоборот, замена u_g и v_g на u и v в (1.4.5) будет означать переход от точного представления бароклиного члена к приближенному.

Соотношение (1.4.5) позволяет в наглядной форме представить бароклиный фактор. Напомним, что сумма

$$-\left(u_g \frac{\partial T_v}{\partial x} + v_g \frac{\partial T_v}{\partial y} \right) = \left(\frac{\partial T_v}{\partial t} \right)_{\text{адв}} \quad (1.4.6)$$

представляет собой адвективное изменение виртуальной температуры при геострофическом движении (геострофическую адвекцию виртуальной температуры). Это изменение положительно при адвекции более теплого (перенос воздуха из области тепла в область холода) или влажного воздуха и отрицательно при адвекции более холодного или сухого (с меньшим значением массовой доли водяного пара) воздуха.

Из сопоставления соотношений (1.4.5) и (1.4.6) следует, что бароклиный член положителен при адвекции холода или более сухого воздуха и отрицателен при адвекции тепла или более влажного воздуха. Таким образом, адвекция холода порождает новый или усиливает циклонический вихрь. Нередко холодный воздух является и более сухим, а теплый воздух более влажным. В этих случаях адвекция как тепла, так и влаги действует в одну сторону, увеличивая значение бароклиного члена.

7. *Вертикальная составляющая вихря силы трения, действующей на единичную массу воздуха.* Из физических представлений и количественных оценок следует, что под влиянием этого фактора ослабляются как циклонический, так и антициклонический вихрь (циклон заполняется, антициклон разрушается).

В пограничном слое, где влияние силы трения наиболее существенно, седьмое слагаемое в правой части (1.4.1) противоположно по знаку четвертому (дивергентному) слагаемому и имеет одинаковый с ним порядок величины. Это означает, что эти факторы в значительной степени компенсируют друг друга, а их сумма близка к нулю.

Более того, разность

$$-2\omega_z \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \left(\frac{\partial F_y}{\partial x} - \frac{\partial F_x}{\partial y} \right)$$

строго обращается в нуль для всех моделей пограничного слоя, если в уравнениях движения пренебрегли нестационарностью и изменением плотности воздуха по горизонтали (а именно: такие допущения делаются при построении большинства моделей пограничного слоя атмосферы).

Следует также отметить, что четвертое (дивергентное) слагаемое в правой части (1.4.1) не может служить основным фактором зарождения синоптических вихрей по чисто логическим соображениям. В самом деле, вид этого члена указывает на то, что отрицательная дивергенция (конвергенция), сопровождающаяся притоком массы воздуха к центральной части, способствует образованию нового или углублению существующего циклонического вихря; при положительной же дивергенции (расходимости воздушных течений и оттока массы воздуха из центральной части) под влиянием дивергентного члена должен зарождаться новый или усиливаться существующий антициклонический вихрь.

Таким образом, дивергентный член (если бы даже он мог быть оценен с удовлетворительной точностью) не может играть важной роли в зарождении вихрей. Более того, должен быть фактор, который способен нейтрализовать влияние дивергентного члена (поскольку при сходимости циклон может только заполняться). Нейтрализует влияние дивергентного члена турбулентный обмен и порождаемый им вихрь силы трения.

Поскольку сумма дивергентного и турбулентного слагаемых близка к нулю, то, как следует из уравнения (1.4.1), над однородной (не горной) местностью, где мала роль фактора, учитывающего изменение вертикальной скорости по горизонтали, определяющую роль в изменении абсолютного вихря во времени в движущейся воздушной массе играет горизонтальная бароклинность атмосферы.

К настоящему времени накопилось большое количество фактических данных, подтверждающих это заключение. Однако нельзя не отметить и того, что в литературе встречаются суждения, согласно которым бароклиный член мал по сравнению с первым (адвективным) и четвертым (дивергентным) слагаемыми в правой части уравнения (1.4.1)

Но, во-первых, сравнивать бароклиный член следует не с адвективным, а с разностью

$$\frac{\partial \Omega_z}{\partial t} - \left[- \left(u \frac{\partial \Omega_z}{\partial x} + v \frac{\partial \Omega_z}{\partial y} \right) \right],$$

равной вблизи земной поверхности (где $w \approx 0$) полной производной $d\Omega_z/dt$. В этой разности уменьшаемое и вычитаемое в большинстве случаев (коэффициент корреляции колеблется от 0,70 до 0,79) имеют одинаковые знаки и один порядок величины. Вследствие этого полная производная $d\Omega_z/dt$ на порядок меньше локальной производной и адвекции вихря. Что касается дивергентного члена, то, помимо нейтрализации его турбулентным членом, оценивается этот член по данным наблюдений с большой погрешностью, поскольку велика погрешность измерения скорости и особенно направления ветра. К тому же оценивают дивергенцию по одному из слагаемых, хотя в сумме $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$ слагаемые имеют разные знаки, т.е. дивергенция

скорости ветра представляет собой разность больших величин, каждая из которых на порядок больше, чем искомая величина.

Г.И. Морской [2] привлек для расчета вертикальной скорости, однозначно связанной с дивергенцией скорости ветра, свыше 10 расчетных схем различных авторов. Оказалось, что оценки вертикальной скорости под влиянием погрешностей определения дивергенции различаются не только по значению, но и по знаку.

Следует также иметь в виду, что оценки бароклиного члена авторами, высказавшими мнение о малой роли этого члена, были получены по средним полям метеовеличин.

В действительности, как хорошо известно из синоптической практики, синоптические вихри зарождаются и претерпевают наибольшие изменения во фронтальных зонах, где горизонтальные градиенты метеовеличин примерно на порядок больше, чем вне этих зон. Более того, не только по средним, а и по данным фактических наблюдений даже на густой (не говоря уже о редкой) сети станций (например, в Европе или Северной Америке) оценки бароклиного члена сильно занижаются (по Эллиассену, в десятки и даже сотни раз).

Более точную оценку бароклиного члена можно получить, привлекая данные непрерывной регистрации температуры воздуха с помощью термографа.

Результаты обработки записей температуры по Ленинграду (с лент самописца температура снималась с временным разрешением $\Delta t = 15$ мин в течение 2 ч до и после прохождения фронта через станцию) за 1983 – 1985 гг. представлены в табл. 1.1.

Таблица 1.1

Повторяемость (%) изменений температуры ΔT за часовой интервал при прохождении фронта

Фронт	$\Delta T^{\circ}\text{C/ч}$						Число фронтов
	2 – 4	4 – 6	6 – 8	8 – 10	10 – 12	12	
Холодный	3	83	5	2	2	5	26
Теплый	16	50	17	17	–	–	6

Воспользуемся уравнением притока тепла, согласно которому вблизи земной поверхности (где $w \approx 0$) адвективное изменение температуры

$$-\left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}\right) = \frac{\partial T}{\partial t} - \frac{\varepsilon}{c_p},$$

где ε – скорость притока тепла к единичной массе. При адвекции тепла, когда левая часть и первое слагаемое в правой части положительны, воздушная масса натекает на более холодную подстилающую поверхность и отдает тепло этой поверхности ($\varepsilon < 0$). При адвекции холода $\partial T / \partial t < 0$, а $\varepsilon > 0$.

Отсюда следует, что адвективное изменение температуры по модулю больше локальной производной $\partial T/\partial t$. Поскольку геострофическая адвекция температуры на фронтах (в ложбинах) по модулю превышает фактическую адвекцию T (ибо $u_g > u$), то для изменения вихря во времени под влиянием бароклинности справедливо следующее неравенство:

$$\left| \frac{d\Omega_z}{dt} \right|_\delta > \frac{2\omega_z}{T_v} \cdot \left| \frac{\partial T_v}{\partial t} \right|.$$

Принимая для производной $\partial T/\partial t$ наиболее часто встречающееся значение $5^\circ\text{C}/\text{ч}$, согласно данным табл. 1.1, получаем следующую оценку:

$$\left| \frac{d\Omega_z}{dt} \right|_\delta > 5 \cdot 10^{-10} \text{ c}^{-2}.$$

При таком значении производной в перемещающейся воздушной массе в течение суток под влиянием адвекции холода формируется циклонический вихрь $\Omega_z > 4,3 \cdot 10^{-5} \text{ c}^{-1}$. Именно такой порядок величины характерен для синоптических вихрей, которые наблюдаются в природе.

В отдельных случаях фронты настолько обостряются, что бароклиный фактор увеличивается в 10–100 раз по сравнению с полученной оценкой.

Так, холодный фронт, смещавшийся 24 марта 1982 г. по востoku штата Колорадо (США) с севера на юг со скоростью 17 м/с, имел ширину всего около 200 м. Прохождение фронта сопровождалось понижением температуры на 16°C . В этом случае бароклиный фактор имел порядок 10^{-7} c^{-2} , характерный для ураганов.

Приведенные рассуждения и оценки позволяют заключить, что горизонтальная бароклинность играет важную (нередко определяющую) роль в зарождении и эволюции синоптических вихрей.

1.5. Данные наблюдений о зарождении и развитии синоптических вихрей

В настоящее время на основе анализа синоптико-аэрологических материалов, специальных статистических исследований и

обобщения многолетнего опыта оперативной работы эмпирическим путем установлен ряд закономерностей развития атмосферных процессов, объяснить которые можно лишь влиянием бароклинности атмосферы. Эти закономерности подчеркивают важную (нередко определяющую) роль бароклинного фактора (1.4.5) в изменении погоды и климата. Кратко проанализируем, следуя [1,3], эти эмпирические закономерности и дадим им объяснение (толкование).

1. Из прогностической практики известно, что циклоны зарождаются только на холодных фронтах, с которыми связана (по самому их понятию) адвекция холода. Углубление циклона продолжается до тех пор, пока в нем наблюдается адвекция холода. Хотя в это же время в циклоне отмечается и адвекция тепла, активную роль играет адвекция холода, поскольку она распространяется на все большую площадь, а площадь, занятая адвекцией тепла, сокращается. К тому же давление в центре приземного циклона падает (а вихрь усиливается) тогда, когда на более высоких уровнях над этим центром наблюдается адвекция холода, и, наоборот, давление в центре растет, если над ним — адвекция тепла.

Под влиянием адвекции тепла, наблюдаемой на теплом фронте, в теплом воздухе, вытесняемом на более высокие уровни и, как правило, распространяющемся в более высокие широты, формируется антициклонический вихрь, чаще всего в виде гребня.

Как только холодный воздух распространится на весь циклон (поле температуры становится однородным — адвекция холода прекращается), он начинает заполняться (в основном под влиянием сил трения — последнего слагаемого в правой части (1.4.1)).

Однако как только в некоторой части такого однородного и заполняющегося циклона произойдет заток более холодного воздуха, так этот циклон вновь начинает углубляться — явление, известное под названием *регенерации циклона*.

2. Как показывает ежедневный опыт и специальные исследования траекторий движения синоптических вихрей, циклоны наряду с движением с запада на восток (под влиянием первого фактора — адвекции вихря) имеют составляющую скорости движения по направлению к полюсу. Объясняется это тем, что под влиянием адвекции холода, наблюдаемой в циклоне в северной части, здесь циклонический вихрь увеличивается (давление падает), а в южной части — уменьшается (давление растет). Видимым проявлением это-

го процесса будет движение циклона по направлению к полюсу с некоторой бароклинной скоростью $c_{бар}$. Результирующая скорость (векторная сумма переносной ($c_{пер}$) и бароклинной ($c_{бар}$) скоростей) обеспечивает движение циклона по спиралеобразной траектории – по направлению к полюсу.

В антициклоне в северной части также наблюдается адвекция холода, а в южной – адвекция тепла (подчеркнем, что всюду речь идет о геострофической адвекции-пересечении изобар и изотерм). Под их влиянием антициклонический вихрь увеличивается (по модулю) в южной и уменьшается в северной части.

По этой причине антициклон смещается со скоростью $c_{пер}$ с запада на восток и со скоростью $c_{бар}$ – по направлению к экватору.

Однако эти заключения справедливы в отношении лишь обычных (нормальных) циклонов. Так называемые аномальные («ныряющие») циклоны, в которых теплый сектор и адвекция тепла расположены в северной части, движутся, в согласии с уравнением переноса вихря, с составляющей, направленной к экватору.

3. Бароклинный фактор позволяет дать объяснение и такому известному факту, как отставание синоптических вихрей от ведущего потока: скорость движения их составляет 50–80 % скорости ведущего потока.

Поскольку в обычном циклоне в тыловой (западной) части наблюдается адвекция холода и вихреобразование, а в передней (восточной) – адвекция тепла и разрушение вихря, то появляется составляющая $c_{бар}$, направленная с востока на запад – противоположно переносной скорости $c_{пер}$. В свою очередь это означает, что фактическая скорость движения циклона (так же, как ложбины, гребня, антициклона) меньше переносной скорости (ведущего потока).

Хорошо согласуются с этим заключением результаты анализа поля давления в движущихся циклонах. Для движущихся циклонов определено изменение давления δp_a , обусловленное переносом (адвекцией) вихря со скоростью ветра на уровне ведущего потока (на поверхности 500 гПа).

Разность между фактическим (δp) и адвективным (δp_a) изменением давления характеризует изменение давления (названное динамическим) внутри движущегося циклона (его углубление или заполнение). Результаты расчета для семи углубляющихся циклонов приведены на рис. 1.1. Обусловленное адвекцией вихря изменение

давления (барическая тенденция) отрицательно в передней и положительно в тыловой части циклона. Фактическое локальное изменение давления (δp) в передней части циклона почти полностью обусловлено адвекцией (переносом) самого циклонического вихря и не имеет никакого отношения к адвекции тепла, наблюдаемой в этой части циклона.

Адвекция тепла и холода ответственны за динамическое изменение давления (разность $\delta p - \delta p_a$), которое, согласно уравнению вихря, меньше нуля в тыловой части, где наблюдается адвекция холода, и больше нуля в передней части циклона. Таким образом, адвекция температуры воздействует на поле давления противоположно тому, что следует из известных формул Экснера – Кибеля (сыгравших в 40–50-х годах положительную роль и представляющих лишь исторический интерес в настоящее время).

4. Влиянием термической адвекции и β -эффекта объясняется и такой хорошо известный факт, как зависимость направления движения волн от их масштаба; короткие волны малой амплитуды движутся с запада на восток, а длинные и сверхдлинные волны большой амплитуды – с востока на запад.

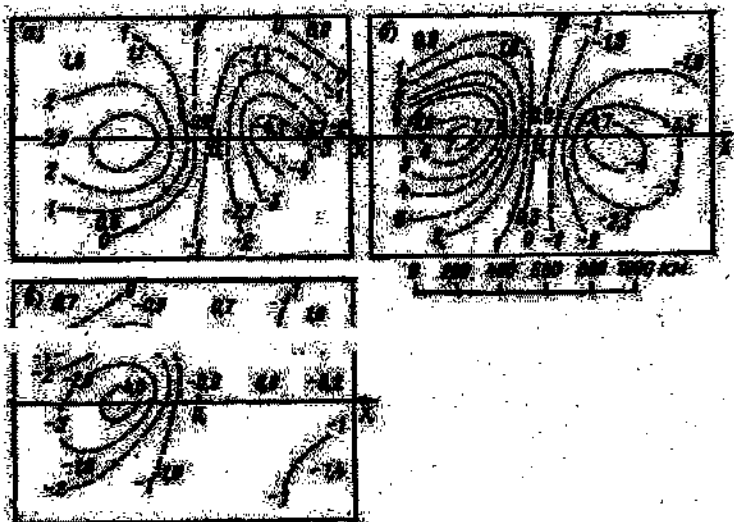


Рис. 1.1. Распределение локальных (а), адвективных (б) и динамических (в) изменений давления (гПа/3 ч) в углубляющемся циклоне.

Ц – центр циклона, X – направление скорости переноса (ведущего потока)

Для коротких волн небольшой амплитуды характерна малоинтенсивная термическая адвекция, не оказывающая существенного влияния на вихреобразование, благодаря чему скорость движения волны лишь незначительно отличается от скорости ведущего потока.

При большой амплитуде и длине волны термическая адвекция интенсивна и, как следствие, велика скорость движения, порождаемая образованием вихря (положительного в области адвекции холода, например в западной части ложбины, и отрицательного в области адвекции тепла, например в восточной части той же ложбины). Поскольку при этом переносная скорость ослаблена (в случае волн большой амплитуды, распространяющихся, как правило, на всю тропосферу, велика меридиональная и мала зональная составляющие скорости ведущего потока), то бароклинная скорость движения, порожденная вихреобразованием, перекрывает переносную скорость и обеспечивает движение волны с востока на запад.

✓5. Хорошо подтверждают развиваемый взгляд на роль бароклинности данные о географических особенностях зарождения синоптических вихрей в различные сезоны года.

Вследствие различий в теплофизических свойствах и механизмах распространения тепла в одной и той же широтной зоне температура поверхности океана зимой выше температуры поверхности суши, летом – наоборот. Посредством турбулентного обмена явное и скрытое тепло переносится от поверхности в атмосферу, в результате чего создается разность температур между воздушными массами, расположенными над океаном и сушей. Совершенно очевидно, что над океанами зимой преобладает адвекция холода, прежде всего в примыкающих к восточным побережьям материков западных частях океана (энергоактивных зонах), а над материками – адвекция тепла прежде всего в их западных частях.

Таким образом, зимой создаются более благоприятные условия на океанах для зарождения циклонов, а на материках – антициклонов.

Впервые построенные Х.П. Погосьяном [4] и С.Петерсеном [5], а затем неоднократно уточнявшиеся другими исследователями карты распределения циклонов и их зарождения показали, что зимой наиболее высокая повторяемость циклонов отмечается: в районе Исландии, что обусловлено перемещением в этот район циклонов, зарождающихся у восточных берегов Северной Америки под влиянием адвекции холода; в северо-западной части Тихого океана (в

районе Алеутских островов), что связано с движением в этот район циклонов, возникающих вблизи восточного побережья Азии.

Достаточно высока повторяемость циклонов в Баренцевом море (за счет циклогенеза в районе Гренландского и Норвежского морей), на востоке Средиземного моря (за счет переноса холодного воздуха с севера Европы), в Аляскинском и Баффиновом заливах. Повышена повторяемость циклонов также на Черном море (именно с этими циклонами связано формирование знаменитой Новороссийской боры).

На материках зимой более благоприятны условия для образования антициклонов.

Результаты анализа условий образования и разрушения всех циклонов и антициклонов, отмеченных на синоптических картах за двадцатилетний период (1962–1981 гг.) севернее 20° с.ш., приведены на рис. 1.2 и 1.3 (по Х.Х. Хайруллину) [6]. Все вихри разделены на подвижные и малоподвижные. К первым отнесены вихри с длиной траектории более 1600 км (при средней скорости движения 30–35 км/ч это расстояние вихрь проходит более чем за 2 сут), к малоподвижным – вихри с длиной траектории меньше 1600 км (существовали менее 2 сут).

Согласно рис. 1.2, на котором изображена разность вновь образовавшихся вихрей над водой и суши, зимой циклоны (кривая 1) значительно чаще образуются над океанами, чем над материками, летом, наоборот, циклоны (особенно медленно движущиеся) чаще образуются над суши, чем над водой.

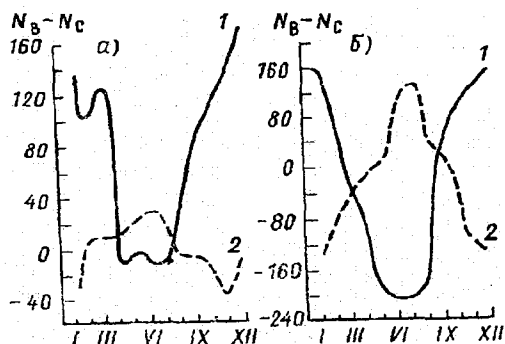


Рис. 1.2. Годовые колебания разности между количеством вновь образовавшихся над водой (N_b) и суши (N_c) подвижных (а) и малоподвижных (б) синоптических вихрей.

1 – циклоны, 2 – антициклоны.

Годовой ход антициклогенеза, в согласии с влиянием бароклинности (адвекция тепла-холода), противоположен годовым колебаниям циклогенеза: антициклоны (как подвижные, так и малоподвижные) зимой чаще образуются над сушей (на рис. 1.2 разность меньше нуля), а летом – над водой (разность положительна).

Согласно рис. 1.3 вероятность циклогенеза по сравнению с антициклогенезом над океанами велика в холодную половину года (с октября по февраль) и мала в теплую (с апреля по сентябрь); над материками, наоборот, эта вероятность мала зимой и велика летом.

Зимой особенно высока повторяемость антициклогенеза над Восточной Сибирью, Монголией, северо-западом Китая, а также над Северной Америкой, Гренландией, Балканским полуостровом.

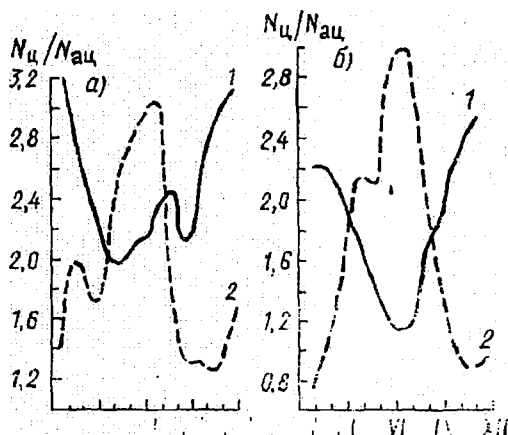


Рис. 1.3. Годовые колебания отношения числа вновь образовавшихся циклонов ($N_{\text{ц}}$) к числу антициклонов ($N_{\text{ан}}$) над водой (1) и сушей (2). а – подвижные вихри, б – малоподвижные вихри.

За указанный выше 20-летний период на материках северного полушария (20–90°с.ш.) наблюдались 3101 циклон и 1547 антициклонов. Повторяемость (%) вихрей в различные сезоны года составила:

	Зима	Весна	Лето	Осень
Циклоны	6,3	31,3	50,0	12,4
Антициклоны	38,9	22,6	14,5	24,0

В теплую половину года (весной и летом), когда материк теплее океана и на них более благоприятны условия для адвекции хо-

лода, образуются свыше 81 % циклонов и только 37 % антициклонов. В холодную же половину года (осенью и зимой), когда материка холоднее океана и на них преобладает адвекция тепла, повторяемость антициклонов достигает 65 %.

Нельзя, конечно, считать, что в данном сезоне наблюдается адвекция только одного знака. Следует также учитывать, что адвекция T_v — не единственный фактор формирования вихрей. Тем не менее, когда температура в какой-либо области высокая (как на материке летом), то вероятность возникновения адвекции холода выше, чем при низкой температуре в этой области (на том же материке зимой). Как следствие, летом на материках циклонов образуется в 3,5 раза больше, чем антициклонов, а зимой наоборот — антициклонов в 6 раз больше, чем циклонов.

С образованием синоптических вихрей тесно связано изменение во времени и распределение в пространстве давления воздуха. Зимой давление на материках существенно выше, чем летом. Так, среднее давление на уровне моря в январе над всей Азией больше 1021 гПа. В июле же среднее давление над Азией меньше 1010 гПа; вместо зимних антициклонов над Азией и Северной Америкой формируются циклоны. В согласии с образованием синоптических вихрей находятся данные о количестве облаков и осадков (гл. 3).

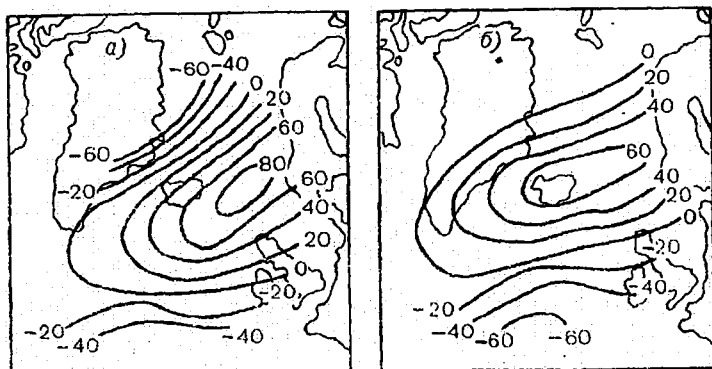
Приведем еще пример, иллюстрирующий влияние аномалий температуры воды, а через них — бароклинности на образование циклонов.

По данным за 1889–1939 гг. автор [8] определил повторяемость циклонов в Северной Атлантике при различном состоянии поля температуры воды. На рис. 1.4 приведено отклонение повторяемости центров циклонов при отрицательной аномалии воды в северной части (к северу от оси Гольфстрима) и положительной в южной части Атлантики (южнее оси Гольфстрима). Согласно этим данным, повторяемость циклонов превышает многолетнюю до 80 % зимой и 60 % весной в те месяцы, когда на северо-западе Атлантики температура понижена, а на юго-востоке — повышена. Совершенно очевидно, что при таком распределении температуры воды (а вместе с этим и воздуха) в господствующих воздушных течениях (западных и северо-западных) наблюдается адвекция холода и, как следствие, создаются условия для циклогенеза.

Отметим, что летом и осенью повторяемость циклонов при таком же распределении аномалий температуры воды лишь незначительно (до 20 % летом и 40 % осенью) превышает среднюю многолетнюю. Объясняется это тем, что в эти сезоны ослаблен западный перенос воздуха, поскольку мала разность температур между низкими и высокими широтами.

6. Большое влияние на погоду за длительные промежутки времени (порядка сезонов) и, как проявление статистических закономерностей, на климат обширных районов оказывают блокирующие вихри.

В работе [8] изучено возникновение блокирующих антициклонов за зиму и лето 1949–1959 гг. в широтной зоне 40–48° с.ш. Рассмотрены антициклоны, находившиеся в районе зарождения не менее 2 сут, при этом они не должны ослабевать в результате разрушения высотных гребней из-за адвекции холода в их южной части (это – важное замечание, поскольку из него следует, что коль скоро есть адвекция холода, то антициклон разрушается).



А - 1.

Рис. 1.4. Отклонение повторяемости циклонов (в процентах от средней многолетней) зимой (а) и весной (б).

Зимой блокирующие антициклоны наиболее часто возникают над восточными районами Атлантического и Тихого океанов, к востоку от теплых океанических течений – в области адвекции тепла. Летом блокирующие антициклоны чаще формируются над европейской частью России за счет выноса тепла с юго-запада. Средняя продолжительность существования антициклонов составила: зимой

6,6 сут над океанами и 5,8 сут над материками, летом соответственно 4,8 и 6,0 сут.

На рис. 1.5 представлена (по Рексу) повторяемость (число случаев) возникновения блокирующих антициклонов зимой на различных долготах (λ) северного полушария, а также распределение средней температуры воздуха в январе вдоль широтного круга 60° (вблизи этой широты чаще всего наблюдаются блокирующие антициклоны) и разности средних январских температур между широтами 40 и 60° .

Из этого рисунка следует, что блокирующие антициклоны— теплые: температура воздуха в районах наиболее частого возникновения их существенно выше, чем в других районах (в районе Норвежского моря, где отмечается главный максимум, температура воздуха зимой на $20\text{--}24^\circ\text{C}$ выше зонального значения; над Тихим океаном вблизи Северной Америки — на 12°C). Тот факт, что разность температур воздуха между 40 и 60° с.ш. в районах формирования антициклонов минимальна, свидетельствует о том, что тепло распространяется на всю область, занятую антициклоном.

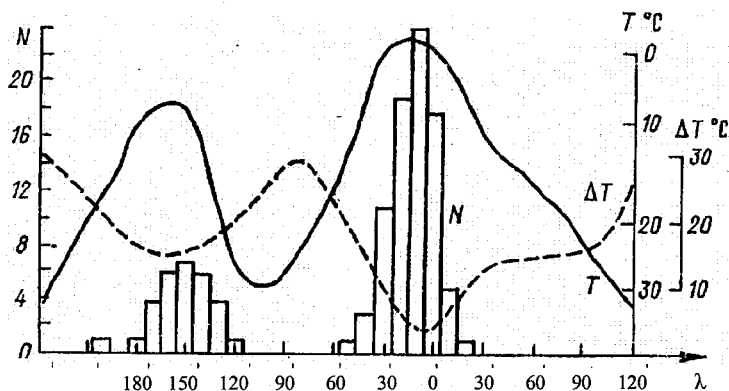


Рис. 1.5. Число блокирующих антициклонов (N), средняя январская температура воздуха на широте 60° с.ш. (T) и разность температур воздуха в январе на 40 и 60° с.ш. (ΔT).

7. Огромный вклад в общий энергетический баланс атмосферы вносит тропическая зона (между 30° с.ш. и 30° ю.ш.). Важнейшими погодообразующими и климатообразующими объектами в этой зоне выступают субтропические антициклоны, внутритропическая

зона конвергенции, муссоны, Эль-Ниньо, тропические циклоны. Последним посвящена отдельная глава.

Важную роль в формировании и развитии этих объектов играет бароклинность (термическая адвекция).

Каждое из этих явлений, равно как и рассмотренные выше синоптические вихри, по своей структуре трехмерны. Это значит, что наряду с вихревым движением (циркуляцией) в горизонтальной плоскости наблюдаются вихревые движения в вертикальных плоскостях (составляющие вихри Ω_x и Ω_y). Изменения последних во времени и пространстве описывают уравнения (1.2.4) и (1.2.5).

Воспользовавшись соотношениями (1.4.4), приведем бароклинные члены в уравнениях (1.2.4) и (1.2.5) к виду:

$$\frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial z} - \frac{\partial \rho}{\partial z} \frac{\partial p}{\partial y} \right) = -\frac{R_c}{p} \left(\frac{\partial T_v}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial z} + \gamma_v \frac{\partial p}{\partial y} \right), \quad (1.5.1)$$

$$\frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \frac{\partial p}{\partial x} - \frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial z} \right) = \frac{R_c}{p} \left(\frac{\partial T_v}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial z} + \gamma_v \frac{\partial p}{\partial x} \right), \quad (1.5.2)$$

где $\gamma_v = -\partial T_v / \partial z$ – вертикальный градиент виртуальной температуры, R_c – газовая постоянная сухого воздуха. Нетрудно показать, что под влиянием этих бароклинных членов возникает вихревое движение в вертикальной плоскости.

Направим ось x вдоль берега, а ось y перпендикулярно береговой черте в сторону суши. Летом, когда материк теплее океана, производная $\partial T_v / \partial y > 0$. Поскольку всегда $\partial p / \partial z \approx -g\rho < 0$, под влиянием первого (главного) слагаемого в (1.5.1) появляется, согласно (1.2.4), составляющая вихря Ω_x , производная от которой $\partial \Omega_x / \partial t > 0$. Второе слагаемое в (1.5.1) действует в ту же сторону, поскольку $\gamma_v > 0$ и $\partial p / \partial y < 0$ (давление на суше меньше, чем на море). Таким образом, по истечении некоторого времени в плоскости $yo z$ возникает и со временем начинает усиливаться вихрь, составляющая Ω_x которого больше нуля:

$$\Omega_x = \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} > 0. \quad (1.5.3)$$

Нетрудно видеть, что Ω_x может быть больше нуля только тогда, когда в нижней части слоя воздух движется с моря на сушу ($v > 0$), в верхней же части — с суши на море ($v < 0$), совершает восходящие движение над сушей ($w > 0$) и нисходящее над морем. Только при такой циркуляции $\partial w / \partial y > 0$ и $\partial v / \partial z < 0$, а $\Omega_x > 0$. Такая обстановка (если ось направлена на восток) характерна для южного побережья Азии (в частности, для Индии).

К такому же заключению приходим на основе (1.5.2). Направив ось x по перпендикуляру к изотермам в сторону «тепла», в (1.5.2) имеем: $\partial T_v / \partial x > 0, \partial p / \partial z < 0$ и, согласно (1.2.5), $\partial \Omega_y / \partial t < 0$ и $\Omega_y = \partial u / \partial z - \partial w / \partial x < 0$. Это, в свою очередь, означает, что внизу воздух должен двигаться от «холода» к «теплу» ($u > 0$), а наверху — от «тепла» к «холоду» ($u < 0$); над областью тепла воздух поднимается ($w > 0$), над областью холода — опускается ($w < 0$): $\partial u / \partial z < 0$ и $\partial w / \partial x > 0$.

Такие условия характерны (ось x направлена на восток) для западных побережий Северной Америки и Азии зимой (на материке — холод, на океане — тепло).

Как из (1.2.4) и (1.5.1), так и из (1.2.5) и (1.5.2) следует вывод: под влиянием горизонтальной разности температур (в общем случае виртуальных), усиливаемой разностью приземных давлений воздуха, возникает и развивается во времени вихревое движение (циркуляция) в вертикальной плоскости, перпендикулярной изотермам, при этом в нижней части слоя воздух движется от «холода» к «теплу», в верхней части — от «тепла» к «холоду» с восходящим движением над областью тепла и нисходящим над областью холода.

Возникающая под влиянием $\partial T_v / \partial y$ или $\partial T_v / \partial x$ вихревое движение носит название муссонной циркуляции. Нижнее течение, как правило, в пределах нижней половины тропосферы (летом — с моря на сушу, зимой — с суши на море) называют муссоном, а верхнее — антимуссоном.

Чаще всего муссон рассматривается как циркуляция только в вертикальной плоскости. Такой взгляд на муссон особенно настойчиво отстаивал В.В. Шулейкин [9]. Однако, коль скоро в нижней части муссонной циркуляции летом наблюдается перенос (адвек-

ция) холодного воздуха, то, согласно (1.4.2) и (1.4.5), под его влиянием на материке образуется циклонический вихрь Ω_z в горизонтальной плоскости, с которым связано формирование дополнительной (наряду с порожденной первой циркуляцией) вертикальной скорости синоптического масштаба.

Увеличение последней в нижней тропосфере с высотой приводит к возрастанию вертикального градиента температуры во времени и, как следствие, к образованию (при влажнонеустойчивой стратификации) кучево-дождевых облаков и ливневых осадков. Известно, что в период муссона интенсивность осадков изменяется в широких пределах, вплоть до отсутствия их в определенные интервалы времени. Такая изменчивость (перемежаемость) осадков, равно как и скорости ветра, количества облаков и др., свидетельствует о том, что муссон включает наряду с циркуляцией в вертикальной плоскости возникновение циклонов (летом – на суше, зимой – на океане) в горизонтальной плоскости.

С.П. Хромов [10] считал, что муссон – это явление, в котором определяющую роль играет перенос воздушных масс по горизонтали в системе синоптических вихрей с вертикальной осью (циклонов и антициклонов). Верхнее течение (антимуссон) практически отсутствует, а отток массы с океана в одном районе компенсируется притоком ее в другом.

В действительности, подчеркнем еще раз, горизонтальная разность виртуальных температур одновременно порождает вихревые движения (циркуляции) как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскостях. Короче, любой вихрь – явление трехмерное.

С верхним течением (антимуссоном) связан перенос тепла (зимой – с океана на материк, летом – с материка на океан). Под влиянием этого переноса образуются антициклоны: зимой – на материках, летом – на океанах.

Согласно развиваемому взгляду, циклоны начинают зарождаться под влиянием адвекции холода в нижней тропосфере и затем распространяются вверх на более высокие уровни, в то время как антициклоны, наоборот, возникают в верхней части слоя, охваченного муссонной циркуляцией, а затем распространяются вниз под влиянием нисходящего движения воздуха.

Отметим, что знаки $\partial p / \partial u$ в (1.5.1) и $\partial p / \partial x$ в (1.5.2) определяют именно тем, что под влиянием муссонной циркуляции формиру-

ется в горизонтальной плоскости вихрь одного знака на суше и другого – на океане (например, летом циклон – на суше и антициклон – на океане, поэтому $\partial p / \partial y < 0$; зимой – соотношение обратное и поэтому в (1.5.2) $\partial p / \partial x < 0$).

При оценке геострофической адвекции T_v в (1.4.5), формирующей Ω_z , важно учитывать поле давления и скорость ветра, обусловленные разностью температур не только между сушей и морем, но и между низкими и высокими широтами. В частности, вблизи восточных побережий материков и Гренландии велика западная составляющая скорости ветра, порождаемая второй разностью. Зимой эта составляющая складывается с муссонной составляющей (u_m) скорости ветра. Большие значения зимой производной $\partial T_v / \partial x$ и $u_g + u_m$ способствуют возникновению и быстрому углублению циклонов вблизи побережий Канады, Гренландии и дальневосточного побережья России. Летом такие условия сохраняются только вблизи Гренландии.

Возникают вихревые движения и на фронтах. На теплом фронте, если ось x направлена перпендикулярно фронту в сторону холодной массы, в (1.5.2) производная $\partial T_v / \partial x < 0$, а $\partial \Omega_z / \partial t > 0$. В вертикальной плоскости xOz возникает циркуляция с движением воздуха от холодной массы к теплой ($u_m < 0$) вниз и в противоположном направлении ($u_m > 0$) наверху. На это муссонное поле скоростей следует наложить скорость $u_g > 0$, обусловленную градиентом давления на оси ложбины. Результирующая скорость положительна ($u > 0$) как в нижней, так и в верхней части слоя. Поскольку, однако, составляющая ветра в верхней части ($u_g + u_m$) больше, чем в нижней ($u_g - |u_m|$), фронтальная поверхность приобретает наклон.

Аналогичная циркуляция в вертикальной плоскости возникает и на холодном фронте. Под влиянием муссонной составляющей наверху фронтальная поверхность и здесь приобретает наклон в сторону холодной массы. Однако здесь муссонная составляющая u_m и градиентный ветер u_g внизу направлены в одну сторону (от холодной массы к теплой). Вследствие этого скорость движения холодного фронта, как правило, больше, чем теплого. Вследствие этого сокращается площадь, занятая теплым воздухом.

8. Исследованиями, выполненными в последние десятилетия (в частности, при проведении атлантических тропических экспериментов

1972–1974 гг., первого глобального эксперимента 1978–1979 гг.), установлено, что в образовании и эволюции внутритропической зоны конвергенции (ВЗК) большую роль играет адвекция холода. Так, ВЗК усиливается в тех случаях, когда холодная масса распространяется южнее 37°с.ш. в северном или севернее 22°ю.ш. в южном полушарии; при этом холодные вторжения южного (зимнего) полушария более активны, чем вторжения с севера, что объясняется влиянием более низкой температуры поверхностного слоя воды в южных районах Атлантики по сравнению с северными. При отсутствии холодных вторжений происходит размывание ВЗК – заполнение области низкого давления под влиянием конвергенции воздушных потоков.

ВЗК представляет собой достаточно сложное образование. Она, как правило, состоит из двух расположенных по обе стороны экватора ложбин, формируемых циклоническими вихрями в нижней и средней тропосфере. Последние либо перемещаются с небольшой изменяющейся во времени скоростью, либо малоподвижны.

Наличие двух ложбин с обеих сторон от экватора подтверждается данными не только об облачности, но и о полях других метеовеличин и характеристиках циркуляции атмосферы. Наиболее сильно развита (в полях облачности, скорости ветра и давления) ветвь ВЗК, которая находится в летнем полушарии. Влияние вторжений холода усиливается тем, что температура поверхностного слоя воды в ВЗК всегда выше, чем за ее пределами, а географическое положение ВЗК практически совпадает с полосой наиболее высоких значений температуры воды, наблюдаемых в восточном экваториальном противотечении.

Все отмеченные особенности строения ВЗК можно объяснить лишь на основе предположения об определяющей роли адвекции холода в формировании ВЗК. В самом деле, если бы ВЗК возникала, как обычно утверждается, в результате встречи пассатных потоков северного и южного полушарий, то ни о какой двойной ВЗК не могло бы быть и речи. Следующая важная особенность ВЗК состоит в том, что наблюдаемые в ней процессы носят колебательный характер: в течение некоторого интервала времени происходит интенсификация (углубление) ВЗК, затем – размывание (повышение давления) ВЗК. Среднее значение интервала как углубления, так и размывания составляет в Атлантике 4 сут при колебаниях от 2 до 7 сут.

Основную роль в колебаниях играет облачный покров. Под влиянием облачности (с ее высоким, 70–80 %, значением альбедо) приток солнечной радиации к водной поверхности в ВЗК сильно ослаблен по сравнению с пассатной зоной. По этой причине температура воздуха и верхнего слоя океана начинают понижаться. Понижению температуры воды в ВЗК способствует увеличение турбулентных потоков явного и скрытого тепла: они в ВЗК примерно в 2 раза больше, чем в пассатной зоне. Вследствие этого в верхний слой океана (так называемый квазиоднородный слой) поступает тепла в ВЗК значительно меньше, чем в малооблачной пассатной зоне.

Вместе с понижением температуры воздуха и воды в ВЗК уменьшается (или даже изменяет знак) горизонтальная разность температур и адвекция холода, в результате чего ВЗК начинает размываться. При этом облака сначала перестают развиваться, а затем начинают рассеиваться. Уменьшение облачности ведет к росту притока радиации к водной поверхности, увеличению температуры воздуха и воды, усилению адвекции холода и развитию самой ВЗК.

9. Отметим, что облака оказывают влияние на эволюцию синоптических вихрей и во внетропических широтах. Облачность уменьшает как приток солнечной радиации к земной поверхности, так и ее эффективное излучение. Результирующий приток радиации к земной поверхности под влиянием облаков увеличивается (по сравнению с безоблачным состоянием), когда радиационный баланс отрицателен (в умеренных и высоких широтах зимой), и уменьшается, когда он положителен (летом).

Отсюда следует, что летом (а в низких широтах – круглый год) в циклоне, как только в нем сформировалась достаточно мощная облачность, создаются условия для понижения температуры воздуха и ослабления адвекции холода (за счет уменьшения разности температур). Зимой облачность, наоборот, способствует повышению температуры в циклоне и сохранению в течение более длительного времени адвективного притока холода. Вследствие этого циклоны должны существовать зимой более длительное время, чем летом.

В антициклонах, образующихся под влиянием адвекции тепла, приток радиации (в условиях, как правило, безоблачной погоды) к земной поверхности положителен летом и отрицателен (в умеренных и высоких широтах) зимой. Вследствие этого разность температур между окружающей средой и антициклоном летом быстро

выравнивается, а адвекция тепла ослабевает: антициклон начинает разрушаться. Зимой сильное радиационное выхолаживание способствует сохранению контраста температур и тем самым более длительному существованию вихря.

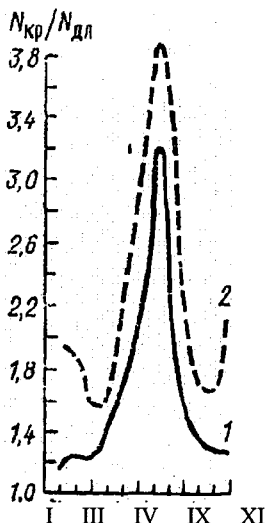


Рис. 1.6. Годовые колебания отношения числа кратковременно ($N_{кр}$) к числу длительно ($N_{дл}$) существующих вихрей. 1 — циклоны, 2 — антициклоны.

Эти выводы подтверждают данные о повторяемости синоптических вихрей с различным временем существования. На рис. 1.6 приведено отношение числа вихрей ($N_{кр}$), существовавших кратковременно (менее 2 сут) и проходивших расстояние менее 1600 км, к числу соответствующих вихрей ($N_{дл}$), существовавших более длительное время (более 2 сут) и проходивших расстояние более 1600 км. Видно, что в зимние месяцы это отношение существенно меньше, чем в летние: для циклонов оно изменяется от 1,2–1,4 зимой до 2,8–3,2 летом, для антициклонов — от 1,6–2,0 зимой до 3,6–3,9 летом. Такое распределение означает, что вероятность кратковременного существования циклонов и антициклонов летом существенно больше, чем зимой. В данном примере отношение $N_{кр}/N_{дл}$ во все сезоны года больше единицы, это объясняется выбором интервала времени (2 сут) и расстояния (1600 км) для подразделения вихрей на кратковременно и длительно существующие.

10. Значительна роль адвекции тепла в формировании субтропических антициклонов, при этом следует учитывать перенос воз-

душных масс не только в пределах одного полушария, но и из одного в другое.

Осредненное по полушарию приземное (на суше – не приведенное к уровню моря) давление и пропорциональная ему масса воздуха над каждым полушарием в холодную половину года больше, чем в теплую. В северном полушарии осредненное давление в январе на 2,5 гПа больше, чем в июле, в южном – в июле на 2,7 гПа больше, чем в январе; при этом изменение давления происходит в основном за счет колебаний его в области субтропиков.

Таким образом, с августа по январь наблюдается перенос воздуха из южного полушария в северное (максимум скорости переноса через экватор, близкий к 2 мм/с, отмечается в октябре), а с февраля по июль – из северного полушария в южное (максимум скорости переноса – в мае).

Поскольку начиная с октября температура воздуха в южном полушарии на соответствующих широтах больше, чем в северном, то перенос воздуха в октябре–январе из южного полушария представляет собой адвекцию тепла. Под влиянием последней антициклоны в субтропиках должны усиливаться, давление в них расти.

Приведенные в табл. 1.2 данные о средних месячных значениях давления в антициклонах на одном и том же меридиане подтверждают этот вывод: в северном полушарии на 14 меридианах (из 18) давление в январе (I) больше, чем в июле (VII), в южном – на 17 меридианах (из тех же 18) давление в июле больше, чем в январе.

Таблица 1.2

**Средние месячные значения давления воздуха (p_0 –1000 гПа)
в центрах субтропических антициклонов**

Месяц	$\lambda^\circ/10$																	
	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34
Северное полушарие																		
I	21	20	24	25	36	33	29	18	15	15	18	21	21	22	22	22	23	23
VII	16	14	11	11	9	10	10	11	15	21	25	26	15	14	18	22	26	22
Южное полушарие																		
I	21	13	14	17	20	19	15	13	18	17	16	15	18	21	20	18	21	22
VII	24	24	24	26	24	21	20	21	18	17	16	15	18	21	20	18	21	22

Особенно велико различие в интенсивности антициклонов в восточном полушарии (прежде всего в африканском и индийском секторах): здесь разность средних месячных значений давления на одном и том же меридиане, как правило, превышает 10 гПа.

В формировании субтропических антициклонов, помимо адвекции тепла из другого полушария, играет роль адвекция тепла, наблюдаемая в восточных частях океанов. Здесь как в Тихом океане, так и в Атлантическом наблюдаются холодные океанические течения (вблизи западных побережий Северной и Южной Америки, Африки и Европы). Выход воздушной массы на эти течения представляет собой адвекцию тепла, способствующую усилению антициклона. С этой гипотезой согласуется географическое положение антициклонов: центры их находятся не в центральных частях океанов, а сильно сдвинуты по направлению к холодным течениям.

Остановимся на анализе процессов более крупного масштаба.

11. В серии работ, обобщенных в монографии [11], основные условия сосредоточены на анализе поля аномалий относительного геопотенциала H_{1000}^{500} , т.е. аномалий средней (по высоте) температуры нижней половины тропосферы. Наиболее существенный, эмпирически установленный результат: характерное для вихреобразования поле аномалий H_{1000}^{500} возникает в большинстве случаев раньше, чем соответствующий этому барический центр на уровне моря. При этом, в согласии с уравнением (1.4.1), при наличии составляющей скорости переноса от области отрицательных значений изаномал к области положительных, т.е. при адвекции холода, возникает циклонический вихрь, а при переносе в обратном направлении (адвекции тепла) – антициклонический вихрь.

Наиболее часто вихрь возникает вблизи так называемой особой точки – точки пересечения нулевой изаномалы с прямой, соединяющей центры соседних областей изаномал противоположного знака. Объясняется это тем, что именно вблизи нулевой изаномалы горизонтальный градиент температуры, а вместе с этим и адвекция температуры достигают максимума.

В работе [11] приведены схемы (общим числом свыше 10) термобарических полей, благоприятных для возникновения вихрей, а также примеры зарождения этих вихрей при реальной синоптической обстановке. Все они объединяются общим правилом, следующим из

уравнения (1.4.1): под влиянием адвекции холода (тепла) зарождаются или усиливаются циклонические (антициклонические) вихри.

12. Плодотворность использования уравнения переноса вихря доказана Ю.Б. Храбровым [12], который приступил к разработке методики прогноза погоды на 3 – 7 дней вскоре после опубликования работ [1, 13].

В монографии [7] приведены данные, свидетельствующие о существенной (в некоторых случаях – определяющей) роли бароклинного фактора. Оправдываемость прогностических указаний на тенденцию следующего синоптического периода по карте вихря скорости, построенной для текущего периода, составила 85 % для циклонической ($\Omega_z > 0$) и 78 % для антициклонической ($\Omega_z < 0$) обстановки (для прогнозов, составлявшихся с 11 января по 25 октября 1959 г.). По данным другой проверки оправдываемость прогнозов тенденции Ω_z составила 74 % для $\Omega_z > 0$ (109 случаев) и 66 % для $\Omega_z < 0$ (86 случаев).

13. Достаточно хорошо изучены на основе данных наблюдений так называемые зимние стратосферные потепления – резкие повышения температуры в полярной области в зимние месяцы года. Наиболее часто в северном полушарии такие потепления наблюдаются в январе – марте (в среднем по 6 случаев в каждом месяце), в ноябре и декабре примерно в 2 раза реже. Продолжительность большинства потеплений 7–12 сут; температура воздуха за период потепления в среднем повышается на 26 °С, при этом практически линейно в зависимости от продолжительности потепления Δt :

Δt сут	3 – 4	5 – 6	7 – 8	9 – 10	11 – 12	12
ΔT °С	14	18	24	26	29	36

Как отмечается в нескольких исследованиях [3, 14], повышение температуры в полярной области сопровождается резкой перестройкой полей скорости движения и давления. Зимой, при отсутствии притока солнечной радиации, в Арктике устанавливаются очень низкие температуры как в тропосфере, так и в нижней стратосфере. Формирующийся циркумполярный вихрь (ЦПВ) – вблизи полюса, в тропосфере и стратосфере господствует западный ветер (перенос воздуха с запада на восток), вихрь скорости Ω_z положителен и значителен по величине. Поскольку при таком режиме тепло из уме-

ренных широт не поступает, то под влиянием радиационных потерь в Арктике разность температур между умеренными и высокими широтами продолжает увеличиваться. А это означает, согласно уравнению (1.2.4), усиление циркуляции в вертикальной плоскости с результирующим оттоком холодного воздуха из высоких широт в умеренные в нижнем слое и притоком теплого воздуха из умеренных широт в высокие в верхнем слое (верхней тропосфере и стратосфере). Эти притоки теплого воздуха (наиболее часто – в атлантическом секторе Арктики) и представляют собой стратосферные потепления.

Под влиянием адвективного притока тепла в верхнем слое (в стратосфере) начинается, в согласии с уравнением (1.4.1), ослабление ЦПВ. Он при этом сначала расчленяется на два самостоятельных циклонических вихря, а затем над полярной областью формируется антициклонический вихрь, который может под влиянием нисходящего движения из верхнего слоя распространиться в нижний слой. Одновременно под влиянием адвекции холода в нижнем слое формируются циклонические вихри в умеренных широтах.

Наиболее часто при вторжении тепла в полярную область формируется не один антициклонический вихрь, а несколько. Смещение этих антициклонов в умеренные широты – характерная особенность меридианальной формы циркуляции.

Нельзя не указать на еще одно явление, тесно связанное с эффектом бароклинности. Это – осенние возвраты тепла, или «бабье лето». Согласно данным статистического анализа, возврат (адвекция) тепла порождает антициклоническую циркуляцию. В частности, на Украине при осенних возвратах тепла практически во всех случаях отмечаются элементарные циркуляционные механизмы подтипов 9а и 13а (по классификации Б.Л. Дзердзеевского [15]).

14. Очень интересное явление исследовано в последние десятилетия – так называемый взрывной циклогенез. Сущность его сводится к тому, что в начавшем формироваться циклоне давление в центре его падает за сутки не менее чем на 24 гПа.

Согласно [16], где приведены результаты исследования взрывного циклогенеза в северном полушарии с сентября 1976 г. по май 1979 г., этот процесс реализуется над морями в широком диапазоне температур поверхности воды, но преимущественно над участками с большими горизонтальными градиентами температуры. Наиболее часто мак-

симальное углубление циклона происходит при натекании воздушной массы на теплое течение (Гольфстрим, Куроиси). Ясно, что в этом случае наблюдается адвекция холода. Отмечены случаи образования в умеренных широтах циклонов, обладающих всеми свойствами тропических циклонов, вплоть до образования «глаза» бури.

Одним из ярких (прямо-таки парадоксальных) примеров, подчеркивающих определяющее влияние адвекции тепла, служит образование антициклонов над Охотским морем. По данным О.К. Ильинского [7], летом, когда над ним господствует адвекция тепла (поскольку в это время море существенно холоднее окружающей его суши), очень часто образуются антициклоны: в среднем 18 раз в июне, 17 в июле и 14 в августе. В то же время в январе под влиянием преобладания адвекции холода (окружающая суша, прежде всего территория Сибири, значительно холоднее моря) повторяемость антициклонов над Охотским морем близка к нулю.

15. В серии работ, выполненных С.Т. Пагавой и его сотрудниками и обобщенных в монографии [17], путем анализа карт абсолютной H_{500} и относительной H_{1000}^{500} топографии с привлечением сведений о свойствах подстилающей поверхности сформулированы правила преобразования термобарического поля в предстоящем естественном синоптическом (е.с.) сезоне. Правила эти лежат в основе прогноза приземной температуры и осадков на е.с. сезон. Установлено, что по состоянию атмосферы за первый е.с. период, типичный для начавшегося е.с. сезона, можно судить о преобразовании термобарического поля в этом и даже следующем е.с. сезоне. Коэффициенты корреляции между H_{500} в первом е.с. периоде и H_{500} за е.с. сезон в целом по данным за 1938 – 1947 гг. в 35 точках, расположенных в Европейской части России, Западной Сибири, Казахстане и Закавказье, достаточно высоки – они колеблются между 0,744 (Уфа) и 0,821 (Мурманск).

Сущность всех эмпирических правил С.Т. Пагавы сводится к следующим утверждениям: при положительных значениях (более 4 дам) термоизаномал H_{1000}^{500} в области высотного гребня и отрицательных – в области высотной ложбины, наблюдаемых в первом е.с. периоде начавшегося сезона, в течение е.с. сезона на месте гребня сформируется высотная ложбина, а на месте ложбины – высотный гребень; если антициклон в начале е.с. сезона расположен в области

холода, а циклон – в области тепла, то в течение этого сезона произойдет усиление того и другого вихря; при достаточно однородном термическом поле в начале сезона интенсивность вихрей в течение сезона практически не изменяется. Оправдываемость данных правил составила 82 %.

Нетрудно видеть, что эти правила непосредственно следует из уравнения (1.4.1). В самом деле, если гребень расположен в области тепла, то в нем в течение сезона будет преобладать адвекция холода, под влиянием которой сначала разрушится отрицательный вихрь гребня, а затем сформируется положительный вихрь ложбины. Точно так же в холодной (в начале сезона) ложбине под влиянием адвекции тепла в течение сезона разрушится ложбина и сформируется на ее месте гребень.

С другой стороны, если в исходном состоянии циклон или ложбина теплые, то в последующем в них будет наблюдаться (при любом направлении движения) адвекция холода, которая и будет способствовать сохранению циклонического вихря.

Л.А. Дыдина [14] в качестве интегральной характеристики поля температуры использовала отношение $f = F_x/F$, где F – вся площадь Арктики севернее 70° с.ш., F_x – часть этой площади, занятая относительно холодным воздухом (рассматривается отклонение от средней месячной температуры на уровне изобарической поверхности 500 гПа).

По данным за май – ноябрь 1952 – 1966 гг. во всех вариантах, включавших эволюцию атмосферных возмущений в течение 7–9 элементарных синоптических процессов (ЭСП) и закончившихся установлением антициклонического поля, имело место уменьшение параметра f , т.е. уменьшение площади, занятой холодным воздухом в тропосфере (от $f > 0,8$ к $f < 0,8$). Причем это уменьшение начинается за два-три ЭСП до исходного и в большинстве случаев продолжается до формирования антициклонического поля. В случаях же увеличения f (от $f < 0,8$ к $f > 0,8$) к концу периода, включающего три-четыре ЭСП от исходного, устанавливается циклоническое поле. При этом увеличение площади, занятой холодом, начинается за один-два ЭСП до исходного.

Совершенно очевидно, что уменьшение (увеличение) площади, занятой холодом, может означать, что в течение периода, когда это изменение произошло, наблюдалась адвекция тепла (холода), кото-

рая и приводит к формированию антициклонического (циклонического) поля.

16. Р.О. Шерхаг [18] сопоставил средние за январь отклонения от зональных значений относительного геопотенциала H_{1000}^{500} и давления воздуха на уровне моря. Максимальные отклонения давления (до ± 12 гПа) наблюдаются вблизи точек пересечения нулевой изаномалы с прямой, соединяющей центры областей с положительными и отрицательными аномалиями H_{1000}^{500} . При этом отрицательные значения отклонений от давления приходятся на области, где имеет место адвекция холода (северные части Атлантического и Тихого океанов), а положительные отклонения – на области с адвекцией тепла (Восточная Сибирь).

Очень тесной оказалась связь атмосферного давления (как на уровне моря, так и в средней тропосфере) с температурой поверхности воды; при этом *чем теплее море, тем ниже давление воздуха*. Эта связь действует и в приложении к годовым (сезонным) колебаниям. Связь настолько тесная, что изогипсы H_{500} на средних картах практически совпадают с изаномалами температуры поверхности воды.

Истолковать эти данные можно лишь на основе уравнения (1.4.1): откуда бы ни поступал воздух на теплую воду, перенос его означает адвекцию холода, порождающую циклонический вихрь и понижение давления. Обратим внимание на то, что давление над теплой водой (в теплом воздухе над ней) понижается на уровне поверхности H_{500} вопреки уравнению статики: хорошо известно, что в теплом воздухе давление падает с высотой более медленно, чем в холодном, и, как следствие, при определяющем влиянии одного лишь этого фактора давление в средней и верхней тропосфере должно было бы быть над теплой водой выше, чем в соседних областях. Поскольку, однако, реальное распределение аномалий давления прямо противоположное, то отсюда следует, что хотя статистический фактор и оказывает влияние на распределение давления на высотах, но он полностью перекрывается более мощным динамическим (в данном случае бароклинным) фактором.

17. Остановимся ещё на роли бароклинного фактора в формировании центров действия атмосферы (ЦДА). Зимой наиболее благоприятные условия для зарождения циклонов создаются у восточных побережий Северной Америки и Азии, где в холодную часть

года почти непрерывно отмечается интенсивная адвекция холода. После зарождения циклона в течение 1–3 сут происходит, согласно статистическим данным, его углубление. Максимального развития циклоны достигают в районах Исландии в Атлантическом океане и Алеутских островов в северной части Тихого океана. Многократное повторение этого процесса и приводит к формированию исландского и алеутского ЦДА.

Нельзя не отметить влияния бароклинного фактора не только на формирование ЦДА, но и на их интенсивность (глубину), которая существенно различна зимой и летом. Поскольку летом адвекция холода над северной частью Тихого океана практически отсутствует (некоторое влияние может оказывать лишь перенос воздуха с холодного Охотского моря), то алеутский минимум в это время года почти полностью исчезает. Исландская депрессия под влиянием переноса холода с ледяного щита Гренландии и окружающих ее холодных морей на более теплую северную часть Атлантики сохраняется и летом.

Тем не менее в согласии с тем фактом, что разность температур воздуха и адвекция холода летом существенно меньше, чем зимой, исландский ЦДА летом сильно ослаблен. Так, по данным [19, 20] разность давлений воздуха между периферией и центром этого ЦДА достигает 25–30 гПа в холодное полугодие и уменьшается до 5–10 гПа в летнее.

Летом материка теплее океанов. Вследствие этого в нижней тропосфере более холодный воздух переносится с океана на материк. Под влиянием этой адвекции циклоны образуются и развиваются уже не на океане, а на материке. По этой причине летом на материках увеличивается повторяемость циклонов и количество облаков [21], а давление воздуха понижается. Зимой муссонная составляющая скорости движения воздуха направлена с холодного материка на теплый океан в нижней тропосфере и в обратном направлении – в верхней. Под влиянием этого верхнего течения, с которым связана адвекция тепла, и формируется антициклон на материке, в частности, сибирский максимум – под влиянием верхнего муссонного потока с Индийского и Тихого океанов.

18. В связи с центрами действия атмосферы выскажем некоторые соображения об аномально теплых зимах 1988/89 и 1989/90 гг.,

сведения о некоторых приведены в статье [22]. В Канаде в январе той и другой зимы температура воздуха была на $4 - 6^{\circ}\text{C}$, а в феврале на $6 - 8^{\circ}\text{C}$ ниже нормы. В то же время температура поверхностного слоя воды в Атлантике (до 60°с.ш.) была аномально высокой (аномалия от $0,4$ до $0,8^{\circ}\text{C}$).

Совершенно очевидно, что при такой обстановке вблизи восточного побережья Канады создались условия для усиления адвекции холода, а вместе с этим и для более частого образования и углубления циклонов. Как следствие, исландский минимум оказался аномально глубоким: средняя за месяц аномалия давления составила -12 гПа в феврале 1990 г. Эта последняя не имела аналога за период с 1891 г. Давление в азорском максимуме в эти зимы было аномально высоким: месячная аномалия давления колебалась между 4 и 10 гПа.

Естественно, что с углублением исландского минимума и усилением азорского максимума связан более интенсивный вынос тепла с Атлантики на Европу и, в частности, на Европейскую часть России (ЕЧР). Как следствие – аномально теплые зимы; наибольшие значения средней за месяц аномалии температуры на ЕЧР колебались между $4,0$ и $5,9^{\circ}\text{C}$ зимой 1988/89 г. и между $4,0$ и $6,2^{\circ}\text{C}$ зимой 1989/90 г.

Следует обратить внимание на то, что явление противоположности фаз колебаний температуры в северной части Европы и на востоке Канады – западе Гренландии, получившие название температурной оппозиции Скандинавии и Западной Гренландии, установлено Дж. Сандстремом ещё в начале 40-х годов (см. [19]). Согласно Сандстрему, при положительной аномалии температуры поверхности океана (ТПО) в области Северо-Атлантического течения (северо-восточной ветви Гольфстрима) и аномально низкой температурой в Западной Гренландии наблюдается аномально высокая температура в Скандинавии. При отрицательной аномалии ТПО соотношение между температурами в Западной Гренландии и Скандинавии обратное. Правило это в дальнейшем неоднократно подтверждалось другими исследователями. Тем не менее, как всякое статистическое правило, оно не может не иметь исключений. Так, несмотря на то, что положительная аномалия ТПО в области указанного выше течения была одной из наиболее крупных, зима 1939/40 г. в Скандинавии относится к числу самых холодных за

предшествующие ей 100 лет. В связи с этим заслуживает внимания уточнение правила, сделанное Сандстремом: теплая зима в Скандинавии отмечается только тогда, когда положительная аномалия ТПО находится в северной части течения; если она расположена в южной части, то зима в Скандинавии холодная.

Нам представляется, что не требуется особых пояснений относительно толкования правил Сандстрема на основе уравнений (1.2.4) и (1.4.1). Особенно важно следующее уточнение: чем севернее расположена положительная аномалия ТПО, тем в более высоких широтах будут формироваться под влиянием адвекции холода циклоны и, следовательно, в Скандинавии, равно как и в северные районы ЕЧР, будет поступать по южной периферии циклонов теплый воздух с Атлантики. При формировании циклонов над очагами положительных аномалий ТПО при расположении их в южной части течения циклоны смещаются по более южным траекториям и, как следствие, в северной части Европы преобладает холодная погода.

Большого внимания заслуживает та детализация положения очагов аномалий ТПО в районе к юго-востоку от Ньюфаундленда, которая выполнена и широко использована Р. Ратклифом (ссылку см. в [19]) при разработке методики прогнозов погоды для Великобритании.

1.6. Циклогенез и фронтогенез в атмосфере

Циклоны и антициклоны, называемые синоптическими вихрями, и тесно связанные с ними атмосферные фронты принадлежат к числу важнейших объектов в атмосфере, оказывающих определяющее влияние на формирование полей облаков и осадков и, как следствие, погоды и климата в целом.

Если циклоны известны с тех пор, как начали составлять синоптические карты (середина 19-го века), то фронты были открыты исследователями норвежской школы (Я.Бьеркнес, Т.Бержерон и др.) лишь в первой четверти 20-го века. Ими же была выдвинута гипотеза об образовании циклонов вследствие потери устойчивости волны на полярном фронте. Сама фронтальная зона (поверхность) по этой гипотезе возникает в результате сближения и последующего натекания одной (теплой) воздушной массы на другую (холодную).

Почему сближаются и натекают воздушные массы, почему поверхность приходит в волновое движение, каковы критерии потери

устойчивости волны, почему никакого внезапного появления циклонов в природе не наблюдается – ответа на эти и другие вопросы в волновой теории за прошедшие 80 лет так и не было получено.

Хотя исследованию синоптических вихрей уделялось много внимания, остаются нерешенные вопросы. Большие надежды, начиная с 50-х годов прошлого века, когда началось использование ЭВМ в исследовательской и оперативной работе, возлагались на численные методы моделирования атмосферных процессов и прогноза погоды. Уже на одном из первых совещаний основоположник (в Советском Союзе) численных методов прогноза И.А.Кибель говорил: "Теперь мы обсчитаем любой вихрь и окончательно решим проблему прогноза погоды". В то время такого мнения придерживалось большинство специалистов по динамике атмосферы.

Можно лишь пожалеть, что широкое использование за последние 50 лет современной вычислительной техники и численных методов не продвинули проблему циклогенеза так далеко вперед, как она того заслуживает.

Во всяком случае прогноз возникновения синоптических вихрей и на сегодня остается на уровне 70 % [23]. Согласно результатам проверки [24] прогнозов погоды по территории Московской области на 36 ч на основе одной из наиболее полных численных моделей, разработанных в Гидрометцентре РФ и реализованных на супер-ЭВМ "Грей", оправдываемость их осталась на уровне лишь инерционных прогнозов: она несколько превысила успешность последних при использовании исходных данных за 00 ч и не достигла ее при начальных данных за 12 ч.

С учетом тех больших трудностей принципиального (физического) и технического характера, которые встают при численном моделировании и прогнозе (и которые вряд ли будут преодолены в ближайшие десятилетия), представляют интерес те результаты, которые получены на основе качественно-физического анализа условий зарождения и развития синоптических вихрей. Эти результаты важны, прежде всего, с точки зрения выявления причин (факторов) возникновения вихрей и толкования данных наблюдений.

В основе всех последующих рассуждений лежат уравнения (1.2.4) – (1.2.6) для составляющих вихря скорости ветра, а также некоторые другие уравнения и соотношения. Наибольшее внимание уделено факторам, описывающим влияние бароклинности среды на

возникновение вихревых движений в горизонтальной (синоптические вихри) и вертикальной (вихри с горизонтальной осью) плоскостях.

Согласно уравнению (1.4.9) и соотношению (1.4.5), под влиянием геострофической адвекции холодного и/или сухого воздуха (в общем случае, более низких T_v) в движущейся воздушной массе зарождается и начинает усиливаться циклонический вихрь, а в случае адвекции теплого и/или влажного воздуха (более высоких T_v) – антициклонический вихрь.

Бароклинный член в уравнениях (1.4.2) и (1.4.5) можно представить в виде

$$\frac{2\omega_z}{T_v} \left(u_g \frac{\partial T_v}{\partial x} + v_g \frac{\partial T_v}{\partial y} \right) = \frac{R_c}{p} G \Gamma \sin \alpha,$$

где $G = -\partial p / \partial n$; $\Gamma = -\partial T_v / \partial n$ – горизонтальные градиенты (модули) давления (p) и виртуальной температуры (T_v); α – острый угол между изотермами и изобарами (больше нуля при адвекции холода и меньше нуля при адвекции тепла); R_c – газовая постоянная сухого воздуха.

Одновременно с зарождением вихря в горизонтальной плоскости под влиянием разности температур T_v (градиента Γ) возникает вихревое движение (циркуляция) в вертикальной плоскости. При этом, согласно уравнению (1.6.5), холодный воздух движется в сторону тепла в нижней тропосфере, а теплый воздух в средней и верхней тропосфере – в обратном направлении. Над областью тепла наблюдается восходящее, а над областью холода – нисходящее движение воздуха.

В возникновении горизонтальных разностей T_v и p (градиентов Γ и G), а вместе с этим и вихря движения, главную роль играют два фактора: неравномерное распределение по Земле притоков радиации и неоднородность теплофизических и оптических свойств деятельного слоя Земли и самой атмосферы.

Под влиянием притоков солнечной и земной (инфракрасной) радиации формируется разность температур между низкими (тропическими) и высокими (полярными) широтами. Эта разность порождает разность давлений, а эта последняя в сочетании с кориолисовой силой формирует вихрь глобального масштаба – перенос воздуха с запада на восток, охватывающий всю тропосферу, а в холодную половину года – стратосферу и даже мезосферу (летом в этих

сферах преобладает восточный перенос). Вследствие неоднородности физических свойств деятельного слоя Земли и самой атмосферы (теплоемкость и теплопроводность, излучательная и отражательная способность, влажность и облачность, загрязнение среды) возникают различия (контрасты) температур, прежде всего между водой (моря, озера) и сушей (материки), а также между различными частями земной поверхности. Эти различия изменяются во времени не только по величине, но и по знаку.

В качестве примера рассмотрим образование циклона и фронтов в западном (глобальном) потоке, который переходит зимой с холодной суши на теплую поверхность океана. Типичные условия создаются вблизи восточных побережий Канады и Гренландии, а также дальневосточного побережья России.

Под влиянием тепло- и влагообмена с деятельным слоем Земли разность температур между сушей и водой распространяется и на воздушный поток.

Пусть в начальный момент в западном потоке изобары прямолинейны и равноотстоящи (геострофический ветер направлен вдоль параллелей), а узкая зона (линия), разделяющая холодный (на западе) и теплый (на востоке) воздух, направлена вдоль меридиана. Поскольку в этом случае $u_g > 0$, $v_g = 0$ и $\partial T_g / \partial x > 0$ (ось x на восток), то, согласно (1.4.2) и (1.4.5), в западном потоке возникает циклонический вихрь ($\partial \Omega_z / \partial t > 0$; $\Omega_z > 0$). Для последующего развития вихря (углубления циклона) важно, чтобы градиенты G и Γ и угол α были достаточно велики (для α идеальный случай 90°).

Одновременно с составляющей вихря Ω_z возникает вихревое движение в вертикальной плоскости (составляющая вихря Ω_y). В нижней тропосфере горизонтальная составляющая ветра ($u_{бар}$), порождаемая вихрем Ω_y , направлена в сторону теплого воздуха (первоначально с запада на восток). Одновременно эта последняя циркуляция в нижней тропосфере способствует обострению контраста температур.

Под влиянием сил трения и порождаемой ими сходимости воздушных потоков в циклоне возникают восходящие вертикальные движения. Вблизи зон контраста температур в теплом воздухе наблюдаются дополнительные вертикальные скорости, обусловленные бароклинностью в вертикальной плоскости.

Восходящее движение воздуха приводит к образованию облаков. На северном участке контраста температур в средней и верхней тропосфере составляющая скорости ветра $u_{вр}$ в циклоне совпадает по направлению со скоростью ветра $u_{бар}$, порождаемой циркуляцией в вертикальной плоскости, на южном участке эти скорости направлены противоположно. Вследствие этого формирующиеся на северном участке облака смещаются в сторону холодного воздуха в верхней части более быстро, чем смещается сама зона контраста температур и более низкие облака: облачная система приобретает клинообразный вид. На южном участке облака располагаются преимущественно вблизи зоны контраста температур.

Тепло конденсации, выделяющееся в процессе образования облаков, оказывает существенное влияние на сохранение разности температур между циклоном и окружающей его средой, а вместе с этим на адвекцию холода, обеспечивающую развитие вихря (углубление циклона). Столь же существенно влияние тепла конденсации на формирование самой фронтальной зоны (поверхности), в частности, инверсии температуры (или замедленного падения ее с высотой), а также разности температур по горизонтали между теплой и холодной воздушными массами.

В целом именно облака и тепло конденсации в сочетании с особенностями системы движения в возникшем циклоне способствуют превращению зоны контраста температур во фронтальные зоны (поверхности) достаточно сложного строения. Более того, П.А. Молчанов [25], известный, прежде всего, как изобретатель радиозонда, считал, что система облаков, особенно кучево-дождевых, представляет собой не что иное, как фронт: эту систему сопровождают контраст и понижение температуры (летом), осадки, резкое усиление и поворот ветра.

Остановимся еще на определении знака фронта. Как уже отмечено выше, бароклинная составляющая вихря Ω_z в нижней тропосфере направлена в сторону теплой массы. Под ее влиянием холодная масса после возникновения циклона начинает оттеснять теплую, которая в виде теплого сектора занимает все меньшую часть циклона (первоначально она занимала половину его). С точки зрения наблюдателя, находящегося в теплой массе и движущегося с циклоном, как северный, так и южный участки представляют собой холодные фронты: при прохождении их через наблюдателя темпе-

ратура воздуха понижается. Однако наряду с составляющими скорости ветра, порожденными возникновением циклона, сохраняется зональная (западная) составляющая скорости, с которой смещается циклон в целом (ее называют скоростью ведущего потока). Для неподвижного наблюдателя, находящегося восточнее циклона, фронт в восточной части циклона представляет собой теплый, а для находящегося в западной — холодный фронты, поскольку при прохождении их через наблюдателя температура воздуха соответственно повышается или понижается.

В целом циклон — это самовозбуждающаяся система: после возникновения под влиянием адвекции холода в циклоне создается система движений и процессов, обеспечивающих развитие вихря во времени. Фронты — один из элементов внутренней системы движений в циклоне.

Литература

1. Матвеев Л.Т. Качественные правила условий вихреобразования в атмосфере. // Метеорология и гидрология. 1956. №4. С. 28–31.
2. Морской Г.И. Анализ исследования крупномасштабных вертикальных движений в атмосфере. // Тр. Гидрометцентра СССР. 1968. Вып. 30. С. 82–96.
3. Матвеев Л.Т., Матвеев Ю.Л., Солдатенко С.А.. Качественный анализ возникновения синоптических вихрей в атмосфере. // Метеорология и гидрология. №8. С. 19–30.
4. Погосян Х.П. Сезонные колебания общей циркуляции атмосферы. // Тр. Центрального ин-та прогнозов. 1947. Вып. 1 (28). 88 с.
5. Петерсен С. Анализ и прогноз погоды. / Пер. с англ. В.А. Джорджио. Под ред. А.С. Зверева. — Л.: Гидрометиздат. 1961. 652 с.
6. Хайруллин Х.Х. Структура и динамика циклогенеза в Северном полушарии. — Казань: Изд. КГУ. 1989. 134 с.
7. Ильинский О.К. Основные черты летней циркуляции тропосферы над умеренными широтами Восточной Азии. — Тр. Первой научной конференции по общей циркуляции атмосферы. — М.: Гидрометиздат. 1962. С. 175–182.
8. Семенов В.Г. Влияние Атлантического океана на режим температуры и осадков на Европейской территории СССР. — Л.: Гидрометиздат. 1960.
9. Шулейкин В.В. Очерки по физике моря. М.: Изд. АН СССР. 1962. С. 79–148.
10. Хромов С.П. Муссоны в общей циркуляции атмосферы. В кн.: «А.И. Воейков и современные проблемы климатологии» — Л.: Гидрометиздат. 1956. С. 84–106.
11. Рафаилова Х.Х. Использование характеристик стратосферы, тропосферы и подстилающей поверхности в долгосрочных прогнозах погоды. — Л.: Гидрометиздат. 1973. 318 с.
12. Храбров Ю.Б. Методика составления прогноза погоды на 3 – 7 дней. — М.: Гидрометиздат. 1959.

13. *Матвеев Л.Т.* Общая циркуляция атмосферы. – В кн.: Основы динамической метеорологии. – Л.: Гидрометеоиздат. 1955. С. 569–635.
14. *Дыдина Л.А.* Особенности развития синоптических процессов в Арктике и их использование в прогнозах на средние сроки. – Л.: Гидрометеоиздат. 1982. 224 с.
15. *Дзердзеевский Б.Л.* Общая циркуляция атмосферы и климат. – М.: Наука. 1975. 226 с.
16. *Шакина Н.П.* Динамика атмосферных фронтов и циклонов. – Л.: Гидрометеоиздат. 1985. 264 с.
17. *Пагава С.Т., Аристов Н.А., Блюмина Л.И., Туркетти З.Л.* Основы синоптического метода сезонных прогнозов погоды. – Л.: Гидрометеоиздат. 1966. 361 с.
18. *Шерхаг Р.О.* О взаимодействии между океанами, континентами и атмосферой и его влиянии на общую циркуляцию атмосферы. – В кн.: Динамика крупномасштабных атмосферных процессов / Под ред. А.С. Мониной. – М.: Наука. 1985. С. 233–256.
19. *Кондратович К.В.* Долгосрочные метеорологические прогнозы в Северной Атлантике. – Л.: Гидрометеоиздат. 1977. 184 с.
20. *Тимофеева Т.П.* Данные о структуре изменчивости климата. Давление воздуха. Северное полушарие. – Обнинск. ВНИИГМИ_МЦД. 1980. 270 с.
21. *Матвеев Ю.Л.* Глобальное поле облачности. Под ред. Л.Т. Матвеева. – Л.: Гидрометеоиздат. 1986. 276 с.
22. *Васильев А.А., Педь Д.А., Чистякова Е.А.* Аномально теплые зимы 1988/89 и 1989/90 гг. на территории СССР. // Метеорология и гидрология. 1991. №3. С. 13–21.
23. *Фоменко А.А., Виноградова М.В.* Численный краткосрочный прогноз метеовеличин на ограниченной территории. // Метеорология и гидрология. 1995. №2. С. 5–12.
24. Центральная методическая комиссия по гидрометеорологическим и гелиофизическим прогнозам. // Метеорология и гидрология. 2002. №8. С. 124–127.
25. *Молчанов П.А.* Атмосферные условия, определяющие образование и развитие сплошной облачности. // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. 1941. №2. С. 123–141.
26. *Ertel H.* Meteorol. Z. 142. Bd.59. H.9. S. 277–281
27. *Ertel H., Rossby C. G.* – Geofiscia pura and applicata.

2. ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ ТУРБУЛЕНТНОГО ОБМЕНА И ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

В переносе импульса (количества движения), тепла, водяного пара, капель воды и кристаллов льда в облаках и туманах и загрозящих атмосферу веществ (примесей) важную роль играют турбулентный обмен и вертикальные движения различного масштаба. По проблеме этой опубликовано большое (если не сказать, огромное) число исследований, прежде всего по приземному слою атмосферы. Только что закончившееся столетие прошло под знаком приложения теории подобия и размерности к исследованию турбулентного движения жидкостей и газов, основы теории которого заложили О. Рейнольдс, Л. Прандтль, Л. Ричардсон, Дж. Тейлор. Применительно к атмосфере мировую известность и признание получила основополагающая работа А.С.Монина и А.М. Обухова [1], в которой обобщена теория Прандтля – Кармана на случай неравновесного состояния атмосферы.

2.1. Приземный (приводный) слой атмосферы

С достаточно высокой степенью точности для приземного слоя, толщина которого колеблется от 20 – 30 м при сильно устойчивой (инверсионной) до 200 – 300 м при неустойчивой термической стратификации, уравнения движения и притока тепла приводятся, как известно [2], к виду:

$$l \frac{dc}{dz} = u_* , \quad (2.1.1)$$

$$l \frac{d\theta}{dz} = \chi T_* , \quad (2.1.2)$$

где $c = \sqrt{u^2 + v^2}$ – модуль скорости ветра; θ – потенциальная температура; l – путь смещения; $u_* = \sqrt{\tau_0 / \rho}$ – скорость трения (τ_0 – напряжение трения при $z = 0$); $\chi = 0,38$ – постоянная Кармана; T_* – масштаб температуры, связанный с турбулентным потоком Q_0 вблизи земной поверхности соотношением:

$$T_* = -Q_0 / (\chi c_p \rho u_*). \quad (2.1.3)$$

Согласно теории подобия, развитой Л. Прандтлем и Т. Карманом для несжимаемой жидкости (применительно к атмосфере – равновесной термической стратификации) и обобщенной в работе [1] на случай неравновесной стратификации, путь смещения, согласно [3], связан со скоростью ветра уравнением:

$$l = -\chi \frac{dc/dz}{d^2c/dz^2} f(Ri), \quad (2.1.4)$$

где $f(Ri)$ – подлежащая определению функция числа Ричардсона:

$$Ri = \frac{g}{T} \frac{d\theta/dz}{(dc/dz)^2}. \quad (2.1.5)$$

С учетом уравнений (2.1.1) и (2.1.2) эта формула приобретает вид:

$$Ri = \chi \frac{g}{T} \frac{T_*}{u_*^2} l \quad \text{или} \quad Ri = \frac{l}{\chi L_*}, \quad (2.1.6)$$

где L_* – масштаб (характерный размер) приземного слоя, называемый масштабом Мони́на–Обухова:

$$L_* = \frac{T}{g} \frac{u_*^2}{\chi^2 T_*} = -\frac{c_p \rho}{\chi} \frac{T}{g} \frac{u_*^3}{Q_0}. \quad (2.1.7)$$

Если теперь, следуя [3], уравнение (2.1.1) продифференцировать по z : $l \frac{d^2c}{dz^2} + \frac{dl}{dz} \frac{dc}{dz} = 0$ и найденное отсюда выражение для d^2c/dz^2 вставить в уравнение (2.1.4), то это уравнение с учетом (2.1.6) примет вид:

$$\frac{dl}{dz} = \chi f \left(\frac{l}{\chi L_*} \right). \quad (2.1.8)$$

Функция $f(Ri)$ при равновесной (безразличной) стратификации (когда $Ri = 0$) должна обращаться в единицу: $f(0) = 1$, поскольку уравнение (2.1.4) должно при этом переходить в уравнение Прандтля–Кармана для несжимаемой жидкости.

Что касается вида функции f , то наиболее простым (и одновременно наиболее оправданным) допущением следует считать, что f — линейная функция своего аргумента:

$$f(l/\chi L_*) = 1 - l/(\chi L_*). \quad (2.1.9)$$

Уравнение (2.1.8) при этом приобретает вид

$$dl/dz = \chi(1 - l/\chi L_*). \quad (2.1.10)$$

Интегрируя это уравнение в пределах от $z = 0$, где $l = l_m$, до произвольной высоты z , где $l = l(z)$, получаем

$$l(z) = \chi L_* [1 - (1 - l_m/\chi L_*) \exp(-z/L_*)]. \quad (2.1.11)$$

Путь смещения l_m при $z = 0$ имеет порядок пути свободного пробега молекул. Вследствие этого слагаемым $l_m/\chi L_*$ вполне можно пренебречь, поскольку оно на несколько порядков меньше 1.

Вводя новую независимую переменную

$$\eta = \exp(z/L_*) - 1, \quad (2.1.12)$$

уравнения (2.1.1) и (2.1.2) при $l(z)$, определенном соотношением (2.1.11), приводим к виду:

$$dc = (u_*/\chi) d\eta/\eta, \quad d\theta = T_* d\eta/\eta. \quad (2.1.13)$$

Интегрируя эти уравнения в пределах от z_0 , где $c = 0$ и $\theta = \theta_0$, до произвольной высоты z , получаем

$$c(z) = \frac{u_*}{\chi} \ln \frac{\eta}{\eta_0}, \quad (2.1.14)$$

$$\theta(z) = \theta_0 + T_* \ln \frac{\eta}{\eta_0}, \quad (2.1.15)$$

где

$$\eta_0 = \exp(z_0/L_*) - 1, \quad (2.1.16)$$

z_0 — параметр шероховатости.

Если воспользоваться разложением:

$$\exp(z/L_*) = 1 + z/L_* + z^2/2L_*^2 + z^3/6L_*^3 + \dots, \quad (2.1.17)$$

то при малых $|z/L_*|$ формула (2.1.14) принимает вид логарифмического закона: $c(z) = (u_*/\chi) \ln(z/z_0)$. При сохранении в разложении (2.1.17) членов более высокого порядка, чем первая степень z/L_* , приходим к формуле

$$c(z) = \frac{u_*}{\chi} \left[\ln \frac{z}{z_0} + \beta_1 \frac{z - z_0}{L_*} + \beta_2 \left(\frac{z - z_0}{L_*} \right)^2 \right], \quad (2.1.18)$$

которая особенно часто привлекалась в последние десятилетия при аппроксимации и анализе данных градиентных наблюдений. Чаще всего в формуле (2.1.18) ограничивались лишь логарифмическим и линейным членом. Однако для аппроксимации ряда данных измерений потребовалось привлечь и квадратичный член. Более общие формулы (2.1.14) и (2.1.15) находятся в хорошем согласии с опытными данными.

Для определения вошедших в предыдущие формулы характеристик турбулентности необходимо располагать данными измерений скорости ветра (c_1) на некоторой высоте (z_1) и температуры воздуха T_2 и T_3 на уровнях $z_2 = z_1/m$ и $z_3 = mz_1$ (здесь m — любое число больше 1).

Записывая формулу (2.1.14) для уровня z_1 , а формулу (2.1.15) для уровней z_2 и z_3 , получаем

$$u_* = \frac{\chi c_1}{\ln(\eta_1/\eta_0)}, \quad (2.1.19)$$

$$T_* = \frac{\theta_3 - \theta_2}{\ln(\eta_3/\eta_2)}. \quad (2.1.20)$$

Здесь

$$\eta_1 = \exp(z_1/L_*) - 1; \quad \eta_2 = \exp(z_1/mL_*) - 1; \quad \eta_3 = \exp(mz_1/L_*) - 1. \quad (2.1.21)$$

Если теперь u_* и T_* , определенные соотношениями (2.1.19) и (2.1.20), вставить в (2.1.11), то придем к соотношению для масштаба L_* :

$$\frac{z_1}{L_*} \frac{\ln(\eta_3/\eta_2)}{\ln^2(\eta_1/\eta_0)} = B, \quad (2.1.22)$$

где B – безразмерный параметр (конечно-разностный аналог числа Ричардсона):

$$B = \frac{g z_1}{T_1} \frac{T_3 - T_2 + \gamma_a z_1 (m - 1/m)}{c_1^2} \quad (2.1.23)$$

При переходе от θ к T использовано соотношение

$$\theta_3 - \theta_2 = T_3 - T_2 + \gamma_a (z_3 - z_1), \quad (2.1.24)$$

где $\gamma_a = g/c_p = 0,98^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ – сухоадиабатический градиент.

Представляя η_0 в виде: $\eta_0 = \exp\left(\frac{z_0}{z_1} \frac{z_1}{L_*}\right) - 1$, убеждаемся в том,

что при заданном m отношение z_1/L_* , согласно (2.1.21) и (2.1.22), зависит только от B и z_0/z_1 .

Результаты табулирования соотношения (2.1.22) для $m = 2$ ($z_2 = z_1/2$; $z_3 = 2z_1$) приведены в табл. 2.1.

Таблица 2.1

Значение параметра $10^3 B$

z_1/L_*	z_0/z_1							
	10^{-4}	10^{-3}	10^{-2}	$5 \cdot 10^{-2}$	0,1	0,25	0,5	0,75
-1,0	-10	-19	-46	-120	-220	-714	-3503	-24118
-0,8	-9	-17	-39	-101	-182	-573	-2687	-17815
-0,6	-8	-14	-32	-80	-142	-431	-1937	-12384
-0,4	-6	-10	-23	-56	-98	-288	-1242	-7678
-0,2	-3	-5	-12	-30	-51	-144	-598	-3582
-0,1	-2	-3	-6	-15	-26	-72	-294	-1731
0,1	2	3	6	16	27	72	283	1621
0,2	4	6	14	32	54	144	557	3141
0,4	8	14	30	67	110	288	1074	5900
0,6	12	22	47	104	170	430	1555	8327
0,8	18	31	66	144	231	569	2000	10460
1,0	24	41	86	186	293	706	2411	12332

При стратификации, близкой к равновесной, когда модуль масштаба L_* велик, а отношения $z_1/|L_*|$ и $z_0/|L_*|$ малы (не превосходят 0,1), соотношение (2.1.22) с достаточной точностью можно представить в виде

$$\frac{z_1}{L_*} = B \frac{\ln^2(z_1/z_0)}{\ln 4}. \quad (2.1.25)$$

Коэффициент турбулентности $k(z)$ связан с путем смешения l соотношением:

$$k(z) = u_* l,$$

которое, с учетом (2.1.11), принимает вид

$$k(z) = \chi L_* u_* [1 - \exp(-z/L_*)]. \quad (2.1.26)$$

Из самого определения масштаба L_* следует, что толщина приземного слоя h пропорциональна $|L_*|$. Полагая коэффициент пропорциональности близким к 1, будем считать

$$h = L_* \text{ при } Ri > 0 \text{ и } h = -L_* \text{ при } Ri < 0. \quad (2.1.27)$$

Воспользовавшись формулой (2.1.26) и соотношениями (2.1.19) и (2.1.27), получим следующее выражение для коэффициента турбулентности $k(h) = k_h$ на верхней границе h приземного слоя:

$$\frac{k(h)}{z_1 c_1} = \frac{\chi^2 \beta}{\ln(\eta_i/\eta_0)} \frac{L_*}{z_1}, \quad (2.1.28)$$

где

$$\beta = (e - 1)/e \text{ при } Ri > 0 \text{ и } \beta = 1 - e \text{ при } Ri < 0 \quad (2.1.29)$$

(здесь $e = 2,72 \dots$ — основание натуральных логарифмов).

Правая часть (2.1.28), а вместе с этим и безразмерное отношение $k(h)/(z_1 c_1)$, зависит только от B и z_0/z_1 .

Скорость ветра $c(h) = c_h$ при $z = h$, как следует из формулы (2.1.14) и соотношений (2.1.12), (2.1.19) и (2.1.27), равна

$$c_h = c_1 B, \quad (2.1.30)$$

$$B = \frac{\ln[(e-1)/\eta_0]}{\ln(\eta_i/\eta_0)} \text{ при } Ri > 0, \quad B = \frac{\ln[(1-e)/e\eta_0]}{\ln(\eta_i/\eta_0)} \text{ при } Ri < 0. \quad (2.1.31)$$

Отметим, что еще раньше (в 30-е годы) близкая к формуле (2.1.26) зависимость k от высоты была указана Б.И. Извековым:

$$k = k_\infty [1 + \varepsilon - \exp(-mz)]. \quad (2.1.32)$$

Формула эта, справедливая только для устойчивой стратификации, обладает, как и (2.1.26), двумя важными свойствами: при ма-

ных z зависимость k от высоты асимптотически переходит в линейную; на большой высоте $k(z)$ стремится к постоянному значению.

При изменении k с высотой по (2.1.32) А.А. Дородницын [4] исследовал, построив решение уравнения теплопроводности, суточный ход температуры воздуха в пограничном слое атмосферы.

2.2. Верхняя часть пограничного слоя (слой Экмана)

В отличие от приземного, в верхней (большей) части пограничного слоя характеристики турбулентного обмена изучены значительно слабее. Конечно, и в слое Экмана коэффициент k изменяется с высотой. К. Росби и Р. Монтгомери исходили из тех же представлений о подобии вертикальных профилей мгновенной (пульсационной) скорости ветра, что Прандтль и Карман, но учли влияние отклоняющей силы вращения Земли на изменение модуля и направления скорости ветра с высотой. Они нашли, что для l и k справедливы формулы

$$l = l_h(H - z)(H - h), \quad k = k_h(H - z)^2 / (H - h)^2, \quad (2.2.1)$$

где H – верхняя граница пограничного слоя, связанная с h и α_h соотношением:

$$H - h = \frac{9}{2} \frac{\chi_R^2}{2\omega_z} c_g \sin \alpha_h. \quad (2.2.2)$$

Путем сопоставления с данными измерений установлено, что вошедший сюда параметр χ_R изменяется в сравнительно узких пределах: от 0,064 до 0,069, что позволяет считать его постоянным: $\chi_R = 0,065$.

Эта, равно как и другие модели распределения скорости ветра и характеристик турбулентности в пограничном слое, достаточно детально обсуждены в монографии [5].

Выше приземного слоя коэффициент турбулентности $k(z)$ слабо зависит от высоты, сохраняя практически постоянное значение

$$k(z) = k(h) = k_h = \text{const.} \quad (2.2.3)$$

Для установившегося однородного по горизонтали движения решение уравнения

$$k_h \frac{d^2 c}{dz^2} - 2\omega_z i(c - c_g) = 0, \quad (2.2.4)$$

описывающего такое движение, имеет, как известно, вид:

$$c(z) = c_g + (c_h - c_g) \exp[-a(1+i)(z-h)], \quad z \geq h. \quad (2.2.5)$$

Здесь $c = u + iv$ — комплексная скорость (вектор скорости движения); u, v — проекции скорости ветра на оси x и y ; $c_g = u_g + iv_g$ — геострофический ветер, $2\omega_z = 2\omega \sin \varphi$ — кориолисов параметр; i — мнимая единица; $c_h = u_h + iv_h$ — скорость ветра при $z = h$;

$$a = \sqrt{\omega_z / k_h}. \quad (2.2.6)$$

2.3. Вертикальная скорость

Следуя работам [6, 7], обсудим проблему вертикальных движений в пограничном слое атмосферы. Соотношение для вертикальной скорости находим из уравнения неразрывности

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \quad (2.3.1)$$

Записав уравнение (2.2.4) в виде системы уравнений движения для u и v , вставив найденные из этой системы выражения для u и v в (2.3.1) и выполнив интегрирование уравнения (2.3.1) по z , получим:

$$w(z) = w(h) + \text{rot}_z(\tau_h / 2\omega_z \rho) - \text{rot}_z(\tau(z) / 2\omega_z \rho). \quad (2.3.2)$$

Здесь $\text{rot}_z \tau$ — вертикальная проекция вихря турбулентного напряжения трения $\tau = \tau_x + i\tau_y$:

$$\text{rot}_z \left(\frac{\tau(z)}{2\omega_z \rho} \right) = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\tau_y(z)}{2\omega_z \rho} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\tau_x(z)}{2\omega_z \rho} \right); \quad (2.3.3)$$

$\tau_x = \rho k_h \partial u / \partial z$, $\tau_y = \rho k_h \partial v / \partial z$ — проекции этого напряжения на горизонтальные оси x и y ; $\tau_h = \tau_x(h) + i\tau_y(h)$ — напряжение трения при $z = h$; w_h — значение вертикальной скорости на верхней границе приземного слоя.

Если теперь на основе решения (2.2.5) получить выражения для $u(z)$ и $v(z)$ и их продифференцировать, то придем к следующим соотношениям для вошедших в формулу (2.3.2) составляющих напряжения трения:

$$\frac{\tau_x(z)}{2\omega_z\rho} = \frac{c_g z_1}{2} \sqrt{DRo} \left\{ \left[1 - \frac{c_h}{c_g} (\cos \alpha_h - \sin \alpha_h) \right] \cos a(z-h) + \right. \\ \left. + \left[1 - \frac{c_h}{c_g} (\cos \alpha_h + \sin \alpha_h) \right] \sin a(z-h) \right\} \exp[-a(z-h)], \quad (2.3.4)$$

Таблица 2.2

Значения параметра $10^3 D$

z_1 / L_*	z_0/z_1							
	10^{-4}	10^{-3}	10^{-2}	$5 \cdot 10^{-2}$	0,1	0,25	0,5	0,75
-1,0	28	39	60	97	131	237	524	1375
-0,8	35	48	73	118	158	279	605	1558
-0,6	46	63	96	152	202	352	747	1888
-0,4	69	92	141	221	298	500	1038	2581
-0,2	136	182	275	428	561	946	1927	4714
-0,1	271	362	545	842	1100	1841	3716	9020
0,1	99	131	196	300	389	641	1271	3040
0,2	49	65	97	148	191	312	613	1457
0,4	24	32	47	72	92	148	286	670
0,6	16	21	31	46	59	94	178	412
0,8	12	16	23	34	42	67	125	286
1,0	8	12	18	26	33	51	94	212

Таблица 2.3

Значения параметра B

z_1 / L_*	z_0/z_1							
	10^{-4}	10^{-3}	10^{-2}	$5 \cdot 10^{-2}$	0,1	0,25	0,5	0,75
-0,80	1,02	1,02	1,03	1,05	1,07	1,12	1,27	1,69
-0,60	1,04	1,05	1,08	1,12	1,16	1,29	1,61	2,54
-0,40	1,07	1,10	1,15	1,23	1,31	1,52	2,09	3,71
-0,20	1,14	1,18	1,28	1,43	1,56	1,95	2,94	5,74
-0,10	1,21	1,28	1,42	1,64	1,84	2,40	3,83	7,88
0,10	1,30	1,40	1,60	1,92	2,19	2,96	4,89	10,30
0,20	1,22	1,29	1,44	1,66	1,86	2,40	3,75	7,54
0,40	1,13	1,18	1,26	1,39	1,50	1,81	2,57	4,68
0,80	1,04	1,05	1,07	1,10	1,13	1,20	1,37	1,85

$$\frac{\tau_y(z)}{2\omega_z\rho} = \frac{c_g z_1}{2} \sqrt{DRo} \left\{ \left[1 - \frac{c_h}{c_g} (\cos \alpha_h + \sin \alpha_h) \right] \cos a(z-h) + \right. \\ \left. + \left[1 - \frac{c_h}{c_g} (\cos \alpha_h - \sin \alpha_h) \right] \sin a(z-h) \right\} \exp[-a(z-h)], \quad (2.3.5)$$

При получении этих соотношений использована формула (2.1.28) для k_h и введены обозначения

$$D = \frac{\chi^2 \beta}{\ln(\eta_1/\eta_0)} \frac{L_*}{z_1}; Ro = \frac{c_1}{\omega_z z_1}. \quad (2.3.6)$$

В формулах (2.3.4) – (2.3.5): c_h – модуль скорости ветра при $z = h$, c_g – модуль геострофического ветра; α_h – угол отклонения скорости ветра на уровне h от изобары (по касательной к которой направлена ось x); c_1 – скорость ветра на уровне z_1 ; $\omega_z = \omega \sin \varphi$; $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$; φ – географическая широта.

Вошедшие в (2.3.4) и (2.3.5) отношение c_h/c_g и параметр a представим, с учетом (2.1.30) и (2.2.4), в виде

$$c_h/c_g = (c_h/c_1) (c_1/c_g) = B(c_1/c_g); a = \frac{1}{z_1} \sqrt{\frac{1}{D Ro}}. \quad (2.3.7)$$

Результаты расчета параметров D и B , зависящих только от L_*/z_1 и z_0/z_1 , представлены в табл. 2.2 и 2.3.

Эти параметры можно использовать также для определения коэффициента турбулентности и скорости ветра на верхней границе приземного слоя.

Составляющие напряжения трения вдоль осей x и y при $z = h$, как следует из (2.3.4) и (2.3.5), равны:

$$\frac{\tau_x(h)}{2\omega_z \rho} = \frac{c_g z_1}{2} \sqrt{D Ro} \left[1 - \frac{c_h}{c_g} (\cos \alpha_h - \sin \alpha_h) \right], \quad (2.3.8)$$

$$\frac{\tau_y(h)}{2\omega_z \rho} = \frac{c_g z_1}{2} \sqrt{D Ro} \left[1 - \frac{c_h}{c_g} (\cos \alpha_h + \sin \alpha_h) \right]. \quad (2.3.9)$$

Модуль $\tau(h)$ напряжения трения на уровне h

$$\frac{\tau(h)}{2\omega_z \rho} = \frac{c_g z_1}{\sqrt{2}} \sqrt{D Ro} \left(1 - 2 \frac{c_h}{c_g} \cos \alpha_h + \frac{c_h^2}{c_g^2} \right)^{1/2}. \quad (2.3.10)$$

Важнейшим параметром, от которого существенно зависят τ_x и τ_y , а через них и вертикальная скорость, служит угол отклонения скорости ветра в приземном слое от геострофического ветра.

Согласно оценкам, в приземном слое этот угол очень мало изменяется с высотой (не более чем на $3 - 5^\circ$). Столь же незначительно в этом слое изменяется модуль напряжения трения. Таким образом, с достаточно высокой степенью точности можно положить:

$$\alpha_h = \alpha_0 \text{ и } \tau(h) = \tau_0, \quad (2.3.11)$$

где α_0 и τ_0 – значения α и τ вблизи земной поверхности. Поскольку, согласно соотношению (2.1.19),

$$\tau_0/\rho = u_*^2 = \chi^2 c^2 / \ln^2(\eta_1/\eta_0), \quad (2.3.12)$$

то, приравнявая (2.3.10) и (2.3.12), получаем формулу для угла отклонения ветра от изобары вблизи земной поверхности и практически во всем приземном слое:

$$\cos \alpha_0 = \frac{1 + B^2(c_1/c_g)^2 - NRo(c_1/c_g)^2}{2B(c_1/c_g)}, \quad (2.3.13)$$

где

$$N = \frac{1}{2} \frac{\chi^2}{\beta} \frac{z_1}{L_*} \frac{1}{\ln^3(\eta_1/\eta_0)}. \quad (2.3.14)$$

В табл. 2.4 приведены значения параметра N , который, как и параметры B и D , зависит только от z_0/z_1 и L_* / z_1 .

Таблица 2.4

Значения параметра $10^4 N$

L_*/z_1	z_0/z_1							
	10^{-4}	10^{-3}	10^{-2}	$5 \cdot 10^{-2}$	0,1	0,25	0,5	0,75
-1,0	0,623	1,62	5,93	24,9	61,7	362	3928	70972
-0,8	0,485	1,25	4,41	18,2	43,9	244	2480	42333
-0,6	0,383	0,865	3,11	12,4	29,3	155	1474	32842
-0,4	0,228	0,556	1,94	7,52	17,3	87,3	782,5	12023
-0,2	0,111	0,265	0,914	3,42	7,71	37,1	312,9	4581
-0,1	0,054	0,134	0,445	1,62	3,62	17,2	140,1	2005
0,1	0,143	0,338	1,12	4,04	8,81	39,4	307,1	4202
0,2	0,282	0,661	2,18	7,69	16,6	72,7	552,1	7397
0,4	0,546	1,27	4,11	13,9	29,5	124	895,8	11527
0,6	0,799	1,81	5,75	19,1	39,4	159	1096	13573
0,8	1,02	2,31	7,17	23,1	46,9	182	1197	14312
1,0	1,23	2,76	8,38	26,3	52,2	195	1232	15253

Таким образом, если известны: 1) скорость ветра c_1 на уровне z_1 ; 2) скорость геострофического ветра c_g ; 3) масштаб L_* , определяемый по B ; 4) параметр шероховатости z_0 и 5) географическая широта φ , то с помощью табл. 2.2 – 2.4 (или графиков, построенных по данным этих таблиц), определяем параметры B , D и N , непосредственно рассчитываем параметр Ro , которые затем привлекаем для расчета $\alpha_h = \alpha_0$ по формуле (2.3.13); $\tau_x(h)$ и $\tau_y(h)$ – по (2.3.8) и (2.3.9); $\tau_x(z)$ и $\tau_y(z)$ – по (2.3.4) и (2.3.5). Эти последние используются для расчета вертикальной скорости на произвольной высоте z .

Другой подход к определению вертикальной скорости использован в [8]. Исходим из того, что горизонтальная дивергенция скорости ветра, вошедшая в (2.3.1), убывает с высотой по той причине, что чем выше уровень, тем ближе ветер к геострофическому.

Сделав простейшее предположение о том, что дивергенция — линейная функция высоты:

$$-(\partial u / \partial x + \partial v / \partial y) = b_0 - b_1 z \quad (2.3.15)$$

и выполнив интегрирование в уравнении (2.3.1), получим

$$w(z) = 4 w_m \frac{z}{H_T} \left(1 - \frac{z}{H_T}\right), \quad (2.3.16)$$

где w_m — максимальное (по высоте) значение вертикальной скорости, которое достигается на уровне $z_m = H_T/2$; H_T — уровень, на котором w обращается в нуль (обычно в качестве H_T принимается высота тропопаузы).

Несколько более общая, чем (2.3.16), формула для $w(z)$ имеет вид:

$$w(z) = \left(1 + \frac{1}{n}\right)^2 w_m \frac{z}{H_T} \left(1 - \frac{z}{H_T}\right)^n. \quad (2.3.17)$$

Согласно этой формуле, вертикальная скорость достигает максимума, равного w_m , на уровне $z_m = H_T/(1 + n)$, что лучше согласуется с оценками z_m по данным наблюдений.

На практике вошедшие в правые части формул (2.3.2) и (2.3.3) производные заменяются конечными разностями; эта замена означает, что w в точке заменяется на скорость, осредненную для неко-

торой площади. Среднюю вертикальную скорость $\bar{w}$ для области σ определим по соотношению:

$$\bar{w} = \frac{1}{\sigma} \iint w d\sigma.$$

Вставляя сюда w по (2.3.2) и привлекая формулу Стокса, получаем

$$\bar{w} = \frac{1}{2\omega_z \rho \sigma} \int (\tau_{0l} - \tau_l) dl + \bar{w}(h), \quad (2.3.18)$$

где τ_{0l} и τ_l — проекции τ_0 и τ на касательную к контуру l , ограничивающему площадь σ .

Если синоптический вихрь (циклон, антициклон) имеет форму, близкую к круговой, то длина контура $l = 2\pi r$, а площадь $\sigma = \pi r^2$. Направив ось x по касательной к контуру l , согласно (2.3.18), находим

$$\bar{w}(z) = \frac{c_g z_1}{r} (G_h - G_z) + \bar{w}(h), \quad (2.3.19)$$

где r — радиус вихря; $G_z = \frac{\tau_x(z)}{2\omega_z \rho c_g z_1} \frac{2}{c_g z_1}$ и $G_h = \frac{\tau_x(h)}{2\omega_z \rho c_g z_1} \frac{2}{c_g z_1}$, $\tau_x(z)/(2\omega_z \rho)$ и $\tau_x(h)/(2\omega_z \rho)$ определены соотношениями (2.3.4) и (2.3.8).

Для определения $\bar{w}(h)$ следует найти значение первого слагаемого в (2.3.19) при $z = 2h$. Пусть оно равно b_{2h} . Тогда $\bar{w}(2h) = b_{2h} + \bar{w}(h)$. Поскольку в слое от земной поверхности, где $\bar{w} = 0$, до $2h$ профиль $\bar{w}$ близок к линейному, то $\bar{w}(h) = \bar{w}(2h)/2$. Из сравнения двух последних соотношений находим

$$\bar{w}(h) = b_{2h} = \frac{c_g z_1}{r} (G_h - G_{2h}). \quad (2.3.20)$$

На верхней границе (H) пограничного слоя $\tau_x(z)$ и G_z близки к нулю. Формула для определения $\bar{w}$ на этой границе принимает, согласно (2.3.19), вид:

$$\bar{w}(H) = \frac{c_q z_1}{r} G_h + \bar{w}(h) . \quad (2.3.21)$$

Это значение $\bar{w}(H)$ следует использовать в качестве максимальной (по высоте) скорости w_m , вошедшей в формулы (2.3.16) и (2.3.17). Поскольку определение вертикальной скорости выше пограничного слоя сопряжено с большими погрешностями (о чем свидетельствуют результаты расчета, выполненного в [9] по нескольким методикам), то при $z > H$ целесообразно использовать формулу (2.3.16).

Сравнение значений $\bar{w}$, определенных по формулам (2.3.19) и (2.3.16), показало, что в пределах пограничного слоя они вполне согласуются между собой [10].

Из анализа приведенных выше формул и соотношений следует, что на фиксированной высоте вертикальная скорость и коэффициент турбулентности, а также угол отклонения (α_0) ветра от изобары в приземном слое зависят от следующих безразмерных величин: z_0/z_1 , Ro , c_1/c_g и L^*/z_1 . В свою очередь масштаб L^* приземного слоя однозначно связан с параметром B и тем же z_0/z_1 .

Таблица 2.5

Угол отклонения α_0 (град.) при сильно неустойчивой $L^*/z_1 = -10$ (числ.) и устойчивой $L^*/z_1 = +10$ (знам.) термической стратификации приземного слоя

$10^4 Ro$	c_1/c_g								
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
$z_0/z_1 = 0,01$									
3			-/8	-/21	-/29	-/35	-/41	15/49	24/57
4	-/11	-/20	11/32	20/40	26/48	30/54	34/60	42/71	48/81
5	10/20	17/29	26/42	32/51	38/60	43/68	48/76	56/-	63/-
6	16/23	23/23	32/48	40/61	46/71	52/81	57/-	67/-	78/-
8	17/23	25/36	36/54	45/68	53/82	60/-	66/-	78/-	90/-
10	14/22	25/38	39/60	50/77	58/-	67/-	74/-	89/-	-/-
$z_0/z_1 = 0,1$									
2	-/3	-/25	-/43	24/57	34/69	42/79	49/90	62/-	73/-
3	14/32	27/47	43/69	55/88	65/-	75/17	84/-	-	-
4	28/41	41/60	59/-	75/-	89/-	-	-	-	-
5	34/47	49/72	-	-	-	-	-	-	-
6	38/53	57/84	86/-	-	-	-	-	-	-
8	40/58	64/-	-	-	-	-	-	-	-
10	43/65	71/-	-	-	-	-	-	-	-

В таблицах 2.5 и 2.6 приведены результаты расчета угла отклонения (α_0) ветра от изобары вблизи земной поверхности и отношения $w(H)/(c_g z_1)$ (отсутствие цифры в клетке означает, что угол α_0 или меньше нуля или больше 90 градусов).

Таблица 2.6

Параметр $\bar{w}(H)/(c_g z_1)$										
$10^4 R_0$	L/z_1	c_1/c_g								
		0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
$z_0/z_1 = 0,01$										
3	10 -10	- -	- -	18 -	31 -	42 -	53 -	63 -	84 80	106 105
4	10 -10	8 -	17 -	33 32	49 52	66 69	82 87	99 104	133 139	165 174
5	10 -10	10 12	21 25	44 49	68 73	93 98	118 123	142 148	- 198	- 249
6	10 -10	11 14	25 29	57 60	91 93	126 127	161 162	- 197	- 268	- 339
8	10 -10	9 11	29 29	72 70	119 114	166 160	- 207	- 255	- 351	- 445
10	10 -10	6 5	32 28	91 81	152 138	- 199	- 261	- 324	- 447	- -
$z_0/z_1 = 0,1$										
2	50 10	12 9	24 23	48 47	71 70	94 94	117 116	141 138	189 -	238 -
3	50 10	2 20	17 41	52 83	91 125	132 -	174 -	218 -	308 -	401 -
4	50 10	- 28	- 62	35 -	100 -	170 -	242 -	318 -	472 -	630 -
5	50 10	- 37	- 89	- -	106 -	219 -	337 -	457 -	701 -	942 -
6	50 10	- 48	- 123	- -	118 -	293 -	470 -	649 -	1002 -	-
8	50 10	- 63	- -	- -	145 -	400 -	654 -	905 -	- -	- -
10	50 10	- 82	- -	- -	196 -	550 -	895 -	- -	- -	- -

Согласно данным табл. 2.5, угол α_0 растет при увеличении R_0 и отношений c_1/c_g , z_0/z_1 и L^*/z_1 . Также изменяется вертикальная скорость $w(H)$, за исключением зависимости от параметра устойчивости L^*/z_1 : увеличение его сопровождается уменьшением $w(H)$,

правда, менее значительным, чем увеличение под влиянием роста других параметров.

Более детально зависимость α_0 и $\overline{w}(H)$ от z_0/z_1 , c_1/c_g и L^*/z_1 обсуждена в статье [10].

Литература

1. Монин А.С., Обухов А.М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы. // Тр. Геофизического института АН СССР. 1954. №4 (151). С. 163–187.
2. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. СПб.: Гидрометеоиздат. 2000. 701 с.
3. Матвеев Л.Т. К установлению зависимости коэффициента турбулентности от высоты в приземном слое атмосферы. // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1960. №1. С. 83–88.
4. Дородницын А.А. // Доклады АН СССР. 1941. Т. 30. №5.
5. Матвеев Л.Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат. 1965. С. 335–394.
6. Матвеев Л.Т. Вертикальные токи в пограничном слое атмосферы. // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1955. №5.
7. Матвеев Л.Т., Матвеев Ю.Л. Вертикальные движения в пограничном слое атмосферы и поле облаков. // Известия АН. ФАО. 1995. №3. С. 356–362.
8. Матвеев Л.Т. Динамика облаков. Л.: Гидрометеоиздат. 1981. 311 с.
9. Морской Г.И. Анализ исследования крупномасштабных вертикальных движений в атмосфере. // Тр. Гидрометцентра СССР. 1968. Вып. 30. С. 82–96.
10. Матвеев Ю.Л., Матвеев Л.Т. Вертикальные движения синоптического масштаба. // Оптика атмосферы и океана. 1998. №9. С. 826–830.

3. ПОЛЕ ОБЛАКОВ

Облака и непосредственно с ними связанные осадки оказывают большое влияние на многие виды экономической и общественно-культурной деятельности человека. Информация о различных характеристиках облаков – их количестве, высоте границ, выпадающих из них осадках, водности, обледенении, дальности видимости, болтанке, грозových разрядах – широко используется при планировании и обслуживании работы авиации, ракетно-космических систем, различных видов транспорта.

Важны сведения об облаках и осадках для строительства, энергетики, здравоохранения, организации и проведения спортивно-массовых мероприятий и отдыха человека.

Под влиянием облаков сильно изменяется радиационный баланс земной поверхности, а через него термический и влажностный режим деятельного слоя почвы и атмосферы (прежде всего, приземного и пограничного слоев ее). Вследствие этого исключительно велико значение информации об облачном покрове, туманах и осадках для сельскохозяйственного производства.

Формирование погоды в целом тесно связано с полями облаков и осадков (более того, не будет большим преувеличением сказать: облака и осадки – это и есть погода); характеристики (средние значения, изменение во времени и пространстве) облаков оказывают определяющее влияние на формирование и колебание климата. Представляется, что положительных результатов в решении широко обсуждаемой на самых различных уровнях [1] проблемы климата Земли можно достичь лишь с учетом влияния облаков и водяного пара на термический режим атмосферы и земной поверхности [2–4].

Последние десятилетия ознаменовались таким важным событием в области наук о Земле, как широкое использование искусственных спутников Земли для получения информации о физическом состоянии атмосферы и земной поверхности. Наибольшее количество данных получено о полях облаков и лучистой энергии. Если наблюдения с помощью спутников по длительности все еще существенно уступают наземным, то по объему и особенно по систематичности, однородности и равномерности пространственного охвата спутниковые данные уже сейчас многократно превосходят наземные.

Не ставя цели обзора литературных источников (число которых исключительно велико), назовем здесь лишь работы обобщающего характера [4–7]. Основная задача главы – выполнить статистический анализ спутниковых наблюдений за облаками, преимущественно в период с 1971 по 1990 г., а также на основе качественно-физического анализа уравнений или численного моделирования объяснить наблюдаемые закономерности.

3.1. Осредненные по времени и пространству поля облаков

Основу анализа составляют ежедневные наблюдения за облаками в узлах регулярной сетки размером (5° шир. $\times$ 10° долг.), осуществляемые отечественными спутниками серии «Метеор» в инфракрасном и видимом диапазонах спектра [8].

Осредненные по каждому материку или океану месячные и годовые значения общего количества облаков (n) отдельно за 1971 – 1980 и 1981 – 1990 гг. представлены в табл. 3.1. Согласно этим данным, количество облаков на всех материках обоих полушарий (кроме Европы) летом больше, чем зимой, при этом любое месячное значение n во всех 108 случаях летом больше каждого n зимой (в обоих полушариях – 6 материков, 9 сравнений в каждом, два десятилетия).

Более того, в каждом месяце теплой половины года – с IV по IX в северном полушарии (СП) и с X по III в южном полушарии (ЮП) – количество облаков в подавляющем большинстве случаев больше, чем в любом месяце холодной половины: только в одном случае из 216 в СП и в 11 из тех же 216 в ЮП соотношение обратное.

Годовые колебания n , как и других метеовеличин, над океанами выражены менее четко, чем над материками. Только над Северным Ледовитым и расположенными в СП частями Атлантического и Индийского океанов амплитуда годовых колебаний n сравнима с материками, при этом над Северным Ледовитым и Индийским океанами летние n больше зимних, а над Атлантическим, наоборот, зимние n больше летних. Такой же годовой ход n наблюдается и в Европе, находящейся под сильным влиянием Атлантики.

Осредненные по Мировому океану (воде) и материкам (суше), по полушариям и Земле в целом значения n приведены в табл. 3.2. В каждом месяце теплой половины года n больше, чем в любом месяце холодной половины: над сушей СП и Землей в целом во всех 72 случаях, над сушей ЮП в 68 случаях из тех же 72.

Таблица 3.1

**Осредненные по материкам и океанам месячные значения
количества облаков, %**

Материк, океан	Месяц												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Северное полушарие													
Европа	<u>62</u> 60	<u>62</u> 59	<u>58</u> 58	<u>61</u> 64	<u>57</u> 62	<u>55</u> 56	<u>54</u> 56	<u>54</u> 56	<u>56</u> 59	<u>59</u> 60	<u>65</u> 58	<u>66</u> 60	<u>59</u> 59
Азия	<u>39</u> 40	<u>39</u> 41	<u>41</u> 44	<u>48</u> 49	<u>50</u> 51	<u>49</u> 51	<u>50</u> 51	<u>49</u> 49	<u>47</u> 47	<u>43</u> 42	<u>38</u> 38	<u>39</u> 39	<u>44</u> 45
Африка	<u>29</u> 33	<u>28</u> 34	<u>33</u> 41	<u>37</u> 43	<u>38</u> 43	<u>39</u> 43	<u>39</u> 46	<u>41</u> 46	<u>41</u> 46	<u>36</u> 41	<u>32</u> 36	<u>31</u> 33	<u>35</u> 40
Америка	<u>48</u> 51	<u>47</u> 51	<u>48</u> 52	<u>53</u> 56	<u>56</u> 59	<u>57</u> 60	<u>56</u> 57	<u>58</u> 56	<u>57</u> 56	<u>55</u> 55	<u>52</u> 52	<u>48</u> 52	<u>53</u> 55
Северный Ледовитый	<u>39</u> 38	<u>38</u> 36	<u>35</u> 31	<u>48</u> 32	<u>55</u> 46	<u>57</u> 57	<u>64</u> 56	<u>64</u> 60	<u>35</u> 62	<u>51</u> 56	<u>41</u> 41	<u>39</u> 39	<u>48</u> 46
Атланти- ческий	<u>59</u> 61	<u>58</u> 60	<u>56</u> 60	<u>56</u> 60	<u>56</u> 57	<u>56</u> 56	<u>53</u> 53	<u>52</u> 52	<u>54</u> 54	<u>57</u> 57	<u>59</u> 59	<u>60</u> 61	<u>56</u> 58
Индий- ский	<u>36</u> 43	<u>32</u> 35	<u>36</u> 38	<u>35</u> 41	<u>45</u> 51	<u>58</u> 62	<u>58</u> 62	<u>56</u> 62	<u>51</u> 56	<u>45</u> 49	<u>41</u> 44	<u>43</u> 42	<u>44</u> 49
Тихий	<u>62</u> 64	<u>60</u> 64	<u>58</u> 62	<u>62</u> 61	<u>63</u> 63	<u>62</u> 65	<u>63</u> 64	<u>62</u> 64	<u>62</u> 63	<u>64</u> 62	<u>64</u> 64	<u>65</u> 65	<u>62</u> 63
Южное полушарие													
Австралия	<u>45</u> 41	<u>44</u> 42	<u>38</u> 44	<u>35</u> 39	<u>38</u> 39	<u>34</u> 34	<u>30</u> 33	<u>33</u> 29	<u>32</u> 31	<u>34</u> 30	<u>36</u> 40	<u>40</u> 44	<u>37</u> 37
Африка	<u>61</u> 60	<u>60</u> 66	<u>57</u> 64	<u>55</u> 60	<u>42</u> 45	<u>32</u> 39	<u>38</u> 38	<u>40</u> 42	<u>48</u> 51	<u>51</u> 57	<u>54</u> 61	<u>61</u> 65	<u>50</u> 50
Америка	<u>62</u> 69	<u>61</u> 67	<u>58</u> 64	<u>56</u> 64	<u>54</u> 57	<u>49</u> 53	<u>46</u> 52	<u>48</u> 50	<u>54</u> 56	<u>56</u> 61	<u>56</u> 64	<u>59</u> 67	<u>55</u> 60
Антаркти- да	<u>21</u> 31	<u>27</u> 28	<u>22</u> 28	<u>23</u> 24	<u>23</u> 22	<u>23</u> 24	<u>21</u> 24	<u>21</u> 23	<u>21</u> 24	<u>22</u> 23	<u>20</u> 25	<u>21</u> 31	<u>22</u> 26
Атланти- ческий	<u>66</u> 72	<u>64</u> 71	<u>67</u> 72	<u>68</u> 73	<u>69</u> 72	<u>68</u> 72	<u>68</u> 72	<u>69</u> 74	<u>72</u> 75	<u>72</u> 73	<u>70</u> 73	<u>69</u> 73	<u>68</u> 73
Индий- ский	<u>67</u> 73	<u>65</u> 72	<u>65</u> 72	<u>64</u> 70	<u>65</u> 70	<u>65</u> 71	<u>65</u> 72	<u>66</u> 70	<u>68</u> 70	<u>66</u> 69	<u>66</u> 71	<u>67</u> 72	<u>66</u> 71
Тихий	<u>66</u> 72	<u>65</u> 73	<u>66</u> 73	<u>67</u> 72	<u>66</u> 71	<u>66</u> 72	<u>66</u> 72	<u>68</u> 71	<u>69</u> 72	<u>69</u> 71	<u>68</u> 71	<u>69</u> 73	<u>67</u> 72

Примечание: 1971–1980 гг. – числитель; 1981–1990 гг. – знаменатель.

Над водной поверхностью изменение n в течение года не столь однозначно: в СП месячные n в теплую половину года меньше, чем в холодную в 43 случаях из 72, в ЮП – в 30 из тех же 72, к тому же

амплитуда колебаний n не превышает 3 – 5 %. Из представленных в табл. 3.1 и 3.2 данных следует еще один важный вывод: второе десятилетие (1981 – 1990 гг.) на нашей планете было более облачным, чем первое (1971 – 1980 гг.).

Таблица 3.2

Осредненные по воде и суше, полушариям и Земле месячные
и годовые значения n , %

Месяц	Северное полушарие			Южное полушарие			Земля		
	Вода	Суша	В целом	Вода	Суша	В целом	Вода	Суша	В целом
I	<u>58</u>	<u>40</u>	<u>51</u>	<u>67</u>	<u>47</u>	<u>62</u>	<u>63</u>	<u>42</u>	<u>57</u>
	59	42	53	72	56	69	68	46	61
II	<u>56</u>	<u>40</u>	<u>50</u>	<u>65</u>	<u>49</u>	<u>61</u>	<u>61</u>	<u>43</u>	<u>56</u>
	58	43	52	72	54	68	67	46	60
III	<u>54</u>	<u>42</u>	<u>49</u>	<u>67</u>	<u>45</u>	<u>62</u>	<u>61</u>	<u>43</u>	<u>56</u>
	56	46	53	72	53	68	66	48	61
IV	<u>56</u>	<u>47</u>	<u>52</u>	<u>67</u>	<u>44</u>	<u>62</u>	<u>62</u>	<u>46</u>	<u>57</u>
	56	50	54	72	50	68	66	50	61
V	<u>59</u>	<u>49</u>	<u>54</u>	<u>67</u>	<u>41</u>	<u>61</u>	<u>64</u>	<u>46</u>	<u>58</u>
	58	52	56	71	44	65	67	49	61
VI	<u>61</u>	<u>49</u>	<u>56</u>	<u>67</u>	<u>37</u>	<u>60</u>	<u>64</u>	<u>45</u>	<u>58</u>
	61	51	57	71	41	65	68	48	61
VII	<u>60</u>	<u>49</u>	<u>55</u>	<u>67</u>	<u>35</u>	<u>65</u>	<u>65</u>	<u>44</u>	<u>58</u>
	60	52	57	72	41	66	68	48	62
VIII	<u>59</u>	<u>50</u>	<u>55</u>	<u>69</u>	<u>37</u>	<u>62</u>	<u>65</u>	<u>46</u>	<u>59</u>
	60	51	57	72	40	66	68	47	61
IX	<u>59</u>	<u>49</u>	<u>55</u>	<u>70</u>	<u>40</u>	<u>63</u>	<u>65</u>	<u>46</u>	<u>59</u>
	59	50	56	71	43	65	68	48	61
X	<u>60</u>	<u>45</u>	<u>54</u>	<u>69</u>	<u>43</u>	<u>63</u>	<u>65</u>	<u>44</u>	<u>58</u>
	58	47	54	71	46	66	67	46	60
XI	<u>59</u>	<u>42</u>	<u>52</u>	<u>69</u>	<u>43</u>	<u>63</u>	<u>65</u>	<u>42</u>	<u>58</u>
	58	43	52	72	49	67	67	45	60
XII	<u>60</u>	<u>41</u>	<u>52</u>	<u>69</u>	<u>46</u>	<u>64</u>	<u>65</u>	<u>43</u>	<u>58</u>
	59	43	53	73	54	69	68	47	61
Год	<u>58</u>	<u>45</u>	<u>53</u>	<u>68</u>	<u>42</u>	<u>63</u>	<u>64</u>	<u>44</u>	<u>58</u>
	59	48	55	72	48	67	67	47	61

Примечание. 1971–1980 гг. – числитель, 1981–1990 гг. – знаменатель.

По данным табл. 3.1 месячные значения n_1 в первом десятилетии были меньше значений n_{11} во втором в 73 случаях из 84 в СП и в 78 из тех же 84 в ЮП. Годовые значения n для материков и океанов, кроме Северного Ледовитого, во всех случаях во втором десятилетии не меньше, чем в первом.

Осредненные по всей суше значения n во всех 36 случаях, представленных в табл. 3.2, во втором десятилетии больше, чем в первом: $n_{11} > n_1$. Неравенство $n_{11} > n_1$ выполняется во всех случаях над водной поверхностью в ЮП и по Земле. В среднем за год n увеличилось во втором десятилетии по сравнению с первым на 2% в СП, на 4% – в ЮП и на 3% – на Земле в целом.

С целью выявления тренда n построено уравнение регрессии

$$n_i' = a + bt_i, \quad (3.1.1)$$

связывающее случайную величину n_i' со временем t_i . Чтобы исключить влияние периодических (годовых) колебаний, уравнение регрессии построено для отклонений месячных значений n_i' от среднего (в данном месяце) за весь период наблюдений:

$$n_i' = n_{km} - n_k, \quad (3.1.2)$$

где m – порядковый номер года; k – номер месяца; n_k – среднее значение n в k -м месяце.

Таблица 3.3

Параметры уравнения регрессии. Северное полушарие, 1971–1988 гг.

Материк, океан	Без скользящего осреднения					
	a	10^2b	σ	σ_a	$10^3\sigma_b$	r
Европа	-1,3	1,2	5,9	0,8	6,4	0,13
Азия	-1,1	0,97	3,7	0,5	4,1	0,16
Африка	-6,0	5,6	5,2	0,7	5,6	0,56
Сев. Америка	-2,4	2,4	3,9	0,6	6,9	0,28
Атлантический	-3,1	2,8	4,0	0,6	4,4	0,40
Материк, океан	Со скользящим осреднением					
	a	10^2b	σ	σ_a	$10^3\sigma_b$	r
Европа	-1,8	2,4	2,8	0,4	0,4	0,39
Азия	-2,3	2,4	1,3	0,2	2,1	0,67
Африка	-3,7	4,8	1,7	0,3	2,8	0,80
Сев. Америка	-3,2	3,7	1,0	0,2	2,5	0,75
Атлантический	-3,1	4,2	1,9	0,3	0,74	0,74
Тихий	-2,7	2,5	3,6	0,5	4,0	0,40
Индийский	-5,7	5,3	6,5	0,9	7,1	0,46
Сев. Ледовитый	1,1	-1,0	8,8	1,2	9,5	-0,07

Примечание: a , σ и σ_a – в %; b и σ_b – в %/мес.

Использованы наблюдения за 18 лет (1971 – 1988 гг.). Результаты расчета параметров уравнения (3.1.1) приведены в табл. 3.1, в кото-

рой, кроме a и b , выписаны: σ_a и σ_b – стандарты a и b ; r – коэффициент корреляции (между n и t). Расчет выполнен как без осреднения по годам, так и со скользящим осреднением по пятилеткам.

Таблица 3.4

Годовые зональные значения n (%) над сушей (с), водой (в) и по кругам широты (к.ш.), 1971 – 1990 гг.

Широта, град	Локализация облачности					
	СП			ЮП		
	с	в	к.ш.	с	в	к.ш.
85	—	38	38	12	—	12
80	33	42	40	21	—	21
75	36	46	43	28	56	33
70	44	51	48	29	71	54
65	51	59	53	—	77	77
60	55	62	58	—	81	81
55	55	68	61	76	81	81
50	53	71	61	69	80	79
45	48	70	59	62	78	77
40	44	65	56	55	75	74
35	41	61	53	50	71	69
30	32	61	49	42	67	61
25	30	56	47	41	65	59
20	29	53	46	48	62	58
15	39	52	49	49	61	58
10	51	58	56	56	59	59
5	62	62	62	65	56	59
0	65	56	59	65	56	59

Согласно данным табл. 3.3, за 18 лет ($t_N = 216$) количество облаков над всеми материками и океанами СП увеличилось (при расчете без скользящего осреднения): в Европе – на 2,6 %, в Азии – на 2,1%, в Северной Америке – на 5,2 %, над Атлантическим океаном – на 6,1 %. Исключение составляет лишь Северный Ледовитый океан, где n за 18 лет уменьшилось на 2,2 %.

Близкие значения получены при расчете со скользящим осреднением, однако корреляционная связь между рассчитываемыми по (3.1.1) и фактическими значениями n при этом усиливается. Параметры уравнения (3.1.1) определены нами по 1988 г. потому, что, начиная с этого года, намечилось довольно значительное уменьшение n . Вывод об увеличении n по времени следует из результатов не только спутниковых [8], но также и наземных наблюдений за 1967 – 1990 гг. [10, 11].

Осредненные по кругам широты (зональные) n определены (через 5° широты) для годовых и средних месячных значений, при этом осреднение выполнено не только для всего круга, но и для тех его частей, которые заняты сушей и водой. В табл. 3.4. приведены годовые зональные значения n .

Зависимость зональных n от широты хорошо известна: в каждом полушарии наблюдаются два минимума n (в высоких широтах и субтропиках) и два максимума (в умеренных широтах и вблизи экватора). На суше амплитуда колебаний n значительно больше, чем на воде.

Следует обратить внимание на то, что разности значений n между материками и океанами не только не меньше, но в ряде случаев существенно больше, чем разности зональных n между максимумом в умеренных широтах и минимумами в субтропиках и высоких широтах.

Мы привели средние значения n за десятилетия. Поскольку объемы выборок исчисляются десятками и даже сотнями тысяч (к тому же они в обоих десятилетиях практически равны между собой), то средние значения n за 20 лет совпадают со средними арифметическими из десятилетних.

3.2. Плотность и функции распределения количества облаков

Одной из наиболее информативных статистических характеристик поля облачности, так же как и полей других метеовеличин, служат функции распределения. Функции распределения широко используются при проведении теоретических исследований и при решении прикладных задач. Аппроксимация функций распределения с помощью некоторых аналитических выражений позволяет существенно сократить объем информации (уплотнить ее).

Плотность и функции распределения для количества облаков (n) обладают рядом особенностей. Так, для большинства метеовеличин (температуры, давления, влажности) распределение близко к нормальному. В то же время плотность распределения количества облаков, по данным наблюдений с поверхности земли, наиболее часто имеет вид U-образной кривой. По данным же наблюдений со спутников распределения U-образного вида практически отсутствуют [12 – 19], а преобладают распределения куполообразного типа.

В [15] впервые обращено внимание на то, что это принципиальное различие объясняется прежде всего тем, что распределение n

более, чем распределения других метеовеличин, зависит от размера площади, по которой определено количество облаков. О том, что такая зависимость существует, видно из следующих рассуждений. Если n определяется в точке (при наблюдении с земли – в зените, со спутника – в надире), то могут наблюдаться только два состояния: сплошная облачность ($n = 10$ баллов) или ясно ($n = 0$). С другой стороны, если площадь, охваченная наблюдением, достаточно велика (например, весь материк или полушарие), то количество облаков во всех случаях будет близко к его среднему значению (4–6 баллов), а вероятность малых (0–2 балла) и больших (8–10 баллов) значений n будет очень мала.

С целью реализации этой идеи и получения фактических данных о плотности и функциях распределения n привлечены высококачественные (с хорошим разрешением) изображения облачного покрова, снятые со спутников в дневное время суток. Количество облаков определялось как доля сферического квадрата, занятая облачностью. Размер квадратов с общим центром изменялся от нуля (центр квадрата) и $0,5 \times 0,5^\circ$ до $10 \times 10^\circ$.

В табл. 3.5 и на рис. 3.1 приведены сведения об эмпирической плотности распределения P (называемой ниже также повторяемостью) количества облаков во все сезоны года по наблюдениям над Европейской частью России. Количество наблюдений (объем выборки) в каждом квадрате, использованных для построения P , составило: 2105 зимой (З), 2430 весной (В), 1512 летом (Л) и 2598 осенью (О).

Отметим прежде всего общую для всех сезонов закономерность: при определении n по малым квадратам ($0, 0,5 \times 0,5, 1 \times 1$ и $2 \times 2^\circ$) распределение n носит U-образный характер – максимумы плотности распределения приходятся на n , равные 0–2 и 10 баллов, а минимум – на n , равные 4–6 баллам; в случае квадратов больших размеров ($8 \times 8^\circ, 10 \times 10^\circ$) распределение n приближается к куполообразному: максимум его смещается на 7 баллов; при n , равных 0 и 10 баллам, плотность распределения минимальна.

Таблица 3.5

Эмпирическая плотность распределения (%) количества облаков
в различные сезоны (З-зима, В-весна, Л-лето, О-осень) года

Квадрат, град.	Сезон	n, баллы										
		0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	З	33	—	—	—	—	—	—	—	—	—	67
	В	51	—	—	—	—	—	—	—	—	—	49
	Л	74	—	—	—	—	—	—	—	—	—	26
	О	51	—	—	—	—	—	—	—	—	—	49
0,5×0,5	З	17	6	5	2	3	2	4	4	4	16	38
	В	34	7	7	2	3	2	2	3	4	12	24
	Л	50	12	10	2	1	0	1	2	2	9	11
	О	35	7	7	2	2	1	3	3	2	14	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	7	4	5	6	6	0
	О	4	10	10	13	11	5	9	10	13	13	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	10	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

Как показывает анализ табл. 3.5, летом на Европейской части России велика повторяемость малооблачной погоды. При малых размерах квадратов повторяемость облачности 0–2 балла изменяется (постепенно понижаясь) от 74 % при наблюдении в точке (надире) до 60 % для квадрата 2×2°, а повторяемость облачности 8–10 баллов – соответственно от 26 до 18 %. Распределение *n* в квадрате

$0,5 \times 0,5^\circ$ носит строго U-образный характер: максимумы P приходятся на 0 (50 %) и 10 баллов (11 %), минимум — на 5 баллов (0,3 %). По мере увеличения размера квадрата максимумы повторяемости уменьшаются и постепенно смещаются — первый (главный) в сторону больших значений n , второй в сторону меньших n . В квадрате $8 \times 8^\circ$ первый максимум (20 %) приходится на 2 балла, а второй (8 %) — на 8 баллов; в квадрате $10 \times 10^\circ$ максимумы, равные 23 и 7 %, приходятся на 3 и 8 баллов.

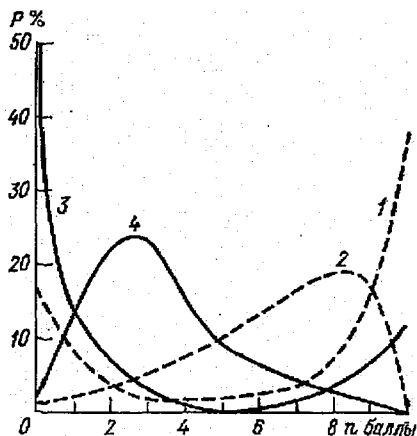


Рис 3.1. Эмпирическая плотность распределения (повторяемость) количества облаков зимой (1, 2) и летом (3, 4). 1 и 3 — квадрат $0,5 \times 0,5^\circ$, 2 и 4 — квадрат $10 \times 10^\circ$.

Поскольку второй максимум мало отличается от соседних значений, то распределение в случае больших квадратов (начиная с $6 \times 6^\circ$) можно считать практически куполообразным (хотя, вообще говоря, слияние максимумов наступает при несколько больших размерах, используемых для оценки n).

Зимой над Европейской частью России (и Европой в целом) преобладает слоистообразная облачность, что обусловлено влиянием Атлантического океана: над Атлантикой зимой чаще, чем летом, образуются циклоны, последующий выход которых на Европу и приводит к увеличению повторяемости слоистообразной облачности и, как следствие, к росту среднего значения n .

Согласно табл. 3.5, главный максимум повторяемости n приходится на большие, а вторичный — на малые значения количества обла-

ков. Так, при определении n в точке, по квадратам $0, 0,5 \times 0,5$ и $1 \times 1^\circ$ главный максимум повторяемости (равный соответственно 67, 38 и 29 %) приходится на $n = 10$ баллов, вторичный (равный соответственно 33, 17 и 11 %) – на $n = 0$ (ясно). При дальнейшем увеличении размера квадрата главный максимум P , продолжая уменьшаться, смещается сначала на 9 баллов, а затем (для квадрата $10 \times 10^\circ$) – на 7 баллов (близки к нему повторяемости 8 и 9 баллов). Вторичный максимум P , начиная с квадрата $2 \times 2^\circ$, хотя и имеет тенденцию смещения в сторону больших значений n , выражен слабо. Минимум повторяемости в случае малых квадратов (до $1 \times 1^\circ$) приходится на 5 баллов. Начиная с квадрата $2 \times 2^\circ$, наряду с сохраняющимся минимумом на 5 баллах, появляются все более углубляющиеся минимумы на 0 и 10 баллах – кривая плотности распределения приобретает двугорбый характер.

Средние значения ($\bar{n}$) количества облаков зимой примерно в 2 раза больше, чем летом (осредненные по всем квадратам они равны 6,4 и 3,1 балла). Какой-либо определенной тенденции изменения $\bar{n}$ с увеличением размера квадрата отметить нельзя: в одни сезоны (например, летом) $\bar{n}$ растет, в другие (например, зимой) $\bar{n}$ уменьшается. Физически более правдоподобно считать, что значение $\bar{n}$ от размера квадрата не зависит.

В связи с этим можно высказать следующую чисто практическую рекомендацию: при наблюдении облаков на станциях, наряду с определением их количества по всему небосводу, наблюдатель должен отмечать наличие или отсутствие облаков в зените. Оцененное по этим последним отметкам значение $\bar{n}$ будет наверняка более точным, чем значение $\bar{n}$, найденное по данным обзора всего небосвода (поскольку каждое значение $\bar{n}$ определяется в этом случае со значительной погрешностью).

В переходные сезоны (весна и осень) в рассматриваемом периоде распределения количества облаков оказались на редкость очень близкими, промежуточными между летним и зимним распределениями.

Прежде всего, в случае оценки n в надире и по квадратам малого размера ($0,5 \times 0,5^\circ$ и $1 \times 1^\circ$) максимумы повторяемости при $n = 0$ и $n = 10$ баллам, так же как и ее минимумы, весной и осенью практически одинаковые. При увеличении размера квадрата максимумы

повторяемости, из которых первый (при $n = 0$) несколько больше второго (при $n = 10$ баллов), уменьшаются и сдвигаются навстречу друг другу. В результате в случае больших квадратов (начиная с $4 \times 4^\circ$) кривая повторяемости имеет двугорбый вид.

Средние значения $\bar{n}$ весной и осенью также близки между собой. Средние квадратические отклонения σ_n количества облаков при оценке n в точке и по малым квадратам во все сезоны сравнимы со средними значениями $\bar{n}$. С увеличением размера квадрата среднее квадратическое отклонение σ_n уменьшается (примерно в 2 раза при переходе от квадрата $0,5 \times 0,5$ к $10 \times 10^\circ$). В связи с этим отметим, что точность оценки $\bar{n}$ по большим квадратам несколько выше, чем по малым квадратам ($\sigma_{\bar{n}}$ — стандарт среднего значения, оцененный по формуле $\sigma_{\bar{n}} = \sigma_n / \sqrt{N}$, составляет около 0,1 балла для малых квадратов и около 0,05 балла для больших).

Средние значения, оцененные для различных квадратов, практически совпадают, поскольку различие между ними не выходит за пределы погрешностей их оценки ($\pm \sigma_{\bar{n}}$).

3.3. Годовые колебания осредненной по широтным зонам, материкам и океанам повторяемости количества облаков

Результаты расчета осредненных по пятиградусным широтным зонам значений повторяемости различных градаций облачности приведены в табл. 3.6. Отметим, прежде всего, существенно более высокие значения повторяемости ясного неба в северном (материковом) полушарии по сравнению с южным (океаническим): в широтной зоне $15-65^\circ$ вероятность ясного неба на соответствующей широте в северном полушарии в несколько раз больше, чем в южном. Столь же существенно отличаются, особенно в умеренных широтах ($45-65^\circ$), повторяемости градаций 1-4 и 8-10 баллов: вероятность облачности 1-4 балла (как и ясного неба) в умеренных широтах северного полушария в 3-5 раз больше, чем в той же широтной зоне южного; повторяемость градации 8-10 баллов, наоборот, в северном полушарии примерно на 20 % меньше, чем в южном. Облачность 5-7 баллов практически одинаково часто (в 25-35 % случаев) наблюдается в обоих полушариях.

Таблица 3.6

Сезонные значения повторяемости (%) ясного неба и облачности
1-4, 5-7 и 8-10 баллов на различных широтах. 1971-1980 гг.

φ°	XII-II				III-V			
	Облачность, баллы							
	0	1-4	5-7	8-10	0	1-4	5-7	8-10
85 с.	55	17	11	16	56	17	11	16
80	51	17	12	20	48	19	14	19
75	45	16	14	25	43	18	16	23
70	38	20	14	24	31	23	24	22
65	31	20	21	28	22	24	26	28
60	22	20	24	31	14	22	30	34
55	16	18	27	35	10	19	30	41
50	14	17	27	42	9	19	30	41
45	12	18	28	41	9	21	30	40
40	13	20	29	39	10	24	30	36
35	14	20	30	36	12	25	30	33
30	21	21	27	31	19	25	26	30
25	23	23	31	23	20	30	28	22
20	23	29	31	17	21	35	28	16
15	21	33	33	13	19	38	28	15
10	15	31	39	15	11	33	36	20
5 с.	6	25	44	25	6	27	40	26
0	6	26	42	26	5	31	40	24
5 ю.	3	21	44	32	4	27	46	23
10	2	21	43	34	4	29	45	22
15	2	22	45	31	5	27	44	24
20	3	23	44	30	7	26	43	24
25	4	25	41	30	7	26	40	27
30	6	25	37	32	6	20	39	35
35	3	17	42	38	2	13	39	46
40	1	11	37	51	1	8	35	56
45	1	8	34	58	1	5	30	64
50	1	5	31	64	0	4	28	68
55	0	3	29	68	0	3	26	71
60	0	3	28	69	0	2	24	74
65	1	8	32	59	1	5	28	66
70	16	23	27	34	19	19	26	36
75	43	21	17	19	48	17	18	17
80	63	17	9	11	66	13	13	8
85 ю.	78	10	5	7	76	12	8	4

Продолжение табл. 3.6

φ°	VI-VIII				IX-XI			
	Облачность, баллы							
	0	1-4	5-7	8-10	0	1-4	5-7	8-10
85 с.	20	23	20	37	35	18	20	27
80	17	23	23	37	28	20	22	20
75	17	21	25	37	26	18	23	33
70	13	20	30	37	19	17	28	36
65	9	17	34	40	14	17	30	39
60	8	18	34	40	10	16	28	46
55	7	17	33	43	8	16	30	46
50	8	19	34	39	11	18	31	40
45	12	25	32	31	14	20	30	36
40	17	27	29	27	18	24	28	30
35	22	25	29	24	20	24	30	26
30	25	24	27	4	26	24	27	22
25	19	27	33	21	23	28	32	17
20	13	29	35	23	20	30	34	16
15	8	26	40	26	14	29	38	19
10	5	18	44	33	7	21	43	29
5 с.	4	18	44	34	5	20	45	30
0	6	27	42	25	7	27	41	25
5 ю.	5	30	45	20	4	24	45	27
10	7	32	41	20	4	23	46	27
15	9	25	41	25	6	22	44	28
20	9	22	41	28	7	22	40	31
25	8	19	40	33	6	20	38	36
30	7	17	37	39	6	17	35	42
35	2	11	39	48	2	12	36	50
40	1	7	37	55	1	7	32	60
45	1	5	33	61	1	4	29	66
50	1	4	31	64	0	4	26	70
55	1	4	30	65	0	3	24	73
60	1	4	29	66	0	2	23	75
65	2	7	30	61	2	6	28	64
70	19	20	25	36	21	19	22	38
75	48	18	18	16	49	16	19	16
80	69	13	11	7	71	10	12	7
85 ю.	80	10	7	3	83	7	6	4

В северном полушарии повторяемость ясного неба испытывает значительные сезонные колебания: в умеренных широтах (45– 65° с. ш.) повторяемость ясного неба летом в среднем близка к 10 % (при колебаниях от 7 до 12 %), зимой –к 20 % (при колебаниях от

12 до 31 %). Повторяемость других градаций *n* изменяется в течение года незначительно. Так, в зоне 50–65° с. ш. повторяемость градации 8–10 баллов составляет 39–43 % летом и 28–42 % зимой, а повторяемость градации 1–4 балла – 17–19 % летом и 17–20 % зимой.

Хорошо выражены сезонные колебания облачности в тропиках и субтропиках. Изменение повторяемости ясного неба здесь обусловлено двумя причинами: смещением субтропического максимума давления и колебаниями его интенсивности. Поскольку максимум давления в северном полушарии летом расположен в более высоких широтах, чем зимой, то в зоне 5–20° с. ш. повторяемость ясного неба и градации 1–4 балла на фиксированной широте зимой больше, чем летом. Вероятность градации 8–10 баллов в этой зоне, наоборот, больше летом, чем зимой. Однако существенную роль играет изменение интенсивности субтропического максимума давления. В зоне 10–15° с. ш., где располагается центр антициклона зимой, повторяемость облачности 1–4 балла на 4–9 % больше, а градации 8–10 баллов на 6–11 % меньше, чем в зоне 25–30° с. ш., где находится центр антициклона летом. Эти данные указывают на то, что субтропический антициклон более интенсивен зимой, чем летом.

В свою очередь усиление или ослабление пояса высокого давления и смещение его в меридиональном направлении объясняется термической адвекцией. В декабре-феврале наблюдается вынос теплого воздуха из южного полушария в северное, под влиянием которого субтропический пояс высокого давления в северном полушарии усиливается и смещается по направлению к экватору. В июле-августе, судя по данным о переносе водяного пара [20] и о поле ветра [21], воздушный поток в тропосфере в среднем направлен также из южного полушария в северное, однако приносит этот поток уже не тепло, а холод. Под влиянием адвекции холода субтропический пояс высокого давления, с одной стороны, ослабляется, а с другой – смещается в более высокие широты.

Представляют интерес сведения о повторяемости облачности, осредненные по материкам, океанам и полушариям (табл. 3.7 и 3.8).

Данные табл. 3.7 находятся в хорошем согласии с выводом, сформулированным на основе уравнения переноса вихря (см. п. 1.4). Поскольку летом над материками преобладает адвекция холода, способствующая циклогенезу, а зимой – адвекция тепла, сопровождаемая антициклогенезом, то, с одной стороны, летом больше, чем зимой, повторяемость облачности 8–10 и 5–7 баллов, а с другой

– на материках летом меньше, чем зимой, повторяемость безоблачной (ясной) и малооблачной (1–4 балла) погоды.

Этот вывод подтверждается данными табл. 3.7 для всех материков, кроме Европы. Если же рассматривать Европу и Азию как единый материк (что соответствует действительности), то не будет и этого исключения.

Наиболее значительно различаются в январе и июле повторяемости безоблачной погоды. Согласно табл.3.7, такая погода в январе и июле наблюдается соответственно в 32 и 17 % в Азии, в 26 и 9 % в Северной Америке, в 42 и 35 % в Северной Африке, в 28 и 16 % в Евразии. Над материками северного полушария в целом повторяемость безоблачной погоды составляет 30 % в январе и только 17 % в июле. Столь же существенно различаются повторяемости ясного неба зимой (июль) и летом (январь) над материками южного полушария (над Южной Америкой на 9 %, над Австралией на 13 % и над Южной Африкой на 15 %). Поскольку южное полушарие более облачное, чем северное, то за счет переноса облаков с океанов безоблачная погода на материках в южном полушарии наблюдается реже, чем в северном (известную роль играет также меньший размер материков). Так, в целом над материками южного полушария (без Антарктиды) повторяемость ясного неба составляет 18 % зимой и всего лишь 7 % летом, в то-время как в северном полушарии соответствующие значения равны 30 и 17 %.

Облачность 8–10 баллов, наоборот, летом наблюдается чаще, чем зимой: повторяемость ее в июле больше, чем в январе, над Азией на 5%, Северной Америкой на 5 %, Северной Африкой на 6 % и над Евразией на 3 %.

В южном полушарии вероятность облачности 8–10 баллов больше в январе (лето), чем в июле (зима): над Южной Америкой на 18 %, Австралией на 11 %, Южной Африкой на 26 %.

Над материками в целом повторяемость облачности 8–10 баллов составляет: в северном полушарии 28 % в июле и 24 % в январе, в южном полушарии – 35 % в январе и 16 % в июле.

Значительная облачность (5–7 баллов) подчиняется тем же закономерностям, что и сплошная (8–10 баллов): повторяемость ее над материками летом больше, чем зимой (над Азией – на 11 %, Северной Америкой – на 11 %, Северной Африкой – на 7 %, Южной Америкой – на 7 %, Австралией – на 7 %, Южной Африкой – на 3 %).

Таблица 3.7

Осредненная по материкам месячная повторяемость (%) ясного неба
и облачности 1–4, 5–7 и 8–10 баллов 1971–1980 гг.

Материк	φ^0	Январь				Апрель			
		Облачность, баллы							
		0	1-4	5-7	8-10	0	1-4	5-7	8-10
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Европа	—	10	19	27	44	8	21	32	39
Азия	0-85	32	25	20	23	20	26	28	26
	45-70	30	23	18	26	18	24	27	31
Евразия	—	28	24	22	26	18	26	28	28
Северная Африка	—	42	28	19	11	33	28	24	15
Южная Африка	—	5	22	35	38	6	26	44	24
Северная Америка	0-85	26	22	26	26	17	25	29	29
	45-70	32	19	22	27	19	24	26	31
Южная Америка	0-85	4	18	40	38	5	25	42	28
	45-70	1	13	42	44	1	16	40	43
Австралия	—	17	32	30	21	21	42	27	10
Антарктида	—	64	18	10	8	62	15	13	10
Северное полушарие (суша)	0-85	30	24	22	24	20	26	28	26
	45-70	27	22	22	29	17	24	28	32
Южное полушарие (суша)	0-85	7	22	36	35	9	30	39	23
	45-70	1	13	42	44	1	16	40	43

Материк	φ°	Июль				Октябрь			
		Облачность, баллы							
		0	1–4	5–7	8–10	0	1–4	5–7	8–10
Европа	–	12	23	34	31	12	17	30	40
Азия	0–85	17	24	31	28	25	23	26	26
	45–70	10	23	34	34	17	20	28	35
Евразия	–	16	23	31	29	18	23	28	31
Северная Африка	–	35	22	26	17	36	24	26	14
Южная Африка	–	20	36	32	12	7	33	39	21
Северная Америка	0–85	9	23	37	31	14	20	32	33
	45–70	8	20	35	37	11	16	32	41
Южная Америка	0–85	13	34	33	20	4	26	45	25
	45–70	2	12	39	46	1	16	41	41
Австралия	–	30	37	23	10	22	41	25	12
Антарктида	–	66	15	11	8	65	14	12	9
Северное полушарие (суша)	0–85	17	23	32	28	23	21	28	28
	45–70	10	22	34	34	14	19	29	38
Южное полушарие (суша)	0–85	18	35	31	16	9	31	39	21
	45–70	2	13	39	46	2	16	41	41

Таблица 3.8

Осредненная по океанам и полушариям месячная повторяемость (%)
ясного неба (0) и облачности 1–4, 5–7 и 8–10 баллов. 1971 – 1980 гг.

Океан, полушарие	Широт- ная зона	Январь				Апрель			
		Облачность, баллы							
		0	1-4	5-7	8-10	0	1-4	5-7	8-10
Северный Ледовитый		44	16	15	25	49	18	16	17
Атлантиче- ский	Северная	8	24	33	35	8	28	33	31
	45-70°с.ш.	30	24	20	26	9	16	30	45
	Южная	3	14	36	47	2	12	35	51
	45-70°ю.ш	2	7	33	58	1	4	28	67
Индийский	Северная	28	37	24	11	26	40	24	10
	Южная	2	13	38	47	3	14	37	46
	45-70°ю.ш	1	7	34	58	1	4	29	66
Тихий	Северная	5	20	37	38	4	23	34	39
	45-70°с.ш.	8	15	28	49	5	13	28	54
	Южная	2	14	37	47	2	13	37	48
	45-70°ю.ш	1	7	31	61	0	4	29	67
Северное (вода)	0-85°	18	21	29	32	19	24	28	29
	45-70°	14	15	26	45	12	17	28	43
Южное (вода)	0-85°	2	14	37	47	2	13	37	48
	45-70°	1	7	33	59	1	4	28	67
Полушарие в целом	Северное	23	22	26	29	19	25	28	28
	Южное	3	15	37	45	3	15	37	45

Океан	Широтная зона	Июль				Октябрь			
		Облачность, баллы							
		0	1-4	5-7	8-10	0	1-4	5-7	8-10
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Северный Ледовитый		15	22	23	40	21	17	26	36
Атлантиче-ский	Северная	11	27	36	26	8	24	38	30
	45-70 ⁰ с.ш.	7	16	31	46	6	10	33	51
	Южная	4	12	33	51	2	9	32	57
	45-70 ⁰ ю.ш	2	7	29	62	1	6	27	66
Индийский	Северная	9	23	37	31	23	26	32	19
	Южная	3	12	39	46	3	13	35	49
	45-70 ⁰ ю.ш	1	5	33	61	1	5	27	51
Тихий	Северная	5	21	36	38	5	18	40	37
	45-70 ⁰ с.ш.	6	17	29	48	7	12	29	52
	Южная	3	12	37	48	2	11	35	53
	45-70 ⁰ ю.ш	2	6	33	60	1	4	26	69

Продолжение табл. 3.8

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Северное (вода)	0–85°.	10	23	32	36	12	19	35	34
	45–70°.	8	17	30	45	8	12	31	49
Южное (вода)	0–85°.	3	12	37	48	2	10	41	47
	45–70°.	2	6	32	60	1	5	22	72
Полушарие в целом	Сев.	12	23	32	33	16	20	32	32
	Юж.	5	15	36	44	3	12	41	41

Исключительно важны (для обоснования развиваемых взглядов) закономерности сезонных колебаний незначительной (преимущественно кучевой) облачности 1–4 балла. Вопреки ожиданиям вероятность облачности 1–4 балла летом не только не больше, но и значительно (особенно в южном полушарии) меньше, чем зимой, практически над всеми материками. Повторяемость кучевых облаков (1–4 балла) в июле (зима) больше, чем в январе (лето) над Южной Америкой на 16 %, Южной Африкой – на 14 %, Австралией – на 5 %. Над материками северного полушария эта разница меньше, тем не менее и здесь над Азией и Северной Африкой вероятность облачности 1–4 балла в январе больше, чем в июле соответственно на 1 и 6 %. Только над Северной Америкой эта вероятность в январе меньше (всего лишь на 1 %), чем в июле.

Над материками в целом повторяемость облачности 1–4 балла составляет: в северном полушарии 24 % в январе и 23 % в июле, в южном полушарии 35 % в июле и 22 % в январе.

Эти данные также указывают на первостепенную роль синоптических и общециркуляционных условий в формировании поля облаков и одновременно на второстепенную роль термической конвекции (порождаемой годовыми и суточными колебаниями притока солнечной радиации к земной поверхности).

В самом деле, если бы термическая конвекция имела определяющее значение, то это сказалось бы в первую очередь на повторяемости кучевых облаков, которые в основном и составляют градацию 1–4 балла. Поскольку приток солнечной радиации к земной поверхности и термическая неустойчивость максимальны летом, то в этом же сезоне должна была бы быть наибольшей (при справедливости гипотезы об определяющей роли термической конвекции) повторяемость облачности 1–4 балла. В действительности наблюда-

ется обратное: вероятность этой облачности летом минимальна. В соответствии с этим заключением находятся данные наземных наблюдений. Так, на ст. Резольют ($74^{\circ}43'$ с.ш., $94^{\circ}59'$ з.д.) средние значения n равны 3,7 балла зимой и 7,8 балла летом (по нижней облачности – соответственно 1,8 и 6,2 балла). При очень большой разнице в повторяемости ясного неба (42 % зимой и 2 % летом), облачности 7–9 баллов (11 % зимой и 28 % летом) и облачности 10 баллов (21 % зимой и 50 % летом) повторяемость облачности 1–6 баллов (преимущественно кучевой) летом даже несколько меньше (10 %), чем зимой (13 %). В Траут-Лейк ($53^{\circ}50'$ с.ш., $89^{\circ}52'$ з.д.) при средних значениях n зимой 5,5 и летом 6,5 балла повторяемость ясного неба составляет 27 % зимой и только 8 % летом, облачности 7–9 баллов – соответственно 12 и 29 % и облачности 10 баллов – 38 и 31 %, а облачности 1–6 баллов – 11 и 16 %.

Следует отметить, что чем больше контраст температур воздуха между сушей и океаном, тем больше амплитуда годовых колебаний вероятностей безоблачного неба и облачности 8–10 баллов. Контраст этот, как правило, больше в высоких и умеренных широтах и меньше в низких. Однако в тропиках немаловажную роль играет разность температур и обмен воздушными массами между полушариями.

В табл. 3.7 выделена широтная зона от 45° до 70° , где контраст температур между материком и океаном изменяется в течение года больше, чем в целом между материком и океаном. Вследствие этого следует ожидать больших годовых колебаний облачности в зоне 45 – 70° . Анализ данных табл. 3.7 показывает, что действительно в зоне 45 – 70° разность повторяемостей ясного неба в январе и июле составляет над Азией 20 %, над Северной Америкой 24 %, в то время как для материков в целом эта разность равна 15 % над Азией и 17 % над Северной Америкой. Также изменяется разность повторяемостей облачности 8–10 баллов в июле и январе: в зоне 45 – 70° эта разность равна 8 % над Азией и 10 % над Северной Америкой, а для материков в целом она составляет 5 %.

Большая часть Южной Америки расположена севернее 45° ю.ш. В этой части большую роль играет воздухо-, тепло- и влагообмен между полушариями, который, как следует из данных табл. 3.7, перекрывает влияние обмена между материком и океаном (в пределах зоны 45 – 70°). Во всяком случае, разность повторяемостей ясного

неба и облачности 8–10 баллов в январе и июле над Южной Америкой в зоне 45–70° меньше, чем над материком в целом.

Над материками северного полушария разность повторяемости ясного неба в январе и июле составляет 17 % в зоне 45–70° и 13 % в зоне 0–85°, разность повторяемостей облачности 8–10 баллов в июле и январе равна соответственно 5 и 4 %.

В переходные сезоны года наблюдаются (табл.3.7) удивительно близкие значения повторяемости различных градаций облаков ясного неба. Так, в Азии в апреле и октября отмечается одинаковая (26 %) повторяемость облачности 8–10 баллов, а повторяемость облачности 5–7 балла отличается всего лишь на 2 и 3 %; несколько больше (5%) разность повторяемости ясного неба.

Согласно данным табл. 3.7, в апреле и октябре повторяемости всех градаций облачности и ясного неба (за редким исключением) отличаются менее чем на 5 %.

Что касается Европы, то, обсуждая в п. 3.1 средние значения количества облаков, мы уже отмечали аномальный (по сравнению со всеми другими материками) характер годовых колебаний облачности, что объясняется ее окраинным положением в западной части Евразии и влиянием Атлантического океана.

Из данных табл. 3.7 следует, что увеличение количества облаков зимой (по сравнению с летом) в Европе происходит в основном за счет существенного увеличения повторяемости облачности 8–10 баллов (она равна 44 % в январе и 31 % в июле), а также некоторого (всего на 2 %) уменьшения повторяемости ясного неба.

Если перенос (адвекция) воздушных масс с океанов на материк оказывает существенное влияние на формирование вихрей и поля облачности на материках, то на океанах это влияние не столь значительно. Объясняется это прежде всего тем, что поверхность материков как в северном (31 %), так и особенно в южном (19 %) полушарии мала по сравнению с поверхностью океанов. Вследствие этого и доля тех воздушных масс, которые поступают с материков на океан, сравнительно невелика по сравнению с общим массообменом на океанах. К тому же следует иметь в виду, что трансформация воздушной массы на океане протекает более интенсивно, чем на суше, поскольку в воде теплообмен носит турбулентный характер (в то время как на суше – молекулярный). Вследствие этого адвекция температуры с суши оказывает меньшее влияние на состояние атмосферы, а вместе с этим и на вихреобразование на океанах.

Данные табл. 3.8 согласуются с этими рассуждениями. Из таблицы следует, что повторяемости различных градаций облачности в январе и июле на океанах различаются не столь существенно, как на материках. Наиболее четко проявляется влияние адвекции на Атлантическом океане. Здесь повторяемость облачности 8–10 баллов в январе на 9 % больше, чем в июле, а повторяемость безоблачного состояния, наоборот, в январе на 3 % меньше, чем в июле.

Очень сильно отличаются в январе и июле повторяемости ясного неба и облачности всех градаций над северной частью Индийского океана. Под влиянием адвекции холода из южного полушария над северной частью Индийского океана и южной частью Азии формируются летом циклоны с их мощными облачными системами и обильными осадками (возникающую при этом систему движений называют муссонной циркуляцией). Вследствие этого повторяемость ясного неба и облачности 1–4 балла над северной частью Индийского океана в июле на 19 и 14 % меньше, а повторяемость облачности 8–10 и 5–7 баллов, наоборот, в июле на 20 и 13 % больше, чем в январе.

Проанализируем еще сведения об относительной доле площади океанов, материков и полушарий, которая в различные месяцы года покрыта облачностью 0–2, 3–7 и 8–10 баллов по данным наблюдений за 10 лет (табл. 3.9). При подсчете этой доли, естественно, учтена зависимость от широты размера сферического прямоугольника с фиксированными сторонами $\Delta\lambda$ и $\Delta\varphi$. Наиболее значительны сезонные колебания относительной доли на материках. Здесь малооблачная погода (0–2 балла) наблюдается летом на площади, которая на 12–15 % меньше, чем зимой. С другой стороны, облачность 3–7 и 8–10 баллов покрывает летом большую площадь материков, чем зимой. При этом в северном полушарии наибольшие сезонные колебания испытывает доля площади с облачностью 3–7 баллов: эта доля летом на 10–12 % больше, чем зимой, в то время как площадь с облачностью 8–10 баллов летом лишь на 3–5 % больше, чем зимой. В южном полушарии наиболее значительны сезонные колебания относительной площади материков, покрытой облачностью 8–10 баллов: она летом на 9–11 % больше, чем зимой, в то время как площадь, покрытая облачностью 3–7 баллов, летом только на 1–4 % больше, чем зимой.

Таблица 3.9

Относительная доля (%) площади океанов, материков и полушарий, покрытой облачностью 0–2, 3–7 и 8–10 баллов. 1971–1980 гг.

Облачность, баллы	Полушарие	I	II	III	IV	V	VI
Океаны							
0–2	С	17	18	22	18	16	12
	Ю	7	7	7	7	7	7
3–7	С	50	53	51	51	51	52
	Ю	49	51	49	49	48	49
8–10	С	33	30	28	32	34	36
	Ю	44	42	44	44	45	44
Материки							
0–2	С	42	42	38	32	29	28
	Ю	32	27	32	33	37	43
3–7	С	36	38	42	44	47	48
	Ю	41	48	46	47	46	42
8–10	С	22	20	20	24	24	24
	Ю	27	25	20	20	17	15
Полушария							
0–2	С	27	27	28	23	21	18
	Ю	12	11	12	12	13	14
3–7	С	45	47	47	48	49	51
	Ю	48	50	48	49	48	49
8–10	С	28	26	25	29	30	31
	Ю	40	39	40	39	39	37

Облачность, баллы	Полушарие	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Океаны								
0–2	С	14	13	13	13	14	15	15
	Ю	7	6	6	6	7	5	7
3–7	С	53	54	54	54	52	51	52
	Ю	48	46	44	45	44	48	47
8–10	С	34	33	32	33	34	34	33
	Ю	45	48	50	49	49	47	46
Материки								
0–2	С	28	28	30	35	39	41	35
	Ю	46	42	38	35	35	31	36
3–7	С	48	47	45	41	39	38	43
	Ю	40	44	45	47	45	46	44
8–10	С	25	25	25	24	22	21	23
	Ю	14	14	17	18	20	23	20

Продолжение табл. 3.9

Полушария								
0-2	С	19	18	20	22	25	25	23
	Ю	15	13	12	12	13	11	13
3-7	С	51	52	50	49	47	46	48
	Ю	46	46	44	45	44	47	47
8-10	С	30	30	30	29	28	29	29
	Ю	39	41	44	43	43	42	40

Все эти данные находятся в хорошем согласии с развиваемой точкой зрения, согласно которой определяющую роль в формировании всех видов облачности играют синоптические условия, влияние же годовых и суточных колебаний метеовеличин (прежде всего, результирующего потока радиации) не столь существенно, как принято считать и как это подчеркивается в монографической и учебной литературе. В самом деле, если бы роль годовых колебаний радиации была определяющей, то уже площадь, покрытая облачностью до 2 баллов, летом должна быть больше, чем зимой (в действительности эта площадь на 12–15 % меньше). Не согласуются с этой гипотезой и годовые колебания площади, покрытой облачностью 8–10 баллов. Поскольку размеры конвективных облаков, формирующихся вследствие конвекции термического происхождения, значительно меньше размера прямоугольника 5×10^9 , то площадь, покрытая облачностью 8–10 баллов (практически сплошная облачность), при определяющей роли термической (внутримассовой) конвекции была бы летом существенно меньше, чем зимой (в действительности, как указано выше, соотношение обратное).

В то же время предположение об определяющей роли синоптических условий в формировании как слоистообразной, так и конвективной облачности согласуется с данными табл. 3.9. Поскольку летом материка теплее океанов, то на них преобладает адвекция холода, под влиянием которой зарождаются новые или усиливаются существующие циклонические вихри. С этими вихрями и связано формирование практически всех основных видов облаков. Зимой на материках преобладает адвекция тепла, способствующая образованию новых или усилению существующих антициклонических вихрей и ослаблению циклонических вихрей. То и другое способствует размыванию облаков и усиливает вероятность безоблачной погоды.

3.4. Статистические связи поля облаков с полями других метеовеличин по спутниковым данным

Установление таких связей представляет значительный интерес, поскольку другие метеовеличины (прежде всего давление воздуха) определяются и прогнозируются со значительно более высокой точностью, чем количество облаков.

Таблица 3.10

Повторяемость (%) положительных ($r > 0$) и отрицательных ($r < 0$) значений коэффициента корреляции

Уровень, гПа	r_{nT}		r_{nH}		r_{nf}	
	$r > 0$	$r < 0$	$r > 0$	$r < 0$	$r > 0$	$r < 0$
1000	43	57	28	72	43	57
850	43	57	37	63	56	44
700	41	59	39	61	49	51
600	41	59	41	59	49	51

В табл. 3.10 представлены данные о повторяемости знака коэффициентов корреляции между n и температурой (r_{nT}), n и высотой изобарической поверхности (r_{nH}), n и относительной влажностью воздуха (r_{nf}) на уровнях 1000, 850, 700 и 600 гПа (объем выборки на каждом уровне – 4096). В основе расчета лежат ежедневные наблюдения в период проведения Первого глобального эксперимента (1.XII.1978 г. – 30.XI. 1979 г.). Нетрудно видеть, что связь между n и f очень слабая: практически равновероятны как положительные ($r_{nf} > 0$), так и отрицательные ($r_{nf} < 0$) значения коэффициента корреляции. В связи с этим отметим, что часто используемое при построении моделей соотношение Смагоринского ($n = a + bf$) не подтверждается фактическими данными.

Связь между n и T и особенно между n и давлением вблизи уровня моря – более тесная: примерно в 60 % случаев понижение T , равно как и H (т.е. давления), сопровождается увеличением n (при этом $r_{nT} < 0$ и $r_{nH} < 0$). Полного совпадения знаков изменения n и T , равно как n и H , не может наблюдаться по той причине, что в значительном числе случаев облака (прежде всего волнистообразные) имеют переносную природу: образовавшиеся в области пониженного давления слоистообразные и конвективные облака воздушными потоками переносятся в области повышенного давления, где под влиянием нисходящих вертикальных движений трансформируются

в другие формы облаков (St-Sc, Ac). Согласно [23], доля таких облаков, образование которых не связано с изменением T и H , достигает 30–40 %.

Еще более тесной оказалась связь осредненных за различные интервалы времени значений n и других метеовеличин. Приводим значения коэффициентов взаимной корреляции (r_{nT_0}) между n и приземной температурой T_0 , определенных по 5-суточным скользящим средним в узлах географической сетки на всех широтах СП (объем выборки на каждой широте – 1044):

Широта, град.	85	75	65	55	45	35	25	15	5
Январь	0,21	0,67	0,54	0,43	0,42	0,26	0,49	0,52	0,11
Июль	0,35	0,09	-0,11	-0,25	-0,29	-0,03	-0,18	-0,09	-0,02

Полученные r_{nT_0} согласуются с существующими представлениями о влиянии облачности на термический режим атмосферы. В январе, когда радиационный баланс земной поверхности (R) отрицателен (во всяком случае в умеренных и высоких широтах), увеличение n сопровождается уменьшением радиационных потерь тепла и, как следствие, повышением температуры воздуха T_0 ; поэтому значения r_{nT_0} в январе на всех широтах больше нуля и статистически значимы (среднее квадратическое отклонение σ_r при указанном объеме выборок не превышает 0,03). В июле, когда $R > 0$, увеличение n сопровождается уменьшением R и понижением T_0 ; вследствие этого на всех широтах $r_{nT_0} < 0$ (исключение составляют широты 85 и 75°, где R , возможно, меньше нуля и в июле). Однако значения r_{nT_0} по модулю в июле значительно меньше, чем в январе (в [9] также отмечена эта закономерность).

По среднемесячным n и T_0 за 1971 – 1988 гг. получены следующие значения r_{nT_0} для материков СП:

	Европа	Азия	Африка	Америка
Хол. пол. года (XI–IV)	0,18	0,49	0,40	0,34
Теп. пол. года (V–X)	-0,44	0,19	0,32	0,19

Согласно этим данным, как в холодную, так и в теплую часть года на всех материках $r_{nT_0} > 0$, исключение составляет Европа, где

$r_{nT_0} < 0$. Определяющую роль в связях среднемесячных n и T_0 играет уже не изменение R под влиянием n , а годовые колебания метеовеличин. В холодную половину года понижение T_0 (при переходе от одного месяца к другому) сопровождается, как показано выше, уменьшением n ; в летнюю – повышение T_0 сопровождается увеличением n . Естественно, что такие изменения n и T_0 в течение года приводят к положительным r_{nT_0} . В Европе годовые колебания n и T_0 противоположны по фазе, и потому $r_{nT_0} < 0$.

Приведем еще корреляционные связи между среднемесячными значениями приземной температуры T_0 и давления $p_0(r_{T_0p_0})$, p_0 и $n(r_{p_0n})$ и T_0 и $n(r_{T_0n})$ для области (47,5 – 57,7° с.ш., 85 – 105° в.д.) за 1971 – 1990 гг.:

	$r_{T_0p_0}$	r_{p_0n}	r_{T_0n}
Зима	-0,62	-0,49	0,23
Лето	-0,48	-0,29	0,13
Год	-0,54	-0,47	0,37

Эти данные также подкрепляют отмеченную выше определяющую роль изменения метеовеличин в течение года.

Поскольку при более высокой температуре на материках вероятность образования циклонов больше, чем антициклонов, то давление воздуха при этом понижается (вследствие этого $r_{T_0p_0} < 0$), а количество облаков увеличивается $r_{T_0n} > 0$ и $r_{p_0n} < 0$.

3.5. Динамические факторы образования и развития облаков

Из выражения для относительной влажности воздуха $f = q/q_m$ следует, что ее изменение во времени определяется двумя факторами: изменением массовой доли водяного пара q (притоком водяного пара к единичной массе воздуха) и изменением при фиксированном давлении температуры воздуха, от которой зависит массовая доля $q_m(T, p)$ насыщенного водяного пара.

3.5.1. Качественно-физический анализ уравнений

Выпишем, следуя [22], уравнения притока тепла, водяного пара и содержания жидкой (твердой) воды в облаке:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) - w \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{Lr}{c_p} + \frac{\varepsilon_\theta}{c_p \rho}, \quad (3.5.1)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} \right) - w \frac{\partial q}{\partial z} - r + \frac{\varepsilon_q}{\rho}, \quad (3.5.2)$$

$$\frac{\partial \delta}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial \delta}{\partial x} + v \frac{\partial \delta}{\partial y} \right) - w \frac{\partial \delta}{\partial z} + r + \frac{\varepsilon_\delta}{\rho}. \quad (3.5.3)$$

Здесь θ – потенциальная температура ($\theta = T(1000/p)^{0,286}$); δ – массовая (удельная) водность (ледность) облака; u, v, w – составляющие скорости движения воздуха (ветра); r – масса водяного пара, сконденсировавшегося за 1 с в 1 кг облачного воздуха (удельная скорость конденсации); $\varepsilon_\theta, \varepsilon_q$ и ε_δ – турбулентные притоки соответственно тепла, водяного пара и жидкой фазы (водности) за 1 с к единичному объему (1 м^3) воздуха; ρ – плотность воздуха; c_p – удельная теплоемкость.

Согласно этим уравнениям, температура воздуха и массовая доля водяного пара в фиксированной точке пространства изменяются во времени под влиянием четырех динамических факторов: а) адвективных притоков (коротко называемых адвекцией); б) конвективных притоков; в) конденсации водяного пара и г) турбулентных притоков соответственно тепла и водяного пара. Эти же факторы определяют изменение относительной влажности воздуха и достижение состояния насыщения ($f = 1$). Остановимся на оценке роли вертикальной скорости w в изменении f во времени. Если воспользоваться формулой для производной от θ по z :

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a, \quad (3.5.4)$$

то уравнения для изменения T и q по времени под влиянием w (конвективных притоков) приобретут вид:

$$\partial T / \partial t = -w(\gamma_a - \gamma), \quad (3.5.5)$$

$$\partial q / \partial t = -w \partial q / \partial z, \quad (3.5.6),$$

где $\gamma = -\partial T / \partial z$ – вертикальный градиент температуры; γ_a – сухоадиабатический градиент.

Поскольку выше приземного слоя (а при облачной погоде и в этом слое) термическая стратификация – сухоустойчивая ($\gamma < \gamma_a$), а содержание водяного пара убывает с высотой (главная причина – источником водяного пара для атмосферы служит земная поверхность): $\partial q / \partial z < 0$, то из последних уравнений следует: при восходящем движении воздуха ($w > 0$), наблюдаемой в областях пониженного давления (циклонах и ложбинах), температура воздуха на всех уровнях уменьшается [$\partial T / \partial t < 0$, поскольку в (3.5.5) $w > 0$, $\gamma_a - \gamma > 0$], а массовая доля – увеличивается [$\partial q / \partial t > 0$, поскольку в (3.5.6) $w > 0$, $\partial q / \partial z < 0$] во времени.

Относительная влажность в циклонах и ложбинах увеличивается во времени ($\partial f / \partial t > 0$) под влиянием как увеличения q , так и уменьшения T (известно, что q_m при понижении T уменьшается). Таким образом, воздух постепенно достигает состояния насыщения ($f = 1$).

Конечно, время достижения состояния насыщения, уровень, на котором будет достигнуто такое состояние, зависят от многих факторов: значений f в исходном состоянии и вертикальной скорости, распределения T и q по высоте в начальный момент и др.

Однако, рано или поздно, высоко или низко состояние насыщения ($f = 1$) при восходящем движении воздуха обязательно будет достигнуто. Так как в атмосфере всегда и всюду есть ядра конденсации, то после достижения состояния насыщения на некотором уровне z_k , называемом уровнем конденсации, последующее понижение температуры будет сопровождаться конденсацией водяного пара на ядрах – образованием облака. Этот динамический фактор (восходящее движение) – главная причина образования слоистообразных облаков и облачной (пасмурной) погоды в циклонах.

В областях повышенного давления (антициклонах и гребнях) движение воздуха – нисходящее ($w < 0$). Вследствие этого, согласно

(3.5.5) и (3.5.6), температура воздуха увеличивается ($\partial T/\partial t > 0$), а массовая доля и, тем более, относительная влажность уменьшаются ($\partial q/\partial t < 0$, $\partial f/\partial t < 0$) во времени. По этой причине под влиянием вертикальных движений в антициклонах облака не образуются – в них наблюдается преимущественно безоблачная погода.

Тем не менее в антициклонах, особенно в холодную часть года (осень, зима), нередко наблюдаются волнистообразные облака: слоисто-кучевые (Sc), слоистые (St), высоко-кучевые (Ac), облака верхнего яруса. Большая часть этих облаков (свыше 75 – 90 %) имеет переносно-трансформационную природу. Поскольку циклоны и ложбины (фронты) движутся медленнее по сравнению с воздушной массой, то сформировавшиеся в циклоне облака оказываются через некоторое время в области соседнего антициклона или гребня. Под влиянием нисходящих движений облако здесь начинает рассеиваться, ибо, согласно (3.5.5) и (3.5.6), $\partial T/\partial t > 0$ и $\partial q/\partial t < 0$.

Однако над таким облаком под влиянием нисходящего движения образуется слой, задерживающий по вертикали обмен – инверсия ($\gamma < 0$) или замедленное падение температуры. Это следует из уравнения (3.5.5), в котором для насыщенного воздуха (облака) γ_a должно быть заменено на влажноадиабатический градиент γ'_a . Известно, что $(\gamma'_a - \gamma) < (\gamma_a - \gamma)$, поэтому температура воздуха в облаке повышается во времени более медленно, чем над облаком – вертикальный градиент температуры уменьшается. Задерживающий обмен слой способствует накоплению пара и капель воды под ним и, как следствие, сохранению облака, несмотря на разрушающее влияние w , иногда в течение длительного времени (так называемые «гнилые» антициклоны с низкими слоистыми облаками в них, существующие зимой по несколько суток).

Процесс трансформации облака наблюдается также в заполняющихся циклонах: в них происходит смена восходящего движения на нисходящее.

Некоторая часть облаков St – Sc образуется в антициклонах в результате рассеяния (под влиянием притока солнечной радиации) и подъема туманов адвективно-радиационной природы.

Только кучевые облака слабого развития – кучевые плоские (Cu hum) и средние (Cu med) – могут образоваться и в антициклоне. И это единственный случай, когда в образовании облака известную

роль играет чисто термодинамический фактор – сухонеустойчивая стратификация в приземном слое ($\gamma > \gamma_a$). Однако и здесь существенна роль вертикальных движений синоптического масштаба. Под влиянием $w < 0$ в нижней тропосфере формируется устойчивая стратификация (вплоть до инверсионной). Под влиянием же притока солнечной радиации к земной поверхности и турбулентного перемешивания в приземном слое формируется сухонеустойчивая стратификация ($\gamma > \gamma_a$) при сохранении устойчивого, часто инверсионного, распределения T по высоте вблизи верхней границы этого слоя. Подъем частиц воздуха в слое с $\gamma > \gamma_a$ при условии, что уровень конденсации расположен ниже задерживающего слоя, и приводит к образованию слабо развитых по вертикали кучевых облаков. Такие облака могут нередко распространяться на большие площади (как, например, в субтропических антициклонах). Стоит, однако, нисходящим движениям ослабнуть, или, тем более, сменить знак, как кучевые облака начнут развиваться, достигая стадии мощных кучевых ($Cu\ conq$) и кучево-дождевых (Cb). Такие условия наблюдаются на периферии антициклонов: по мере перехода от антициклона в область пониженного давления (в частности, во внутритропическую зону конвергенции -ВЗК) происходит смена вертикального движения с нисходящего на восходящее, как следствие, облака $Cu\ hum$, наблюдаемые в антициклоне, уступают место облакам $Cu\ cong$ и Cb в ВЗК. По нашему мнению, так называемая проникающая конвекция (проникновение облаков через инверсионный слой) в действительности является следствием прекращения нисходящего движения или смены его на восходящее, когда задерживающий слой разрушается: известны многочисленные случаи, когда, несмотря на большую энергию неустойчивости, кучевые облака не развиваются, если сохраняется $w < 0$.

Вернувшись к областям пониженного давления (циклонам и ложбинам), укажем, что в них под влиянием восходящих движений синоптического масштаба (их скорость w порядка $10^{-1} - 10^0$ см/с, в очень глубоких циклонах и ложбинах – до 10^1 см/с) формируется, прежде всего, система слоистообразных облаков: слоисто-дождевых (Ns), высоко-слоистых (As) и перисто-слоистых (Cs). Вблизи нижней границы этих облаков образуется слой с инверсионным ($\gamma < 0$) или, наиболее часто, с уменьшенным γ : согласно (3.5.5) температу-

ра при $w > 0$ во времени понижается на фиксированном уровне под облаком более быстро, чем в облаке, поскольку $(\gamma_a - \gamma) > (\gamma'_a - \gamma)$. Здесь, как и выше, в облаке γ_a должно быть заменено на γ'_a .

Под влиянием горизонтальной разности температур на холодном и теплом фронтах возникает вихревое движение (циркуляция) в вертикальной плоскости с дополнительным (к порожденному сходимостью потоков) восходящим движением в теплом секторе и нисходящим в холодном воздухе. Эта циркуляция способствует более быстрому (по сравнению с циклоном в целом) движению холодного и более медленному теплого фронтов. Вследствие этого облачная система Ns-As-Cs приобретает форму клина, вытянутого вперед на теплом и назад на холодном фронтах.

Образовавшаяся под влиянием w и тепла конденсации подоблачная инверсия, приобретающая вид слоя, наклоненного в сторону холодной воздушной массы, представляет собой фронтальную зону. Нам представляется, что именно эти динамические эффекты (вертикальные движения, тепло конденсации, вихревые движения в вертикальной плоскости) играют определяющую роль в формировании фронтальных зон (поверхностей).

Однако роль вертикальных движений синоптического масштаба не ограничивается влиянием их на образование систем облаков Ns-As-Cs. Все дело в том, что эти движения обуславливают изменение во времени не только самой температуры, но и ее вертикального градиента γ .

Чтобы установить зависимость изменения γ от w , следует учесть не только знак w , но и распределение w по высоте. На ровной (не горной) земной поверхности вертикальная скорость обращается в нуль ($w = 0$) при $z = 0$, с высотой же она по модулю увеличивается. Поэтому в нижней тропосфере (до 3 – 5 км) в циклоне $\partial w / \partial z > 0$, в антициклоне $\partial w / \partial z < 0$.

Согласно уравнению (3.5.5) это означает, что температура воздуха на более высоком уровне z_2 понижается во времени быстрее, чем на более низком уровне z_1 , поскольку $w_2 > w_1$. Это, в свою очередь, означает, что при $w > 0$ градиент температуры в слое от z_1 до z_2 увеличивается во времени: $\partial \gamma / \partial t > 0$.

Это заключение легко устанавливается, если уравнение (3.5.5) продифференцировать по высоте:

$$\frac{\partial \gamma}{\partial t} = (\gamma_a - \gamma) \frac{\partial w}{\partial z} + w \frac{\partial}{\partial z} (\gamma_a - \gamma). \quad (3.5.7)$$

За счет первого слагаемого (второе существенно меньше него) в нижней тропосфере градиент температуры увеличивается во времени ($\partial \gamma / \partial t > 0$) в циклонах и уменьшается ($\partial \gamma / \partial t < 0$) в антициклонах.

В циклонах, где стратификация со временем становится менее устойчивой, возможны два принципиально разных случая в зависимости от того, каким будет γ в момент достижения состояния насыщения и начала образования облака.

1. Если к этому моменту градиент γ меньше влажноадиабатического градиента γ'_a , то состояние атмосферы останется устойчивым ($\gamma < \gamma'_a$) и в насыщенном воздухе (внутри облака). В этом случае формируется система слоистообразных облаков Ns-As-Cs, обсужденная выше. Из слоисто-дождевых облаков выпадают обложные осадки (дождь, снег) умеренной интенсивности (0,01–0,05 мм/мин). Протяженность (размер) системы Ns-As-Cs и зоны осадков того же порядка, что и размер циклонов: 10^2 – 10^3 км по горизонтали и 10^0 км по вертикали.

2. Если же к моменту начала образования облака градиент γ превышает γ'_a , то состояние атмосферы выше уровня конденсации будет уже неустойчивым ($\gamma > \gamma'_a$). Это означает, что, наряду с упорядоченной вертикальной скоростью w синоптического масштаба, возникает мезомасштабная вертикальная скорость w_M , порождаемая разностью плотностей (температур) внутри некоторого объема воздуха (T_i) и вне его (T_e):

$$\frac{dw_M}{dt} = g \frac{T_i - T_e}{T_e}, \quad (3.5.8)$$

где g – ускорение свободного падения.

Оценки показывают, что мезомасштабная скорость на один – два порядка величины больше w : $w_M \approx 10^{-1} - 10^1$ м/с. Мезомасштабные движения в облаке имеют характер струй с чередующимися восходящими и нисходящими потоками. Велика роль турбулентного перемешивания по горизонтали между соседними струями и ме-

жду облаком в целом и окружающей его средой, которое называют вовлечением.

Под влиянием мезомасштабных движений образуются кучево-образные облака, называемые конвективными: кучевые (прежде всего, мощные — *Cu cong* и кучево-дождевые — *Cb*). Из последних выпадают ливневые осадки (дождь, снег, крупа, град), интенсивность которых, как правило, превышает 0,05 мм/мин. Горизонтальный размер конвективных облаков заключен между 10^2 м и 100 – 200 км, вертикальный между 10^1 м и 10^0 км.

Наряду с вертикальной скоростью (конвективными притоками тепла и водяного пара) на образование и развитие облака существенное влияние оказывают конденсационные, адвективные и турбулентные притоки тепла и водяного пара. В частности, в первой главе показано, что циклон развивается (углубляется) до тех пор, пока в нем наблюдается приток более холодного и сухого воздуха. Смещение этого воздуха с теплым воздухом циклона сопровождается конденсацией водяного пара и образованием облака значительной водности.

3.5.2. Численная модель образования облака

Вслед за качественно-физическим анализом системы уравнений, описывающих процесс образования и развития облака, построим численную модель этого процесса.

Как уже неоднократно отмечалось [23], основная трудность построения решения системы (3.5.1) – (3.5.3) заключена в членах, учитывающих фазовые переходы воды — конденсацию и сублимацию водяного пара, испарение капель воды и кристаллов льда. Попытки исключить эти члены и построить уравнения для T и q приводят к столь сложному (нелинейному) виду этих уравнений, что встречаются большие трудности при построении решений их даже численными методами.

Эта трудность впервые преодолена в работе [23] на основе метода инвариантов.

Система (3.5.1) – (3.5.3) приводится к инвариантной форме путем сложения первого из этих уравнений с домноженными на L/c_p вторым и вычитания домноженного на L/c_p третьего уравнения из первого:

$$\frac{\partial \Pi}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial \Pi}{\partial x} + v \frac{\partial \Pi}{\partial y} \right) - w \frac{\partial \Pi}{\partial z} + \frac{\varepsilon_{\theta} + L \varepsilon_q}{c_p \rho}, \quad (3.5.9)$$

$$\frac{\partial \Pi_{\delta}}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial \Pi_{\delta}}{\partial x} + v \frac{\partial \Pi_{\delta}}{\partial y} \right) - w \frac{\partial \Pi_{\delta}}{\partial z} + \frac{\varepsilon_{\theta} - L \varepsilon_{\delta}}{c_p \rho}, \quad (3.5.10)$$

а также путем сложения второго и третьего уравнений:

$$\frac{\partial s}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} \right) - w \frac{\partial s}{\partial z} + \left(\frac{\varepsilon_q + \varepsilon_{\delta}}{\rho} \right). \quad (3.5.11)$$

Здесь введены инвариантные величины

$$\Pi = \theta + Lq / c_p, \quad (3.5.12)$$

$$\Pi_{\delta} = \theta - L\delta / c_p, \quad (3.5.13)$$

$$s = q + \delta. \quad (3.5.14)$$

Величина s носит название удельного (массового) влагосодержания – масса воды во всех трех фазовых состояниях в единичной массе (1 кг) облачного воздуха. Инвариант Π – эквивалентно-потенциальная температура.

Величины Π , Π_{δ} и s сохраняют постоянные во времени значения (инвариантны) в движущейся воздушной массе:

$$d\Pi/dt = d\Pi_{\delta}/dt = ds/dt = 0, \quad (3.5.15)$$

если слабо выражен или просто не учитывается турбулентный обмен.

Наибольшее количество результатов получено для тех случаев, когда в системе (3.5.9) – (3.5.11) сохранены члены, учитывающие конвективный и турбулентный притоки тепла и влаги:

$$\frac{\partial \Pi}{\partial t} = -w \frac{\partial \Pi}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \Pi}{\partial z}, \quad (3.5.16)$$

$$\frac{\partial s}{\partial t} = -w \frac{\partial s}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial s}{\partial z}, \quad (3.5.17)$$

Граничные условия задаются в виде:

$$T(0,t) = T_0(t), q(0,t) = f_0 q_m(T_0, p_0), \delta(0,t) = 0 \text{ при } z = 0,$$

$$q(H,t) = T_H(t), q(H,t) = q_H(t), \delta(H,t) = 0 \text{ при } z = H.$$

Начальное распределение метеовеличин по высоте:

$$T(z,0) = T_0 - \gamma_0 \cdot z; q(z,0) = f_0 q_m(T(z,0), p(z)); \delta(z,0) = 0 \text{ при } t = 0.$$

Здесь f_0 – относительная влажность воздуха при $t = 0$, постоянная в пределах всей тропосферы, γ_0 – вертикальный градиент температуры при $t = 0$.

Влияние адвекции тепла и влаги и турбулентного обмена по горизонтали оценивалось на основе дополнительных соотношений с привлечением данных наблюдений.

Вертикальная скорость w и коэффициент k определялись по модели, изложенной во второй главе: привлекались уравнения движения, неразрывности и результаты теории подобия.

Поскольку облака образуются в пределах всей тропосферы, а существующие методики выше пограничного слоя не обеспечивают удовлетворительной точности расчета w (согласно [24], рассчитанные по разным методикам значения w могут различаться даже по знаку), то нами широко использована формула

$$w(z) = 4w_m \frac{z}{H} \left(1 - \frac{z}{H} \right), \quad (3.5.18)$$

где w_m – максимальное (по высоте) значение вертикальной скорости; H – высота тропопаузы (в случае глубоких циклонов) или верхняя граница циклонов средней глубины. Формула (3.5.18) следует из уравнения неразрывности

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \quad (3.5.19)$$

Поскольку наибольших значений отклонения скорости ветра от геострофического достигают вблизи земной поверхности, то вполне обосновано предположить, что горизонтальная дивергенция скорости ветра (в циклоне – по модулю) убывает с высотой:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -(a - bz), \quad (3.5.20)$$

где a и b – постоянные. Интегрируя (3.5.19) для ровной (не горной) поверхности, где $w = 0$ при $z = 0$, найдем.

$$w(z) = (a - b z/2) z. \quad (3.5.21)$$

Постоянные a и b определим из двух условий: $w = 0$ при $z = H$ и w достигает максимума (равного w_m) при $z = z_m$: $a - bH/2 = 0$ и $a - bz_m = 0$. Отсюда: $z_m = H/2$ и $a/b = H/2$. Вставляя эти z_m и a/b в (3.5.21) и полагая $w = w_m$, найдем $b = 2w_m/z_m^2$. После этого (3.5.21) примет вид (3.5.18). Эта формула согласуется с основными закономерностями изменения w с высотой, установленными на основе более общего анализа системы уравнений динамики атмосферы [25].

В пределах нижней половины тропосферы результаты расчета w по (3.5.18) находятся в хорошем согласии с расчетами по модели пограничного слоя [26, 27].

Приведем некоторые результаты моделирования. Прежде всего, оценим время, в течение которого формируется облако. Это время, как и начало образования облака, зависит от температуры T_0 и относительной влажности f_0 у земной поверхности в начальный момент, а также от вертикальной скорости, коэффициента турбулентности и др.

Водность любого облака изменяется от нулевого значения на нижней границе z_k , увеличивается с высотой в нижней части, достигает максимального значения δ_m на высоте z_m , убывает с высотой выше z_m и обращается в нуль на верхней границе z_b . Толщина нижней части $z_m - z_k$ близка к одной трети от толщины ($z_m - z_k = (z_b - z_k) / 3$) в Ns и Cb, и около двух третей ($z_m - z_k = 2(z_b - z_k) / 3$) – в облаках Sc – St и Cu.

Время формирования облака t^x с водностью $\delta_m = 0,2$ г/кг составляет:

при $T_0 = 10^\circ\text{C}$, $f_0 = 0,7$, $k = 5 \text{ м}^2/\text{с}$ и различных w_m

$w_m \text{ см/с}$	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	4,0	5,0
$t^x \text{ ч}$	34	18	12	9,6	7,6	6,0	4,2	3,2

при $T_0 = 10^\circ\text{C}$, $w_m = 0,5 \text{ см/с}$ и различных f_0

f_0	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
$t^x \text{ ч}$	57	44	34	26	18	9,6

при $f_0 = 0,7$, $w_m = 2,5$ см/с и различных T_0

T_0 °C	-15	-10	-5	0	5	10	15	20
t^* ч	24	14	11	9,6	8,4	7,6	7,0	6,6

Согласно этим данным, время формирования облака тем меньше, чем больше вертикальная скорость, относительная влажность и температура воздуха в исходном состоянии: при увеличении w возрастает понижение температуры на всех уровнях, способствующее более быстрому достижению состояния насыщения; чем выше температура, тем при понижении ее на одно и то же значение больше конденсируется водяного пара и быстрее образуется облако с фиксированной водностью.

Результаты моделирования позволяют заключить: для образования циклона и облачной системы в том виде, в каком они обнаруживаются на синоптической карте, требуется время от нескольких часов до 1 – 2 сут.; каждый циклон проходит стадию возмущения (депрессии), не отражаемую на карте. Вследствие этого нередко случаи «внезапного» (непредсказуемого численным моделированием) изменения синоптической обстановки и погоды в целом.

Приведем еще сведения о зависимости водности облака от вошедших в уравнения, граничные и начальные условия параметров. Через 24 ч формируется облако с водностью:

а) в зависимости от T_0

T_0 °C	-10	0	10	15	20
δ_m г/кг	0,38	0,74	1,28	1,60	1,96

б) в зависимости от f_0

f_0	0,5	0,6	0,7	0,9	1,0
δ_m г/кг	0,02	0,11	0,22	0,53	0,73

3.5.3. Модель изменения термической устойчивости атмосферы

Под влиянием вертикальной скорости синоптического масштаба изменяется во времени не только температура воздуха, но и ее распределение по высоте. Определяющую роль в изменении во времени вертикального градиента температуры играет зависимость вертикальной скорости от высоты.

Анализ расчетов, выполненных для различных значений параметров, привел к заключению: безразмерное отношение

$$B = \frac{\gamma(t) - \gamma_0}{\gamma_a - \gamma_0} \quad (3.5.22)$$

практически однозначно связано с безразмерным параметром

$$\beta = \frac{w_m t}{z_m}. \quad (3.5.23)$$

До значений β , равных 0,3 – 0,4, параметр B практически линейно связан с β : $B = a\beta$. В слое 0 – 1 км при $\beta = 0,2$ параметр $B = 0,29$, отсюда $a = 1,45$ и, таким образом,

$$\frac{\gamma(t) - \gamma_0}{\gamma_a - \gamma_0} = 1,45 \frac{w_m t}{z_m}$$

или

$$\gamma_t = \gamma_0 + 1,45(\gamma_a - \gamma_0) \frac{w_m t}{z_m}. \quad (3.5.24)$$

Согласно этому соотношению, вертикальный градиент температуры зависит от начального его значения (γ_0), вертикальной скорости (w_m), высоты z_m и, конечно, времени t . Оценим, например, $\gamma(t)$ для $\gamma_0 = 5^\circ\text{C}/\text{км}$, $w_m = 0,01\text{м}/\text{с}$ и $z_m = 3000\text{ м}$. К моменту $t = 6\text{ ч}$ градиент γ достигнет значения $\gamma(t) = 5,5^\circ\text{C}/\text{км}$. Пусть этот $\gamma(t)$ наблюдается на высоте около 0,5 км, где давление близко к 950 гПа, а температура воздуха на этом уровне составляет $T_1 = 10^\circ\text{C}$ в первом случае (лето) и $T_2 = -10^\circ\text{C}$ – во втором (зима). Влажно-адиабатический градиент, соответствующий этим температурам при 950 гПа, равен $\gamma'_{a1} = 5,13^\circ\text{C}/\text{км}$ и $\gamma'_{a2} = 7,48^\circ\text{C}/\text{км}$.

Если, далее, предположить, что влажность в начальный момент такова, что к $t = 6\text{ ч}$ воздух в обоих случаях достиг состояния насыщения, то придем к заключению: в первом случае – при положительном T – вблизи уровня 950 гПа возникла стратификация влажно-неустойчивая ($\gamma > \gamma'_a$), во втором – при низкой T – влажно-устойчивая ($\gamma < \gamma'_a$). Эти рассуждения и оценки позволяют сделать важный вывод: хотя сама по себе температура и влажность воздуха не

оказывают непосредственного влияния на образование и развитие облака, однако опосредованно – через влажно-адиабатический градиент γ'_a – температура и влажность влияют на условия устойчивости атмосферы. При прочих равных условиях вероятность достижения влажно-неустойчивой стратификации ($\gamma > \gamma'_a$) и развития конвективного облака выше при более высоких температуре и относительной влажности, чем при более низких значениях этих метеовеличин.

Градиент γ'_a зависит не только от T , но и от давления – при понижении его γ'_a уменьшается. Так, если $T = 5^\circ\text{C}$, то значения γ'_a составят $5,67^\circ\text{C}/\text{км}$ при $p = 950$ гПа и $5,22^\circ\text{C}/\text{км}$ при $p = 750$ гПа. Вследствие этого, при прочих равных условиях, на более высоких уровнях вероятность образования конвективного облака несколько больше, чем на более низких (хотя определяющую роль играют температура и влажность воздуха).

3.6. Сопоставление наблюдений за облаками с предсказаниями теории

Облака принадлежат к числу таких атмосферных явлений, за которыми ведутся наиболее длительные наблюдения. К наземным визуальным наблюдениям добавились измерения характеристик облаков с помощью самолетов (с 30-х годов 20-го века), радиолокационной техники (с 40-х годов) и, наконец, с помощью искусственных спутников Земли (с 60-х годов того же 20-го века).

Естественно, что к настоящему времени накоплен огромный объем данных об облаках, равно как о других явлениях и метеорологических величинах. Спутниковые наблюдения за облаками представлены и обсуждены в пп. 3.1–3.4.

С целью проверки результатов, предсказываемых теорией, в этом параграфе приведены (в дополнение к содержащимся в [7, 23, 28, 29]) новые сведения об условиях образования облаков.

3.6.1. Облака и синоптическая обстановка

Общеизвестна связь слоистообразных облаков (Ns-As-Cs) с полем давления: они образуются в областях пониженного давления – в циклонах в целом и особенно в ложбинах. С этими последними связано и образование фронтов.

Отставание ложбин и циклонов в средней тропосфере от воздушного потока, с которым движутся облака, сопровождается вы-

носом их из циклона в область соседнего антициклона. Последующая трансформация облака под влиянием нисходящего движения приводит к образованию большинства облаков St-Sc-Ac.

Основное внимание сосредоточим на кучевообразных (конвективных) облаках, мнение о формировании которых менее единодушно, чем о слоистообразных.

С целью экспериментальной проверки заключений теории приведем сведения, характеризующие синоптические условия образования, прежде всего, конвективных и, в частности, грозовых облаков.

Один из основных выводов теории сводится к тому, что конвективные облака (Cu cong, Cb) образуются в областях пониженного давления.

В районе Архангельска в 1989 – 1991 гг. в период с мая по август отмечено 226 гроз. Повторяемость (%) их при различных синоптических условиях следующая:

Теплый фронт	Холодный фронт	Фронт окклюзии	Циклонич. поле	Антициклонич. поле
6,3	28,6	20,6	42,9	1,6

Таким образом, в 55,5 % грозы формируются в области фронтов (ложбин) и в 42,9 % в других частях циклонического поля, т.е. в общей сложности 98,4 % гроз приходится на области пониженного давления.

В холодную часть года (с сентября по апрель) в районе Архангельска в 1989–1991 гг. грозы не отмечены. Однако конвективные облака наблюдались при этом, как и грозы, в подавляющем большинстве случаев при циклонической обстановке. При общем числе 350 распределение (%) конвективных облаков по синоптическим условиям следующее:

Теплый фронт	Холодный фронт	Фронт окклюзии	Циклонич. поле	Антициклонич. поле
4,5	58,5	12,6	21,3	3,0

Следовательно, в 75,7 % конвективные облака наблюдаются в области фронтов, а в области пониженного давления – в 97 % от общего числа случаев.

В районах Витебска и Гомеля по данным за 1989–1991 гг. повторяемость (%) гроз при различных синоптических условиях такова:

	Холодный фронт	Теплый фронт	Фронт окклюзии	Вне фронтов	<i>N</i>
Витебск	20,3	8,8	19,6	51,3	818
Гомель	28,1	9,5	14,8	47,6	703

Здесь *N* – общее число гроз, которые наблюдались за 3 года на 9 станциях в районе Витебска (в среднем по 30 гроз за год на каждой станции) и на 6 станциях в районе Гомеля (в среднем по 39 гроз за год на каждой станции). В предшествующее трехлетие гроз было больше: 51 и 60 соответственно [29].

Распределения же гроз по синоптическим условиям образования близки между собой: на долю фронтальных гроз приходится в районе Витебска 55,6 % в 1986–1988 гг. и 48,7 % в 1989–1991 гг., в районе Гомеля в 48,7 % и 52,4 % соответственно. Вне фронтов все грозы наблюдались или в циклоническом, или в размытом барическом поле.

Выскажем одно суждение относительно гроз, наблюдаемых в антициклонах или в размытых барических полях. Прежде всего, конечно, нельзя считать, что любая теория способна объяснить все 100 % природных явлений. Это – с одной стороны. А с другой – согласно наблюдениям, на общем фоне повышенного или размытого барического поля отмечаются области пониженного давления сравнительно небольшого (мезомасштабного) размера.

В работе [30] выполнен анализ образования гроз в условиях размытого барического поля (скорость ветра до уровня 500 гПа не превышала 10 м/с, горизонтальный градиент температуры меньше 8 °C/1000 км). Оказалось, что на общем фоне размытого поля формируются мезомасштабные циклоны (при лапласиане давления $\nabla^2 p > 0,25 \cdot 10^{-8}$ гПа/м² образуется 78 % гроз), области конвергенции (при $\partial u/\partial x + \partial v/\partial y < -0,25 \cdot 10^{-4}$ с⁻¹ отмечается 80 % гроз), более высокой температуры (при $\nabla^2 T \leq -0,25 \cdot 10^{-8}$ °C/м² – 71 %) и влажности (при лапласиане температуры смоченного термометра $\nabla T' \leq -0,25 \cdot 10^{-8}$ °C/м² наблюдается 65 % гроз). Со всеми такими областями связано возникновение восходящих вертикальных скоростей, рост которых с высотой способствует увеличению γ во времени.

Следует подчеркнуть, что авторы [31, 32] одними из первых на основе анализа синоптических материалов установили тесную связь образования гроз (конвекции) с полями давления, в частности с вертикальными токами в пограничном слое атмосферы.

Годовые колебания повторяемости (%) дней с конвективными облаками в 1989 – 1991 гг. в районе Витебска и Гомеля таковы:

Месяц	Витебск	Гомель	Месяц	Витебск	Гомель
I	5,2	6,2	VIII	12,0	11,6
II	4,0	4,4	IX	9,7	10,3
III	6,2	6,3	X	5,5	5,4
IV	9,6	8,6	XI	3,6	3,7
V	11,2	11,4	XII	4,3	5,1
VI	14,4	14,0	N	1734	1238
VII	14,2	13,9			

Суточные колебания повторяемости (%) конвективных облаков имеют следующий вид:

Время суток, ч	Витебск	Гомель
00	5,6	7,
03	5,1	5,6
06	6,8	5, 65
09	8,2	8,1
12	21,9	17,0
15	26,2	26,4
18	18,1	22,2
21	8,0	7,6
N	16 404	11 250

Из этих данных следует, что конвективные облака во второй половине суток (11ч 30 мин – 23 ч 30 мин) образуются более часто, чем в первой: в 74,2 % в Витебске и 73,2 % в Гомеле.

Суточные колебания повторяемости (%) гроз имеют следующий вид:

Время суток, ч	Витебск	Гомель
00	<u>9,2</u>	<u>9,2</u>
	8,2	7,6
03	<u>7,7</u>	<u>8,0</u>
	7,5	9,0
06	<u>5,0</u>	<u>3,8</u>
	3,7	4,3
09	<u>4,9</u>	<u>4,6</u>
	3,0	3,5
12	<u>11,1</u>	<u>7,2</u>
	2,5	2,7
15	<u>28,6</u>	<u>27,6</u>
	5,4	6,5
18	<u>19,8</u>	<u>22,6</u>
	5,5	6,4
21	<u>13,7</u>	<u>16,9</u>
	8,5	13,9
N	818	703

Повторяемость гроз во второй половине суток (74,3 % в Витебске и 73,2 % в Гомеле) практически не отличается от повторяемости конвективных облаков в целом.

Здесь также приведены в знаменателе очень важные данные о повторяемости (%) грозовых по отношению к общему числу конвективных облаков. В утренние часы (06–12 ч) среди конвективных облаков лишь 2–4 % достигают стадии кучево-дождевого (грозового) облака; вечером же и ночью отношение грозовых к общему числу конвективных облаков достигает 6–13 %, т.е. по сравнению с утренними часами увеличивается в 2–3 раза.

Этот факт лишний раз указывает на то, что образование мощных кучевых и тем более кучево-дождевых облаков нельзя объяснить на основе метода частицы (с учетом или без учета вовлечения) — подъема изолированных объемов воздуха в условиях неустойчивой стратификации вблизи земной поверхности (распространяющейся, согласно наблюдениям, лишь на приземный слой, толщиной в несколько десятков метров).

Но тогда почему конвективные облака образуются летом все же чаще, чем зимой, а днем чаще, чем ночью? ~

Определяющую роль, по нашему мнению, играет зависимость влажноадиабатического градиента (γ'_a) от температуры и давления. Ложбины и циклоны зимой, как правило, более глубоки, чем летом. Вследствие этого, а вместе с этим и увеличение вертикального градиента γ во времени зимой ничуть не меньше (как правило, даже больше), чем летом. Тем не менее достичь влажнонеустойчивого состояния, при котором $\gamma > \gamma'_a$, зимой значительно труднее, чем летом. В самом деле, если на уровне 800 гПа зимой температура воздуха -20°C , то $\gamma'_a = 8,3^\circ\text{C/км}$; если на том же уровне летом $T = 10^\circ\text{C}$, то $\gamma'_a = 4,9^\circ\text{C/км}$. Таким образом, как только γ увеличится под влиянием w до значений, превышающих 5°C/км , летом начинается развитие конвективных облаков (ибо $\gamma(t) > \gamma'_a$). В то же время для развития таких облаков зимой необходимо, чтобы γ достиг значений, превышающих $8,0 - 8,5^\circ\text{C/км}$.

Совершенно очевидно, что, несмотря на то, что значения w_m зимой больше, чем летом (за счет большей глубины ложбин), вероятность достичь значений γ , превышающих зимой $7-9^\circ\text{C/км}$, меньше, чем достичь значений γ , превышающих $3-5^\circ\text{C/км}$ летом. По

этой же причине условия для развития конвекции днем, когда γ'_a мало, более благоприятны, чем ночью. Одновременно следует указать, что максимум развития конвективных облаков и, особенно, гроз существенно сдвинут на более позднее время по сравнению с максимумом приземной температуры (максимум гроз наступает около 17 ч, температуры – около 14 ч).

Объясняется это тем, что на более высоких уровнях (например, в слое 1–2 км) максимум температуры, а вместе с ним и минимум γ'_a , наступает позже, чем вблизи земной поверхности.

3.6.2. Облака и поле давления

Из изложенного выше следует, что образование облаков тесно связано с полем давления. Согласно данным табл. 3.11 (включены наблюдения по 7 пунктам в Европейской части России), переход от ясной погоды к сплошной облачности в большинстве случаев (в 74 % в июле и 62 % в январе) сопровождается падением давления. Это те случаи, когда давление в пункте падает в связи с приближением области пониженного давления с характерной для нее облачностью $Ns-As-Cs$ в сочетании с облаками других форм. Однако в 38 % в январе и в 26 % в июле увеличение количества облаков от 0 до 10 баллов сопровождается ростом давления. В этих случаях давление растет под влиянием приближения области повышенного давления с ее характерной облачностью $St-Sc-Ac$.

Таблица 3.11

Повторяемость (%) приращений давления (Δp) и температуры (ΔT) воздуха за сутки при изменении количества облаков на 10 баллов. N – число случаев; ($\overline{\Delta p}$, гПа; $\overline{\Delta T}$, °C) – средние значения

Переход	Месяц	$\Delta p > 0$		$\Delta p < 0$		$\Delta T > 0$		$\Delta T < 0$		N
		%	$\overline{\Delta p}$	%	$\overline{\Delta p}$	%	$\overline{\Delta T}$	%	$\overline{\Delta T}$	
0 → 10 баллов	VII	26	4,2	74	–5,0	37	2,9	63	–4,0	43
	I	38	6,3	62	–11,9	72	5,6	28	–2,0	89
10 баллов → 0	VII	60	4,0	40	–2,2	63	2,5	37	–3,4	43
	I	70	10,2	30	9,6	27	2,4	73	–3,8	87

Несмотря на ограниченный объем выборки, повторяемость $St-Sc$, установленная по изменению давления (26–38 %), практически совпадает с данными непосредственных наблюдений: в широтной зоне 45–60° на материках повторяемость $St-Sc$ составляет 29–38 %.

Связь изменений облачности и температуры (ΔT) подтверждает известную закономерность: летом (при положительном радиационном балансе) увеличение количества облаков сопровождается в большинстве случаев (63 %) понижением температуры ($\Delta T < 0$), зимой, наоборот, в 72 % ростом ее ($\Delta T > 0$). Толкование перехода от сплошной облачности к ясной погоде (10 баллов $\rightarrow$ 0) аналогично.

Как приведенные здесь, так и содержащиеся в [33–36] данные убедительно свидетельствуют об определяющей роли крупномасштабных вертикальных движений и синоптических вихрей в формировании облаков всех классов. Эти вихри, в свою очередь, тесно связаны с горизонтальными контрастами температуры (более точно – с геострофической адвекцией виртуальной температуры).

Приведем также сведения об изменении давления на уровне станции за время 12, 6 и 3 ч, прошедшее между исходным безоблачным состоянием и появлением на станции конвективного облака.

Согласно данным табл. 3.12, перед появлением конвективных облаков давление в большинстве случаев увеличивалось во времени ($\Delta p > 0$). Повторяемость роста давления более значительна зимой (около 70 %), чем летом (около 60 %). Подчеркнем, что конвективные облака на станции появляются, а не вновь образуются. Чаще всего – это облака, образовавшиеся в ложбинах, в которых расположены холодный и теплый фронты. Вместе с фронтами перемещаются и системы облаков. Если кучево-дождевое облако образовалось перед фронтом (как, например, в случае холодного фронта второго рода или теплого фронта), то перед появлением облака на станции давление будет падать, если же оно образовалось за фронтом (как в случае холодного фронта первого рода) – появлению облака на станции предшествует рост давления. Поскольку, согласно табл. 3.12, давление в каждом случае изменяется в одну сторону (падает или растет) в течение 12 ч (об этом свидетельствует сохранение числа случаев за все три интервала времени), то это указывает на то, что облако перемещается вместе с барической системой (циклоном или ложбиной) и появляется на станции в результате переноса, а не образования в районе станции. В отношении кучево-дождевых облаков это утверждение представляется достаточно очевидным.

Таблица 3.12

Число случаев (ч.с.) и повторяемость (%) роста ($\Delta p \geq 0$) и падения ($\Delta p < 0$) давления на уровне станции за 12, 6 и 3 ч до появления конвективного облака на станции

Пункт		Зима					
		12		6		3	
		$\Delta p \geq 0$	$\Delta p < 0$	$\Delta p \geq 0$	$\Delta p < 0$	$\Delta p \geq 0$	$\Delta p < 0$
С-Петербург	ч.с.	3	1	3	1	3	1
Белогорка	ч.с.	18	11	19	10	19	10
Сосново	ч.с.	20	5	1	4	18	
Все пункты	%	71	29	74	26	69	31

Лето							
С-Петербург	ч.с.	25	20	30	15	28	17
Белогорка	ч.с.	25	12	25	12	24	13
Сосново	ч.с.	12	13	13	12	15	10
Все пункты	%	58	42	64	36	63	37

Выскажем некоторые соображения о кучевых облаках. Распространено мнение об образовании их за холодным фронтом под влиянием термической неустойчивости в холодном воздухе. По нашему мнению, кучевые облака, наблюдаемые впереди системы облаков теплого фронта и позади облаков холодного фронта, равно как на периферии циклона в целом, образуются под влиянием нисходящего движения в этих частях барического поля. Под влиянием горизонтальной разности температур и сил трения в ложбинах того и другого фронта, равно как и в циклоне в целом, возникает восходящее движение, способствующее образованию слоистообразных (Ns-As) и конвективных (Cu cong и Cb) облаков. На расстоянии нескольких десятков или сотен километров перед теплым и за холодным фронтами движение воздуха нисходящее (муссонный эффект). Перенесенные сюда верхней (муссонной) составляющей скорости ветра облака Ns-As в поле нисходящих движений начинают рассеиваться: образуются сначала высоко-кучевые, затем, за счет опускания, слоисто-кучевые и, наконец, кучевые облака.

Тот факт, что перед появлением конвективного облака давление существенно изменяется во времени (значения Δp вполне сравнимы с изменением давления при прохождении фронтов и циклонов), свидетельствует о том, что облака эти никак нельзя считать (как это принято) внутримассовыми, поскольку давление при этом изменялось бы незначительно (или не изменялось бы вообще).

Сведения об изменении количества облаков (Δn) за более длительный период (10 сут.) приведены в табл. 3.13 и 3.14. В течение такого интервала чаще происходит смена барической системы (естественного синоптического периода) одного знака на систему (ЕСП) другого знака. Напомним, что время существования ЕСП составляет 3 – 7 сут., время смены одного ЕСП на другой – 6–14 сут.

Падение давления ($\Delta p \leq 0$), как правило, связано с приближением к пункту наблюдения области пониженного давления с ее облачной системой, а рост давления ($\Delta p > 0$) – с приближением области повышенного давления. Вследствие этого количество облаков при $\Delta p \leq 0$ чаще увеличивается ($\Delta n > 0$), чем уменьшается ($\Delta n \leq 0$) во времени. Наиболее значительно отличаются повторяемости увеличения и уменьшения n осенью: 76 и 24 % по нижней и 71 и 29 % по общей облачности.

При росте давления ($\Delta p > 0$) преобладает уменьшение n во времени. Здесь наиболее велика разность в повторяемостях уменьшения и увеличения n весной: 72 и 28 % по нижней и 76 и 24 % по общей облачности (табл. 3.13)

При падении давления средние значения Δn по абсолютной величине в 2 – 3 раза больше при увеличении, чем при уменьшении n во времени (табл. 3.14). При росте давления ($\Delta p > 0$) соотношение обратное (хотя и не столь резко выраженное): среднее значение Δn (по модулю) больше при уменьшении, чем при увеличении n во времени (исключение составляет осень, когда как средние значения, так и повторяемости практически совпадают).

Таблица 3.13

Повторяемость (%) увеличения ($\Delta n > 0$) и уменьшения ($\Delta n < 0$) количества облаков при росте ($\Delta p > 0$) и падении ($\Delta p \leq 0$) давления на уровне станции. Сосново. 1991 – 1995 гг.

Сезон	$\Delta p \leq 0$		$\Delta p > 0$		N	
	$\Delta n \leq 0$	$\Delta n > 0$	$\Delta n \leq 0$	$\Delta n > 0$	$\Delta p \leq 0$	$\Delta p > 0$
Весна	34/29	66/71	72/76	28/24	125	115
Лето	37/36	63/64	68/69	32/31	132	108
Осень	24/29	76/71	47/51	53/49	100	140
Зима	49/43	51/57	62/63	38/37	31	49

Примечание. Числитель – нижняя, знаменатель – общая облачность, N – объем выборки (одинаковый для той и другой облачности).

Таблица 3.14

Средние значения изменения (Δn) количества облаков (в баллах) за декаду при падении ($\Delta p \leq 0$) и росте ($\Delta p > 0$) давления на уровне станции за тот же интервал времени. Сосново 1991 – 1995 гг.

Сезон	$\Delta p \leq 0$		$\Delta p > 0$	
	$\Delta n \leq 0$	$\Delta n > 0$	$\Delta n \leq 0$	$\Delta n > 0$
Весна	-3,9/-3,1	7,3/6,1	-6,9/-6,6	3,0/2,7
Лето	-1,9/-2,5	7,6/6,4	-5,5/-4,5	2,9/2,3
Осень	-1,1/-2,0	7,8/5,5	-6,6/-6,4	6,0/7,2
Зима	-3,7/-3,1	6,5/5,0	-6,2/-6,3	4,6/5,2

Примечание. Числитель – нижняя, знаменатель – общая облачность, N – объемом выборки такой же, как в табл. 3.13.

Влиянием динамических факторов объясняются резкие колебания во времени и пространстве интенсивности и количества осадков. Поскольку в облаке наблюдаются значительные турбулентные пульсации температуры и влажности, то как время, так и место возникновения неустойчивой стратификации ($\gamma > \gamma'_a$), а вместе с этим мезомасштабной вертикальной, скорости самого конвективного облака и ливневых осадков носят спонтанный (произвольный) характер.

Так, согласно [37], по осредненным за 10 лет (1966 – 1975 гг.) данным число дней за месяц (N) с кучево-дождевыми облаками и ливневыми осадками колеблется (в мае – сентябре) между 8 и 20 в Западной Сибири, 8 и 24 – в Восточной Сибири, 4 и 20 – на Дальнем Востоке, 2 и 12 – на Северном Кавказе и между 4 и 16 – в Поволжье. При этом распределение N по территории достаточно пестрое, практически при отсутствии какой-либо зависимости от географической широты (притока солнечной радиации): число с Сб практически одно и то же во Владивостоке, Охотске, Верхоянске и на севере Камчатки.

Конечно, наблюдаются сезонные и суточные колебания числа дней с Сб и ливневыми осадками, однако амплитуда этих колебаний, как правило, не более 20–30 % от среднего (месячного, суточного) значения $\bar{N}$, в то время как эти последние могут отличаться в несколько раз в двух соседних пунктах (даже близко расположенных).

Хотя продолжительность ливневых осадков существенно меньше, чем обложных, они вносят наибольший вклад в общее количество осадков. Так, на Европейской части России за теплое полугодие (апрель – октябрь) доля ливневых осадков в среднем со-

ставляет 73 % от их общего количества. В 11 пунктах (из 26) эта доля превышает 80 %, в предгорьях же Кавказа – даже свыше 90 %.

3.6.3. Статистика форм облаков по наземным наблюдениям

В 1984 г. издан «Атлас повторяемости различных форм облаков на материках» [52] (в 1982 г. издан такой же атлас для океанов [53]). Атлас [52] составлен по данным наблюдений на 4100 станциях в 0, 6, 12 и 18 ч и на 3000 станций в 3, 9, 15 и 21 ч гринвичского времени (примерно на 20 % станций наблюдения в ночной срок не проводились). В Атласе приведены осредненные за сезон повторяемости ясно-го неба, двух форм (родов) облаков нижнего яруса (St – Sc, Ns), двух форм облаков вертикального развития (Cu – Cb), а также облаков среднего (Ac – As) и верхнего (Ci – Cc – Cs) ярусов. Наряду с повторяемостью каждой из этих форм в Атласе приведены повторяемости сочетаний каждой формы с другими формами облаков.

Все наблюдения, проведенные в сферических квадратах $5 \times 5^\circ$ – в широтной зоне от экватора до 50° (в обоих полушариях), $5 \times 10^\circ$ – в зоне от 50 до 70° и $5 \times 20^\circ$ – в зоне от 70 до 80° , отнесены к центрам этих квадратов и для каждого из них определены названные выше повторяемости форм облаков. Максимальное число наблюдений за сезон на одной станции за четыре срока в сутки в течение 10 лет составляет 3600.

Объем информации, использованной при составлении Атласа, существенно различается в разных районах Земли. Он наиболее значителен в Европе (здесь число привлеченных наблюдений N в квадрате за счет густой сети станций в каждом сезоне, как правило, не меньше 50 тыс., а примерно в половине квадратов N превышает 100 тыс.). Хорошо освещена наблюдениями Азиатская часть РФ (здесь N составляет 30–50 тыс., а в некоторых квадратах превышает 100 тыс.) и значительная часть Южной Азии (исключение составляют Аравийский полуостров и Тибет).

Несколько странным представляется небольшое (по сравнению с Европой) число использованных наблюдений в Северной Америке (здесь в большинстве квадратов N не превышает 10–15 тыс. и лишь на востоке США достигает 25–30 тыс.; на большей части Канады N примерно на порядок меньше, чем на той же широте в Европе и Азии). В Южной Америке и Африке число наблюдений N колеблет-

ся в очень широких пределах: соответственно от 1,5 до 52 тыс. и от 0 (в нескольких точках Сахары) до 47 тыс. Мало N в Австралии (в основном 0–5 тыс. и лишь в двух прибрежных квадратах около 10 тыс.), а также в Индонезии и Антарктиде (менее 2–3 тыс.).

Интересно сравнить данные наземных наблюдений из [52] с нашими данными [7]. В целом эти данные согласуются удовлетворительно. Прежде всего, повторяемость ясного неба (ее распределение по земному шару, средние значения) и суммарная повторяемость всех форм облаков по тем и другим данным близки между собой. Особенно важно то, что спутники не искажают информацию об облачном покрове над такими поверхностями, как песок, снег и др. Так, зимой ясное небо отмечается над Сахарой в 50–60 % случаев по наземным и в 54–72 % случаев по спутниковым данным, над Индостаном – соответственно в 57–64 и 58–63 % случаев. Над Сибирью повторяемость ясного неба по наземным данным (25–35 %) несколько меньше, чем по спутниковым (28–47 %); над Канадой эти повторяемости находятся в таком же соотношении: максимальные значения соответственно равны 56 и 65 %. В целом сопоставление карт повторяемости ясного неба показывает, что над песчаной и снежной (ледяной) поверхностями фиксируемое со спутников количество облаков скорее уменьшено, чем увеличено (поскольку повторяемость ясного неба над такими поверхностями практически всюду по спутниковым данным больше, чем по наземным). Отсюда можно заключить, что и полученные по спутниковым данным высокие значения повторяемости ясного неба над Антарктидой и Арктикой (они, как правило, превышают 60–70 %) соответствуют действительности.

Таблица 3.15

Осредненная по 15-градусным зонам полная (безусловная) повторяемость (%) различных форм облаков, ясного неба и тумана в разные сезоны на материках. 1971–1980 гг.

Широта, град.	Сезон	Облака						Ясно	Туман
		Ci-Cc-Cs	Ac-As	Ns	St-Sc	Cu	Cb		
75–60 с.	З	45	31	16	24	2	6	28	0
	В	49	34	12	28	6	8	21	1
	Л	47	44	9	43	14	14	7	2
	О	43	39	19	44	3	11	13	1
60–45	З	48	31	16	31	2	5	25	1
	В	50	33	10	29	10	9	19	1
	Л	46	39	7	29	19	14	13	1
	О	44	37	12	38	6	10	18	1

Продолжение таблицы 3.15

45-30	З	46	29	9	30	8	5	26	1
	В	51	29	6	25	14	7	22	1
	Л	39	30	5	18	20	10	30	1
	О	38	28	6	23	12	5	34	1
30-15	З	33	25	8	25	14	3	38	1
	В	36	27	8	22	15	9	36	0
	Л	41	39	9	34	18	18	31	0
	О	34	31	6	24	16	12	36	0
15-0	З	55	33	4	27	29	9	18	0
	В	63	45	4	26	28	17	9	0
	Л	60	60	5	32	27	21	3	0
	О	61	48	4	26	27	20	8	0
0-15 ю.	З	54	61	6	40	32	18	4	0
	В	49	54	4	36	34	15	6	0
	Л	32	37	4	31	32	8	23	1
	О	43	46	4	32	34	13	11	0
15-30	З	43	42	5	31	25	13	16	0
	В	31	33	4	26	22	7	26	0
	Л	19	23	3	22	12	3	46	0
	О	28	30	4	24	29	6	32	0
30-45	З	34	30	4	31	17	7	25	0
	В	36	32	5	34	13	4	24	1
	Л	36	33	7	38	10	4	23	1
	О	37	32	5	33	15	4	23	0

Летом максимальные значения повторяемости ясного неба, наблюдаемые над Сахарой и Аравийским полуостровом, составляют 82-98 % по наземным и 85-88 % по спутниковым данным. Столь же удовлетворительные данные и в других районах суши.

Не останавливаясь на описании особенностей географического распределения повторяемостей различных форм облаков, кратко проанализируем обобщенные данные наземных наблюдений.

В табл. 3.15 представлена осредненная по 15-градусным широтным зонам и календарным сезонам года полная (безусловная) повторяемость форм облаков — отношение числа наблюдений данной формы к общему числу наблюдений (для облаков среднего и верхнего ярусов из общего числа исключены случаи, когда их нельзя было определить из-за сплошной ниже расположенной облачности).

Поскольку роль бароклинности (адвекции температуры и влажности) в формировании синоптических вихрей и поля облачности велика, на материках и по наземным данным наблюдается хо-

рошо выраженный годовой ход повторяемости ясного неба и некоторых форм облаков. Во всех широтных зонах безоблачная погода зимой наблюдается чаще, чем летом (исключение составляет зона 45–30°, в которой, за счет смещения сюда субтропической области высокого давления, летом повторяемость ясного неба несколько больше, чем зимой).

Значения повторяемости ясного неба по спутниковым и наземным наблюдениям практически совпадают. Так, согласно табл. 3.7, в январе повторяемость ясного неба составляет 28 % над Евразией и 26 % над Северной Америкой. По данным табл. 3.15, в зоне 30–75° с.ш. повторяемость ясного неба зимой заключена между 25 и 28 %.

Среди форм облаков наиболее значительны годовые колебания повторяемости кучевых (Cu) и кучево-дождевых (Cb) облаков (она максимальна летом и минимальна зимой). Почти во всех широтных зонах (кроме 45–30°) таким же образом изменяется в течение года и повторяемость облаков среднего яруса (Ac-As). В пяти зонах повторяемость облаков St-Sc и верхнего яруса летом также больше, чем зимой (в трех оставшихся – наоборот). Вследствие более частого появления указанных форм общее количество облаков на материках летом больше, чем зимой. Слоистообразные облака (Ns) в умеренных и высоких широтах летом встречаются реже, чем зимой.

В целом повторяемость облаков, дающих осадки (Ns, Cb), во всех широтных зонах существенно меньше, чем других форм облаков (прежде всего, среднего и верхнего ярусов, затем St-Sc, а в низких широтах также и Cu).

Наиболее значительна повторяемость практически всех форм облаков в экваториальной зоне. Второй максимум повторяемости облаков верхнего и среднего яруса, St-Sc и Ns отмечается в умеренных или высоких широтах. Минимум повторяемости в субтропиках четко выражен в отношении облаков верхнего и среднего яруса, St-Sc, а летом также Cu. Следует отметить, что в области этого минимума (с учетом сдвига его по широте) повторяемость кучевых и особенно кучево-дождевых облаков летом значительно выше, чем зимой, что объясняется усилением субтропических антициклонов в зимний период и ослаблением их летом.

Сведения об условной повторяемости (N_o) форм облаков и их сочетаний приведены в табл. 3.16. Под условной повторяемостью понимается отношение числа наблюдений данной формы облаков

Таблица 3.16

Осредненная по 15-градусным широтным зонам условная (относительная) повторяемость (%) сочетаний различных форм облаков в разные сезоны на материках. 1971 - 1980 гг.

Сев. широта, град.	Сезон	Cl-Co-Cs						Ac-As						
		f	Ac	Ns	Cu	St	Cb	No	f	Cl	St	Cb	Cu	No
75-60	З	60	31	18	1	15	2	59	84	48	23	3	1	41
	В	66	32	10	5	19	4	53	83	51	30	6	4	32
	Л	67	42	6	14	29	8	30	81	47	40	12	11	23
	О	53	37	21	3	29	4	40	74	45	41	7	3	32
60-45	З	56	31	17	2	20	3	56	77	52	32	4	2	35
	В	66	34	9	10	19	7	48	82	53	31	10	8	28
	Л	75	40	5	20	21	13	30	85	49	29	17	15	24
	О	59	37	14	7	34	6	43	76	48	38	9	6	30
45-30	З	67	33	7	7	21	3	53	83	56	36	4	8	25
	В	74	33	4	13	19	7	48	87	60	31	9	13	20
	Л	82	41	3	20	17	14	33	91	60	23	14	19	26
	О	75	36	4	12	19	6	46	87	51	30	8	13	26
30-15	З	83	29	2	11	17	3	55	91	40	29	4	12	34
	В	85	32	1	13	16	8	50	92	46	24	10	14	31
	Л	82	41	4	16	22	16	33	92	45	28	15	16	29
	О	84	36	3	14	19	11	43	92	41	27	11	15	32
15-0	З	87	33	2	23	21	8	42	95	58	30	11	23	16
	В	83	44	2	26	22	18	26	95	62	29	21	23	12
	Л	75	57	3	26	28	23	12	92	59	35	23	23	10
	О	81	47	3	25	23	23	21	94	60	31	25	23	10

Продолжение таблицы 3.16

Сев. широта, град	Сезон	Ns					St-Sc				
		Сг	Ст	Сб	№	Сг	Ас	Сб	№		
75-60	З	51	34	1	16	35	35	32	23		
	В	-	45	3	9	36	38	22	27		
	Л	-	65	5	3	35	42	16	29		
	О	54	51	2	7	30	37	25	28		
60-45	З	59	43	2	9	38	35	27	23		
	В	65	54	5	4	37	38	20	27		
	Л	64	64	11	2	36	42	14	30		
	О	64	58	4	4	31	38	20	29		
45-30	З	-	55	2	4	38	38	17	27		
	В	-	61	5	2	43	39	15	27		
	Л	-	64	6	2	38	40	10	35		
	О	-	63	4	2	34	49	14	32		
30-15	З	-	-	-	-	26	41	7	38		
	В	-	-	-	-	33	44	6	36		
	Л	-	68	15	3	43	53	10	25		
	О	2	70	12	2	32	47	8	34		
15-0	З	-	-	-	-	50	50	5	27		
	В	-	62	22	1	61	59	5	17		
	Л	-	65	18	2	56	67	8	13		
	О	-	67	17	2	59	62	7	15		

Описание таблицы 3.16

Сев. широта, град.	Сезон	Cu				Cb			
		Cl	As	No		Cl	As	Ns	No
75-60	З	-	-	-		39	39	10	34
	В	50	29	36		40	37	5	36
	Л	51	38	31		41	46	3	32
	О	48	37	3		29	38	5	42
60-45	З	53	32	34		43	37	6	34
	В	48	25	40		46	40	4	32
	Л	48	31	38		47	50	3	27
	О	44	31	40		37	43	4	35
45-30	З	44	30	41		39	42	5	31
	В	48	25	41		55	44	3	25
	Л	39	28	48		54	48	2	25
	О	38	30	46		48	48	3	27
30-15	З	29	29	52		41	50	4	28
	В	36	36	46		53	52	3	23
	Л	48	42	31		61	59	4	14
	О	36	35	45		57	56	4	18
15-0	З	50	33	36		69	61	3	14
	В	60	39	25		72	60	2	11
	Л	58	51	22		70	67	3	9
	О	58	43	25		70	62	3	11

при отсутствии всех других форм к числу наблюдений этой формы в целом (ясное небо при этом исключено). Аналогичный смысл имеет условная повторяемость данной формы в сочетании с другой (обязательно при этом наблюдаемой) формой облаков (в таблицу включены вероятности тех сочетаний, которые превышают 2–3 %). Отметим, что для каждой формы сумма условных повторяемостей, как правило, больше 100 % (например, зимой в зоне 60–45° с.ш. облака St-Sc наблюдаются в 23 % случаев при отсутствии других форм, а в сочетании с облаками Ci-Cc-Cs – в 38 %, с Ac-As – в 35 %, с Cb – в 27 % случаев; таким образом, сумма всех условных повторяемостей в данном примере равна 123 %). Объясняется это тем, что при данной форме облаков может одновременно наблюдаться несколько форм других облаков.

При отсутствии других форм наиболее часто (по сравнению с другими формами) наблюдаются облака верхнего яруса, при этом в высоких широтах повторяемость их больше, чем в низких. Достаточно высока при отсутствии других форм повторяемость облаков среднего яруса (также убывающая при уменьшении широты), а также Cu, Cb и St-Sc. Сравнительно невелика условная повторяемость облаков Ns (как правило, меньше 5–10 %).

Обратим внимание на то, что повторяемость кучевых облаков (Cu) при отсутствии других форм в умеренных и высоких широтах ($\varphi > 30^\circ$), летом несколько больше (на 4–7 %), чем зимой. Однако повторяемость No другой формы конвективных облаков (Cb) летом не только не больше, но и значительно (на 2–14 %) меньше, чем зимой (при этом во всех широтных зонах). Таким образом, непосредственное влияние годовых колебаний притока солнечной радиации, если и сказывается, то только на формировании кучевых облаков.

Конвективные облака (Cu, Cb) более часто, чем No, наблюдаются в сочетании с другими формами облаков (прежде всего, верхнего и среднего ярусов). При этом повторяемость сочетаний Cb с этими формами летом выше, чем зимой, вследствие чего и полная повторяемость Cb в летний сезон больше, чем в зимний.

Достаточно высока повторяемость сочетаний облаков St-Sc с облаками верхнего и среднего ярусов (она, как правило, выше повторяемости No), облаков Ns с St-Sc, облаков Ac-As с Ci-Cc-Cs и St-Sc, а также облаков верхнего яруса с Ac-As и St-Sc.

В табл. 3.16 приведены также значения параметра f , представляющего собой относительную долю (в %) тех случаев, когда средняя или верхняя тропосфера не были полностью закрыты нижерасположенными облаками. Эта доля колеблется от 74 до 95 % для средней и от 53 до 85 % для верхней тропосферы (совершенно естественно, что в определенных зоне и сезоне параметр f для средней тропосферы всегда больше, чем для верхней).

В заключение остановимся на краткой характеристике полной повторяемости форм облаков, осредненной по всему земному шару (табл. 3.17). Повторяемость ясного неба по наземным наблюдениям на материках (суше) значительно больше, чем над Мировым океаном.

Таблица 3.17

Осредненная по всей суше и Мировому океану полная повторяемость (%) ясного неба, тумана и различных форм облаков

Сезон	Территория	Облака						Ясно	Туман
		Ci-Cc-Cs	Ac-As	Ns	St-Sc	Cu	Cb		
Зима	Суша	46	35	11	30	16	8	23	1
	Океан	30	43	8	43	36	11	5	1
Весна	Суша	47	35	8	28	17	10	21	0
	Океан	32	42	7	40	37	12	6	1
Лето	Суша	41	39	7	30	20	14	22	1
	Океан	31	44	6	42	36	12	5	2
Осень	Суша	42	36	10	31	16	10	22	1
	Океан	31	44	6	43	37	12	5	1

Большая часть наземных наблюдений на суше относится к северному полушарию, в связи с чем сравним спутниковые данные по этому полушарию с данными табл. 3.17. Согласно табл. 3.7, повторяемость ясного неба над сушей северного полушария изменяется от 17 % в июле до 30 % в январе. По наземным наблюдениям повторяемость ясного неба изменяется в более узких пределах – от 21 до 23 %. Повторяемость ясного неба на трех океанах (кроме Северного Ледовитого и северной части Индийского, находящихся под сильным влиянием материков), согласно табл. 3.8, колеблется в пределах 1–11 %; по наземным данным (табл. 3.17) эта повторяемость равна 5–6 %.

Осредненная по всей суше и Мировому океану (с учетом весов) повторяемость ясного неба по данным табл. 3.16 и 3.17 равна:

	I	IV	VII	X
Повторяемость, %				
Суша	22	15	17	18
Океан	9	9	6	6

Таким образом, повторяемость ясного неба по спутниковым данным несколько меньше на суше и больше на океане по сравнению с наземными наблюдениями.

Различие повторяемостей ясного неба по спутниковым и наземным наблюдениям на суше легко объясняется влиянием площади обзора, детально рассмотренным в п.3.2: с увеличением площади обзора (со спутника) уменьшается вероятность ясного неба и сплошной облачности. На океане расхождения повторяемостей ясного неба вероятнее всего обусловлены недостаточной точностью их определения по наземным наблюдениям, поскольку мал объем выборки (он примерно в 10 раз меньше, чем на суше).

Подчеркнем, что конвективные облака образуются во всех широтных зонах и во все сезоны года, в том числе зимой в высоких широтах. Сезонные колебания повторяемости преимущественно кучевых облаков объясняются отчасти влиянием чисто термического фактора, а в основном — зависимостью влажноадиабатического градиента от температуры и давления воздуха.

Приведенные выше результаты моделирования и данные наблюдений убедительно свидетельствуют об определяющей роли синоптических вихрей и крупномасштабных вертикальных движений в формировании и эволюции облаков всех классов. Образование этих вихрей, в свою очередь, тесно связано с горизонтальными контрастами температуры и влажности, более точно, с геострофической адвекцией виртуальной температуры.

3.6.4. О структуре облаков в форме ячеек

Наблюдения со спутников позволили установить: облака имеют более или менее правильную форму ячеек. Принято делить такие ячейки на открытые и закрытые. В первых облако располагается на периферии, во вторых оно занимает центральную часть, а на периферии безоблачно.

Открытые ячейки наиболее часто образуются в зимнее полугодие при натекании холодного воздуха на теплое океаническое течение, когда разность температур (ΔT) между водой и воздухом положительна и достаточно велика (не менее 3 – 4 °C). При этих условиях вблизи водной поверхности термическая стратификация сильно неустойчивая ($\gamma \gg \gamma_a$).

Закрытые ячейки чаще наблюдаются над холодными океаническими течениями, где разность температур $\Delta T < 0$ и в среднем составляет около -1°C .

По данным наблюдений, проанализированных авторами [38], толщина слоя (h), в котором формируется облако, составляет в среднем для открытых ячеек 1,74 км, для закрытых 1,53 км при средних квадратических отклонениях соответственно 0,62 и 0,44 км и объемах выборок 98 и 37 случаев.

Над облаком расположен слой с инверсионным распределением температуры по высоте. Средние значения γ в этом слое равны $-0,16$ и $-0,86^\circ\text{C}/100$ м соответственно в случае открытых и закрытых ячеек при одинаковой толщине (0,62 км) инверсионного слоя.

Диаметр (D) открытых ячеек заключен (по данным 635 случаев) между 11 и 100 км при максимуме повторяемости (47 %) в интервале 31 – 40 км. Диаметр закрытых ячеек изменялся (по данным 386 случаев) от 11 до 80 км с максимумом повторяемости (47 %) в том же интервале 31 – 40 км.

Отношение толщины h к диаметру D , по опытным данным, заключено между $1/35$ и $1/7$.

Наиболее резко в открытых и закрытых ячейках отличаются профили распределения температуры по высоте.

В открытых ячейках вертикальный градиент температуры вблизи водной поверхности намного больше γ_a , а с высотой γ уменьшается ($\partial\gamma/\partial z < 0$). В закрытых ячейках, вблизи водной поверхности, наоборот, $\gamma < 0$ и с высотой увеличивается. Средние значения $\partial\gamma/\partial z$ равны $-2,2 \cdot 10^{-6}$ и $0,2 \cdot 10^{-6}^\circ\text{C}/\text{м}$ в открытых и закрытых ячейках соответственно.

Начиная с основополагающих исследований Бенара (1900 г.) и Релея (1916 г.), выполнено большое число работ по изучению движения в форме ячеек. При этом некоторый слой жидкости подогревается в лабораторных условиях снизу. В рамках линейной теории при априорном предположении о периодическом характере движения сформулированы (еще Релеем) два основных вывода:

а) Режим движения зависит от безразмерного числа, названного позднее числом Релея:

$$Ra = \frac{g}{T} \frac{\bar{\gamma} - \gamma_a}{\nu k} h^4,$$

где h – толщина слоя; $\bar{T}$ и $\bar{\gamma}$ – средние температура и градиент ее в слое; ν и k – коэффициенты молекулярной вязкости и температуропроводности; γ_a – сухо- или влажноадиабатический градиент.

б) При числах Релея меньше некоторого критического значения $Ra_{кр}$ в слое жидкости или газа возникают периодические движения типа ячеек, амплитуда которых не изменяется со временем.

Отношение h/D по линейной теории равно $1/3$. Только учет нелинейных эффектов и турбулентного обмена по вертикали и горизонтали позволил показать, что в реальных условиях атмосферы критические значения $Ra_{кр}$ возрастают до $10^5 - 5 \cdot 10^5$, а фактические $Ra = 10^4 - 10^6$. При толщине слоя $1 - 3$ км в атмосфере могут наблюдаться устойчивые (поскольку $Ra \leq Ra_{кр}$) периодические движения в форме ячеек. Однако, как линейная теория, так и учет нелинейных эффектов не позволяет объяснить, почему амплитуда движения не увеличивается со временем при $Ra > Ra_{кр}$.

В атмосфере к тому же нет того постоянного повышения температуры на нижней границе слоя, которое создается в лабораторных условиях. Здесь воздушный поток находится над поверхностью с более высокой или низкой температурой ограниченное время. Наиболее часто образуется лишь одно, а не система облаков (ячеек) достаточно правильной формы, что наблюдалось бы при реализации периодического движения. Следует к тому же иметь в виду, что при периодическом (волновом) движении траектории и соответственно температура и влажность частиц изменяются во времени по совершенно другим законам, чем изменение формы (поверхности) волны. В частности, в гребне волны движение частиц не обязательно восходящее, а в ее подошве – нисходящее.

Именно так объясняется образование облаков: в центральной части открытой ячейки, формирующейся над теплой водой (течением), воздух опускается, а на периферии поднимается, в закрытой ячейке (над холодной водой) – воздух поднимается в центре и опускается на периферии.

По нашему мнению, объяснение образования облаков нуждается в существенном уточнении. Над теплой водой при неустойчивой

стратификации ($\gamma > \gamma_a$) наблюдается положительный (направленный вверх) турбулентный поток тепла $Q_z = c_p \rho k_z (\gamma - \gamma_a)$. Положителен не только поток Q_z , переносящий тепло от океана в атмосферу, но и приток тепла

$$\varepsilon = -\frac{\partial Q_z}{\partial z} = -c_p \rho \left[k_z \frac{\partial \gamma}{\partial z} + (\gamma - \gamma_a) \frac{\partial k_z}{\partial z} \right].$$

Поскольку $\partial \gamma / \partial z < 0$, то под влиянием первого слагаемого практически во всем слое приток $\varepsilon > 0$. Только в приводном слое (до высоты не более 100 – 200 м), где существенно увеличение k_z с высотой, приток ε за счет второго слагаемого меньше, чем выше этого слоя.

Под влиянием Q_z и ε температура воздуха повышается, препятствуя образованию облака над теплым течением. Уровень, до которого распространяется турбулентный поток тепла, определяется разностью температур между водной поверхностью и натекающим на нее воздушным потоком, а также скоростью ветра и другими параметрами турбулентного обмена (отметим, что периодические движения в форме правильных ячеек могут существовать лишь при очень слабом ветре, облака же образуются при скорости ветра более 5 – 8 м/с).

Под влиянием Q_z и ε происходит разворот кривой стратификации в сторону приближения ее к сухой адиабате: до натекания воздушного потока на теплую воду $\gamma < \gamma_a$ и $Q_z < 0$, температура в верхней части слоя понижается, а в нижней – увеличивается за счет притока тепла от океана.

Однако в образовании облака, наряду с турбулентным обменом, важна роль вертикальных движений.

Поскольку в случае открытой ячейки наблюдается натекание (адвекция) холодного воздуха на теплую поверхность, то, как следует из уравнений п.п. 1.2 – 1.4, возникают вихревые движения в горизонтальной и вертикальной плоскостях. Как уже указывалось выше, под влиянием того и другого движения над теплой водой возникает восходящее движение.

Однако под влиянием притока тепла от океана температура воздуха и при восходящем движении на фиксированных уровнях увеличивается во времени. Это заключение следует также из уравнения для локального изменения T во времени: $\partial T / \partial t = w(\gamma - \gamma_a)$. При $\gamma > \gamma_a$ и $w > 0$ повышение температуры ($\partial T / \partial t > 0$) не позволяет во-

дяному пару сконденсироваться. Поскольку центральная часть ячейки окружена облаком, то при наличии горизонтального перемешивания и в этой части воздух близок к состоянию насыщения. Поэтому в приведенном уравнении достаточно, чтобы γ превышало влажноадиабатический градиент γ'_a для обеспечения повышения T при $w > 0$. На периферии ячейки облака образуются под влиянием горизонтального перемешивания и смешения теплого воздуха центральной части с холодным воздухом натекающего потока. Поскольку, согласно наблюдениям, облака эти кучевые или кучево-дождевые, то градиент γ в них больше γ'_a , отсюда следует, что температура на периферии при $w < 0$ понижается во времени ($\partial T / \partial t < 0$) и тем самым способствует образованию облака. Условия для конденсации водяного пара более благоприятны на наветренной стороне ячейки. Распространение облака вокруг центральной части происходит под влиянием вихревого (циклонического) движения в горизонтальной плоскости.

В закрытых ячейках, возникающих при натекании теплого воздуха на холодное течение, образуется облако (вероятнее всего, слоистое) или туман под влиянием хорошо изученного процесса [31]: охлаждения теплого воздуха при соприкосновении с холодной поверхностью моря. Под влиянием адвекции тепла и горизонтальной разности температур возникают вихревые движения: в горизонтальной плоскости – антициклоническое, в вертикальной – нисходящее над холодным течением и восходящее на периферии облака. Нисходящее движение приводит к образованию инверсии температуры над облаком, способствующей сохранению облака в течение длительного времени.

3.6.5. О роли сходимости воздушных потоков в формировании конвективных облаков и осадков

Предпринимались неоднократные попытки связать характеристики полей скорости ветра, давления, температуры и влажности непосредственно с образованием конвективного облака. По данным [34] 80 % кучево-дождевых (грозовых) облаков образуется при дивергенции приземной скорости ветра $D = (\partial u / \partial x + \partial v / \partial y) < -0,25 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$, 72 % – при значении лапласиана приземного давления $(\partial^2 p / \partial x^2 + \partial^2 p / \partial y^2) > 0,25 \cdot 10^{-8} \text{ гПа/м}^2$, 71 % – при лапласиане призем-

ной температуры $(\partial^2 T_\theta / \partial x^2 + \partial^2 T_\theta / \partial y^2) < 0,25 \cdot 10^{-8} \text{ }^\circ\text{C}/\text{м}^2$ (область тепла) и 65% этих облаков – при лапласиане приземной температуры смоченного термометра $(\partial^2 T_w / \partial x^2 + \partial^2 T_w / \partial y^2) < -0,25 \cdot 10^{-8} \text{ }^\circ\text{C}/\text{м}^2$ (область повышенной влажности).

В серии работ С. Мацумото и его сотрудников [54–59] установлено, что развивающиеся конвективные облака (Cu, Cb) наблюдались только в областях, где конвергенция (с обратным знаком – дивергенция) приземной скорости ветра $-D > 10^{-4} \text{ с}^{-1}$. В этих же работах показано, что с конвергенцией скорости ветра тесно связаны колебания интенсивности осадков с периодами 2,5 – 3 ч.

Анализ данных, полученных на мезомасштабном метеорологическом полигоне и с помощью доплеровского радиолокатора, показал, что около 80 % кучево-дождевых облаков развивалось вдоль линии конвергенции скорости ветра.

Представляется вполне естественным, что в областях пониженного давления с характерными для них сходимостью (конвергенцией) воздушных потоков и восходящим движением синоптического масштаба со скоростью порядка $10^{-1} - 10^0 \text{ см/с}$ формируются зоны среднего (мезо) масштаба, в которых конвергенция скорости ветра более значительна, чем в среднем по циклону или ложбине. Такие мезомасштабные зоны конвергенции (МЗК) возникают под влиянием механических неоднородностей (шероховатость, рельеф), колебаний радиационных и теплофизических свойств земной поверхности [22].

В работе [39] на основе данных радиолокационных наблюдений за осадками и наземных ежечасных измерений скорости ветра на 50 – 70 станциях в квадрате $200 \times 200 \text{ км}$ (с центром в Москве) исследована связь осадков из Cb с конвергенцией скорости ветра. В летние месяцы 1989 – 1991 гг. наблюдалось 18 случаев хорошо развитой конвекции. Около 40 % площадей МЗК было заключено в пределах $(2,2 - 3,4) \cdot 10^3 \text{ км}^2$, а горизонтальный размер этих зон составлял 50 – 60 км, хотя форма их была различной, наиболее часто – эллипсоидальной. Примерно в 80 % время существования МЗК превышало 3 ч (максимальное значение равнялось 13 ч). Сведения об осадках, получаемые с помощью радиолокатора, поступали с квадрата $400 \times 400 \text{ км}$ (с центром в той же Москве). Авторы [39] отмечают, что в 50 % максимальные по интенсивности осадки внутри квадрата $200 \times 200 \text{ км}$ наблюдались над МЗК или на расстоянии, не

превышавшем 30 км от них. В оставшихся 50 % случаев интенсивные осадки вблизи МЗК связаны с приходящими на квадрат внешними по отношению к нему зонами осадков.

По поводу приведенных в статье [39] данных можно высказать следующее суждение. Конечно, 12 августа 1990 г., для которого представлены сведения о конвергенции скорости ветра и интенсивности осадков, во внутреннем квадрате наблюдалась зона конвергенции, положение которой в период с 14 до 20 ч практически не изменялось. В то же время во внутреннем квадрате наблюдалось зон осадков значительно больше (от 2 до 9). К тому же зоны осадков существенно изменяли свое положение в пространстве. Особенно характерно в этом отношении положение в 20 ч: конвергенция усилилась, а зоны осадков во внутреннем квадрате практически отсутствовали. Нельзя не обратить внимания также на то, что зоны осадков наблюдались и во всем внешнем квадрате.

По нашему мнению, мезомасштабные зоны конвергенции непосредственно не связаны с формированием зон осадков. Конвергенция как крупного, так и среднего масштаба способствует возникновению восходящих вертикальных движений и увеличению в нижней тропосфере вертикального градиента температуры. При достижении состояния насыщения и влажнонеустойчивой стратификации ($\gamma > \gamma'_a$) образование зон осадков носит вероятностный характер: поскольку как γ , так и γ'_a (за счет температуры) изменяются во времени и пространстве, то всегда существуют зоны, в которых неравенство $\gamma > \gamma'_a$ уже достигнуто, в то время как в окружающей среде γ еще не достигло значения γ'_a .

Конвергенция воздушных потоков синоптического и среднего (мезо) масштабов создает условия для возникновения вертикальных движений. Изменение скорости последних с высотой способствует увеличению вертикального градиента температуры во времени. Конвективное облако и осадки формируются в зонах с влажнонеустойчивой стратификацией под влиянием пульсационных вертикальных скоростей, порождаемых силами плавучести. Зоны с $\gamma > \gamma'_a$, а вместе с ними и размеры кучево-дождевых облаков и тем более зон ливневых осадков, значительно меньше МЗК. Поскольку облака и осадки переносятся воздушным потоком, то их расположение в пространстве может быть существенно различным. Авторы [39]

приходят к заключению: любые интенсивные осадки в пределах полигона не следует связывать лишь с мезомасштабными зонами конвергенции ветра. Роль последних сводится к обострению общей синоптической обстановки, при которой создаются условия для образования осадков.

3.6.6. Суточные колебания облаков по спутниковым данным

Как и другие величины (температура, влажность, потоки радиации), количество облаков и плотность распределения его подвержены суточным и годовым колебаниям. Широко распространено мнение (отраженное в учебной и монографической литературе), согласно которому большой вклад в образование облаков вносит радиационно-термический фактор – приток солнечной радиации к земной поверхности и обусловленная им сухонеустойчивая стратификация в приземном слое атмосферы.

В случае преобладающей роли этого фактора количество облаков (во всяком случае, кучевых и кучево-дождевых) должно быть существенно больше днем, летом и в низких широтах, чем соответственно ночью, зимой и в высоких широтах.

Ночью во все сезоны года и на всех широтах, а зимой в умеренных и высоких широтах радиационно-термический фактор не действует: в приземном слое отсутствует неустойчивая стратификация.

В статье [40] обсуждены спутниковые наблюдения за облаками в трех крупных географических районах в дневное (07 – 19 ч местного времени) и ночное (19 – 07 ч) время суток. Как и в п. 3.3.1, количество облаков (n) определялось для вложенных (с общим центром) сферических квадратов размером $0,5 \times 0,5$, 1×1 , 2×2 , 4×4 , 5×5 , 8×8 и $10 \times 10^\circ$. Число наблюдений в широтной зоне $35 - 70^\circ$ с.ш. по Европе (5° з.д. – 60° в.д.), по западу ($65 - 110^\circ$ в.д.) и востоку ($115 - 180^\circ$ в.д.) Азиатской части России (АЧР) составило 1700 – 2500 днем и 275 – 825 ночью.

Сведения о повторяемости различных групп облаков приведены в табл. 3.18. Эти данные подтверждают установленную в п. 3.3.1 закономерность: при определении n по квадратам малой площади ($0,5 \times 0,5$, $1 \times 1^\circ$) распределение количества облаков имеет U-образный, а по квадратам большой площади – куполообразный характер.

Таблица 3.18

Плотность распределения (%) облаков 1-2, 3-7 и 8-10 баллов и
ясного неба в дневное(д) и ночное(н) время суток

Квадрат	Время суток	Европа				Запад АЧР				Восток АЧР			
		ясно	1-2	3-7	8-10	ясно	1-2	3-7	8-10	ясно	1-2	3-7	8-10
Июнь													
0,5×0,5 ⁰	д	41	14	21	24	44	14	23	19	27	16	25	32
	н	37	23	22	19	46	15	23	16	30	15	28	27
2×2 ⁰	д	26	23	33	18	29	23	35	13	12	23	39	26
	н	27	32	28	13	30	28	31	11	13	21	36	30
5×5 ⁰	д	12	32	46	10	15	28	50	7	12	18	52	18
	н	10	38	44	8	19	28	46	7	6	14	60	20
10×10 ⁰	д	5	32	57	6	6	32	58	4	2	16	67	15
	н	2	49	44	5	8	41	47	4	2	18	61	19
Август													
0,5×0,5 ⁰	д	40	9	18	33	45	13	19	23	30	11	16	43
	н	36	18	20	26	53	9	9	29	39	10	17	34
2×2 ⁰	д	27	17	29	27	31	23	27	19	16	20	27	37
	н	22	30	26	22	49	12	17	26	23	21	26	30
5×5 ⁰	д	18	23	38	21	19	31	37	13	6	23	40	31
	н	12	34	36	18	28	28	28	16	13	24	40	23
10×10 ⁰	д	11	24	49	16	10	35	48	7	3	17	57	23
	н	5	39	39	17	10	39	41	10	6	21	62	11

Сведения о повторяемости различных групп облаков приведены в табл. 3.18. Эти данные подтверждают установленную в п. 3.3.1 закономерность: при определении n по квадратам малой площади ($0,5 \times 0,5, 1 \times 1^\circ$) распределение количества облаков имеет U-образный, а по квадратам большой площади – куполообразный характер.

Здесь обсудим вопрос о суточных колебаниях плотности распределения количества облаков. Из табл. 3.18 следует, что во всех группах облаков дневные и ночные повторяемости их близки между собой. Средние (по всем 16 квадратам, включая и не вошедшие в табл. 3.18) значения дневных (f_d) и ночных (f_n) повторяемостей за июнь и август приведены в табл. 3.19. Особый интерес представляет группа 1–2, включающая преимущественно кучевые облака: они, вопреки существующим представлениям, днем наблюдаются реже, чем ночью – в Европе по данным всех квадратов, а в АЧР – в 62 % случаев $f_n > f_d$.

Таблица 3.19

Средние значения повторяемости групп облаков (1–2, 3–7, 8–10 баллов) в дневную (f_d) и ночную (f_n) части суток и вероятность $P(\%)$ неравенства $f_n > f_d$ за июнь и август

Характеристика	Европа				Запад АЧР				Восток АЧР			
	ясно	1-2	3-7	8-10	ясно	1-2	3-7	8-10	ясно	1-2	3-7	8-10
$f_d, \%$	21	23	38	18	22	26	38	14	12	18	43	27
$f_n, \%$	17	34	34	15	28	26	32	14	14	19	43	24
$P, \%$	13	100	13	13	50	62	0	56	74	62	50	31

Средние значения повторяемости облаков 1–2 балла в Европе ночью также больше, чем днем, в АЧР они практически равны.

В группе 3–7 баллов, в которую также входят кучевые облака, повторяемость их в Европе и на западе АЧР днем больше, чем ночью. Однако разность $f_d - f_n$ по данным большинства квадратов в среднем не превышает 10 – 20 %. Группа 8–10 баллов включает облака St-Sc, Ns-As и Cb. Повторяемость их в Европе и на востоке АЧР днем также больше, чем ночью. Однако и в этой группе, особенно при определении Cb по данным квадрата $0,5 \times 0,5^\circ$, разность $f_d - f_n$ не превышает 10 %.

Средние по данным всех квадратов значения количества облаков составляют за июнь и август днем и ночью соответственно 3,9 и

3,6 балла в Европе, 3,4 и 3,3 балла на западе АЧР, 4,9 и 4,6 балла на востоке АЧР.

На основе приведенных данных заключаем: вклад радиационно-термического фактора в формирование облаков (в том числе, Сu и Сb) не превышает 10–20 %; основную роль играют динамические факторы – вертикальные движения синоптического масштаба, их распределение по высоте, адвекция тепла и влаги, турбулентный обмен по горизонтали и вертикали.

3.7. Роль вовлечения и смешения в образовании облаков и самолетных следов

3.7.1. Термодинамика смешения

Процесс смешения воздушных масс широко распространен в природе и явлениях антропогенного происхождения [41,42]. Среди последних наибольшее внимание уделено [43] исследованию конденсационных (облачных) следов, образующихся за самолетами (преимущественно реактивными). Хорошо известно, что под влиянием смешения с воздухом газов, поступающих в атмосферу от двигателей самолетов, автомобилей, морских и речных судов, а также от предприятий промышленности и отопительных систем, может при благоприятных условиях существенно измениться общая метеорологическая и экологическая обстановка: конденсационные следы, разрастаясь, приводят к образованию достаточно плотных облаков верхнего яруса; на аэродромах, в гаванях и на более обширных территориях возникают туманы и низкая облачность; существенно изменяются условия формирования дымок, туманов и облаков в промышленных центрах.

В природных условиях роль смешения наиболее значительна во фронтальных зонах, при образовании и развитии конвективных облаков, тропических циклонов и др.

Во всех этих случаях исследование термодинамики смешения, наряду с динамическим подходом [23], позволяет получить ряд полезных выводов об условиях образования облаков и туманов [44].

Введем обозначения: m_1 и m_2 – массы смешивающихся объемов воздуха; T_1 и T_2 – их температуры; q_1 и q_2 – массовые доли водяного пара; e_1 и e_2 – его парциальные давления; τ_1 и τ_2 – температуры точки росы (или инея); f_1 и f_2 – относительные влажности воздушных масс (до их смешения). Все величины с индексом «1» относятся к

более холодной, а с индексом «2» — к более теплой массе воздуха или газу в момент выхода его из двигателя.

Если под влиянием турбулентного обмена массы m_1 и m_2 перемешиваются, то массовая доля пара q и температура T воздуха после смешения на основе условия сохранения массы водяного пара (материальный баланс) и теплосодержания (тепловой баланс) будут равны:

$$q = \frac{m_1 q_1 + m_2 q_2}{m_1 + m_2} \text{ или } q = \frac{q_1 + n q_2}{1 + n}, \quad (3.7.1)$$

$$T = \frac{m_1 T_1 + m_2 T_2}{m_1 + m_2} \text{ или } T = \frac{T_1 + n T_2}{1 + n}. \quad (3.7.2)$$

Здесь $n = m_2/m_1$ — параметр, показывающий, какая масса теплого воздуха перемешивается с единичной массой холодного воздуха. В приложении к конвективному облаку или циклону этот параметр служит мерой вовлечения окружающего воздуха в развивающееся облако или циклон в целом ($n^{-1} = m_1/m_2$ — интенсивность вовлечения).

Строго формула (3.7.2) справедлива для случая горизонтального (точнее, изобарического) смешения. В случае изучения перемешивания по вертикали, равно как и по горизонтали при значительной разности давлений (например, в тропических циклонах), кинетические температуры (T_1, T_2, T_3) следует заменить на потенциальные ($\theta_1, \theta_2, \theta$) или эквивалентно-потенциальные (при смешении масс, близких к насыщению).

Если уже в исходном состоянии в массе воздуха содержится вода в жидком состоянии, то под q_1 или q_2 следует понимать удельное влагосодержание — сумму массовой доли пара и удельной водности.

Поскольку в реальных условиях конденсация водяного пара практически начинается при достижении состояния насыщения, для удельной (массовой) водности облака можем записать соотношение

$$\delta = q - q_m, \quad (3.7.3)$$

где q — удельное влагосодержание смеси (если произошла конденсация), определенное (3.7.1); $q_m = q_m(T, p)$ — массовая доля насыщенного водяного пара при температуре T и давлении p смеси:

$$q_m = 0,622 E(T)/p, \quad (3.7.4)$$

$E(T)$ – давление насыщения.

Как q , так и q_m (через T), а вместе с ними и δ существенно зависят от параметра n , значения которого различного различны и недостаточно известны в разных частях облака (тумана). Однако можно определить значение n , которое соответствует той части облака, где водность достигает максимума. Такое n и отвечающую ему максимальную водность найдем, если согласно известному правилу производную от δ по n

$$\frac{d\delta}{dn} = \frac{dq}{dn} - \frac{dq_m}{dn} = \frac{dq}{dn} - \frac{\partial q_m}{\partial T} \frac{dT}{dn}$$

приравняем нулю:

$$\frac{dq}{dn} - \frac{\partial q_m}{\partial T} \frac{dT}{dn} = 0. \quad (3.7.5)$$

Здесь и далее мы ограничимся учетом зависимости q_m только от T на том основании, что эффект изменения давления (даже при изучении перемешивания по вертикали) существенно меньше влияния T на q_m .

Поскольку согласно (3.7.1) и (3.7.2)

$$\frac{dT}{dn} = \frac{T_2 - T_1}{(1+n)^2}, \quad \frac{dq}{dn} = \frac{q_2 - q_1}{(1+n)^2}, \quad (3.7.6)$$

а по уравнению Клаузиуса-Клапейрона

$$\partial q_m / (\partial T) = L q_m / (R_v T^2), \quad (3.7.7)$$

то уравнение (3.7.5), с учетом (3.7.4), принимает вид

$$LE(T)/(R_v T^2) = B, \quad (3.7.8)$$

где L – удельная теплота парообразования (конденсации); $R_v = 461,5$ Дж/(кг · К) – удельная газовая постоянная водяного пара; B – параметр, играющий определяющую роль в образовании облака:

$$B = \frac{P}{0,622} \frac{q_2 - q_1}{T_2 - T_1}. \quad (3.7.9)$$

Поскольку $q_i = 0,622E(\tau_i)/p$, то

$$B = [E(\tau_2) - E(\tau_1)] / (T_2 - T_1), \quad (3.7.10)$$

где τ_1 и τ_2 — температуры точки росы (или инея) холодной и теплой воздушных масс.

Результаты расчета произведения $B(T_2 - T_1)$ при различных τ_1 и τ_2 представлены в табл. 3.20. При известных T_1 , T_2 , τ_1 и τ_2 с помощью этой таблицы находим значение B . Эти значения изменяются в широких пределах: от нескольких десятых до 250–300 Па/К.

Уравнение (3.7.8) обладает тем существенным преимуществом, что оно позволяет определить температуру воздуха T в зоне смешения. Нетрудно видеть, что левая часть (3.7.8) зависит только от T . Таким образом, между B и T существует однозначная связь.

Перейдем к расчету влажности облака. Из соотношения (3.7.2) следует

$$n = (T - T_1)/(T_2 - T). \quad (3.7.11)$$

Вставляя это n в (3.7.1), а затем найденное выражение для q — в (3.7.3), получаем

$$\delta = [q_1 (T_2 - T) + q_2 (T - T_1)] / (T_2 - T_1) - q_m(T, p). \quad (3.7.12)$$

Заменив массовые доли q_1 и q_2 на соответствующие температуры точки росы τ_1 и τ_2 , перепишем (3.7.12) в виде

$$\delta = \frac{0,622}{p} \left[\frac{E(\tau_1) \cdot (T_2 - T) + E(\tau_2) \cdot (T - T_1)}{T_2 - T_1} - E(T) \right]. \quad (3.7.13)$$

Если теперь ввести сюда вместо $E(\tau_2)$ параметр B по соотношению (3.7.10) и перейти от массовой (удельной) влажности δ к объемной (абсолютной) влажности $\delta^* = \delta \rho$ (где ρ — плотность воздуха), то получим

$$\delta^* = (0,622 / RT) [B(T - T_1) - (E(T) - E(\tau_1))]. \quad (3.7.14)$$

Поступая точно так же в отношении $E(\tau_1)$, приходим к другому виду формулы для δ^* :

$$\delta^* = (0,622 / RT) [(E(\tau_2) - E(T)) + B(T - T_2)]. \quad (3.7.15)$$

Таблица 3.20

Значения $B \cdot (T_2 - T_1)$, Па; $\tau_2 = \tau_2(\text{числитель})$; $\tau_1 = \tau_1(\text{знаменатель})$

τ_1 , °C	$\tau_2 - \tau_1$, °C									
	1	2	3	4	5	6	8	10	15	20
<i>Капельно-жидкое облако</i>										
40	<u>384</u> 402	<u>751</u> 824	<u>1101</u> 1265	<u>1436</u> 1726	<u>1754</u> 2208	<u>2058</u> 2712	<u>2623</u> 3788	<u>3135</u> 4962	<u>4211</u> 8368	<u>5040</u> 12548
35	<u>304</u> 318	<u>593</u> 653	<u>868</u> 1003	<u>1131</u> 1370	<u>1381</u> 1754	<u>1618</u> 2157	<u>2959</u> 3019	<u>2456</u> 3962	<u>3286</u> 6716	<u>3919</u> 10122
30	<u>238</u> 250	<u>463</u> 52	<u>678</u> 788	<u>882</u> 1077	<u>1075</u> 1381	<u>1260</u> 1699	<u>1500</u> 2383	<u>1906</u> 3135	<u>2538</u> 5342	<u>3016</u> 8096
20	<u>141</u> 149	<u>247</u> 306	<u>401</u> 471	<u>520</u> 646	<u>633</u> 830	<u>740</u> 1024	<u>936</u> 1442	<u>1110</u> 3286	<u>1465</u> 3286	<u>1726</u> 5040
10	<u>79,8</u> 84,7	<u>155</u> 174	<u>226</u> 270	<u>293</u> 368	<u>355</u> 477	<u>414</u> 590	<u>22</u> 836	<u>616</u> 1110	<u>806</u> 1940	<u>941</u> 3016
0	<u>43,0</u> 45,8	<u>83,2</u> 94,7	<u>121</u> 147	<u>156</u> 202	<u>189</u> 261	<u>220</u> 324	<u>276</u> 461	<u>324</u> 616	<u>420</u> 1094	<u>485</u> 1726
-10	<u>21,8</u> 23,4	<u>42,2</u> 48,6	<u>61,1</u> 75,5	<u>78,7</u> 104	<u>95,1</u> 135	<u>110</u> 168	<u>137</u> 241	<u>161</u> 324	<u>206</u> 586	<u>235</u> 941
-20	<u>10,4</u> 11,2	<u>20,0</u> 23,4	<u>28,9</u> 36,4	<u>37,1</u> 50,6	<u>44,7</u> 65,8	<u>51,7</u> 82,1	<u>64,0</u> 119	<u>74,5</u> 161	<u>94,0</u> 296	<u>106</u> 485
<i>Кристаллическое облако</i>										
-10	<u>22,0</u> 24,0	<u>42,5</u> 50,0	<u>61,3</u> 78,2	<u>78,6</u> 109	<u>94,5</u> 142	<u>109</u> 177	<u>135</u> 258	<u>156</u> 351	<u>196</u> 612	<u>222</u> 967
-20	<u>9,47</u> 10,4	<u>18,1</u> 21,6	<u>26,0</u> 34,0	<u>26,3</u> 47,4	<u>39,9</u> 62,0	<u>46,0</u> 77,9	<u>56,5</u> 114	<u>65,2</u> 156	<u>80,8</u> 298	<u>90,3</u> 507
-30	<u>3,77</u> 4,15	<u>7,19</u> 8,71	<u>10,3</u> 13,7	<u>13,1</u> 19,2	<u>15,6</u> 25,2	<u>18,0</u> 31,9	<u>21,9</u> 47,0	<u>25,1</u> 65,2	<u>30,8</u> 127	<u>34,0</u> 222
-40	<u>1,38</u> 1,53	<u>2,62</u> 3,23	<u>3,74</u> 5,11	<u>4,74</u> 7,19	<u>5,63</u> 9,49	<u>6,44</u> 12,0	<u>7,81</u> 17,9	<u>8,90</u> 25,1	<u>10,7</u> 50,4	<u>11,8</u> 90,3
-50	<u>0,46</u> 0,51	<u>0,87</u> 1,09	<u>1,23</u> 1,74	<u>1,55</u> 2,46	<u>1,84</u> 3,26	<u>2,10</u> 4,16	<u>2,52</u> 6,28	<u>2,85</u> 8,90	<u>3,39</u> 18,4	<u>3,67</u> 34,0

Таким образом, водность облака зависит от трех параметров: T_1 , τ_1 и B – в случае определения ее по формуле (3.7.14); T_2 , τ_2 и B – при расчете по (3.7.15).

Вместо B можно задать T – температуру воздуха в зоне смешения, однозначно связанную с B .

Результаты расчета δ^* представлены в табл. 3.21. При этом считаем, что в первом варианте (при определении δ^* по T_1 , τ_1 и B) насыщен ($\tau_1 = T_1$) холодный воздух, а во втором (при определении δ^* по T_2 , τ_2 и B) насыщен ($\tau_2 = T_2$) теплый воздух (другой воздух может находиться в любом состоянии).

Таблица 3.21

Водность облака $10^2 \delta^* (\text{г/м}^3)$: числитель при $\Delta T = T - T_1$;
знаменатель при $\Delta T = T_2 - T$

$T, ^\circ\text{C}$	$\Delta T, ^\circ\text{C}$										
	1	2	3	4	5	6	8	10	15	20	25
<i>Капельно-жидкое облако</i>											
40	<u>4,2</u> 8,3	<u>20</u> 30	<u>48</u> 66	<u>86</u> 115	<u>136</u> 179	<u>195</u> 257	<u>344</u> 462	<u>529</u> 735	<u>1134</u> 1742	<u>1910</u> 3286	<u>2821</u> 5458
35	<u>3,3</u> 6,5	<u>17</u> 25	<u>41</u> 54	<u>73</u> 95	<u>114</u> 148	<u>165</u> 214	<u>289</u> 386	<u>444</u> 615	<u>945</u> 1466	<u>1585</u> 2775	<u>2335</u> 4629
30	<u>3,2</u> 5,5	<u>15</u> 20	<u>34</u> 44	<u>62</u> 78	<u>96</u> 122	<u>138</u> 177	<u>240</u> 320	<u>368</u> 511	<u>781</u> 1224	<u>1305</u> 2328	<u>1916</u> 3898
20	<u>2,4</u> 3,4	<u>10</u> 12	<u>24</u> 29	<u>42</u> 51	<u>65</u> 80	<u>93</u> 117	<u>161</u> 214	<u>245</u> 343	<u>516</u> 831	<u>856</u> 1591	<u>1248</u> 2694
10	<u>1,7</u> 2,0	<u>7,0</u> 8,0	<u>16</u> 18	<u>27</u> 31	<u>42</u> 51	<u>60</u> 75	<u>103</u> 137	<u>156</u> 222	<u>326</u> 399	<u>536</u> 1052	<u>778</u> 1795
0	<u>1,1</u> 1,2	<u>4,3</u> 4,7	<u>10</u> 11	<u>17</u> 20	<u>26</u> 31	<u>36</u> 46	<u>62</u> 84	<u>94</u> 137	<u>195</u> 340	<u>318</u> 666	<u>459</u> 1148
-10	<u>0,66</u> 0,65	<u>2,5</u> 2,7	<u>5,6</u> 6,2	<u>9,8</u> 11	<u>15</u> 18	<u>21</u> 27	<u>36</u> 49	<u>54</u> 81	<u>110</u> 203	<u>179</u> 402	<u>256</u> 702
-20	<u>0,37</u> 0,34	<u>1,4</u> 1,5	<u>3,1</u> 3,4	<u>5,3</u> 6,2	<u>8,1</u> 9,9	<u>11</u> 15	<u>19</u> 27	<u>29</u> 45	<u>59</u> 114	<u>94</u> 230	<u>134</u> 392
<i>Кристаллическое облако</i>											
-10	<u>0,75</u> 0,80	<u>2,9</u> 3,2	<u>6,4</u> 7,5	<u>11</u> 14	<u>17</u> 22	<u>24</u> 32	<u>41</u> 60	<u>61</u> 99	<u>123</u> 220	<u>197</u> 417	—
-20	<u>0,36</u> 0,39	<u>1,4</u> 1,6	<u>3,1</u> 3,7	<u>5,4</u> 6,7	<u>8,2</u> 11	<u>12</u> 16	<u>19</u> 30	<u>29</u> 49	<u>58</u> 128	<u>92</u> 265	—
-30	<u>0,16</u> 0,17	<u>0,63</u> 0,73	<u>1,4</u> 1,7	<u>2,4</u> 3,0	<u>3,6</u> 4,9	<u>5,1</u> 7,3	<u>8,6</u> 14	<u>13</u> 23	<u>22</u> 60	<u>40</u> 127	—
-40	<u>0,07</u> 0,07	<u>0,19</u> 0,31	<u>0,57</u> 0,70	<u>0,99</u> 1,3	<u>1,5</u> 2,1	<u>2,1</u> 3,1	<u>3,5</u> 5,9	<u>5,2</u> 9,9	<u>10</u> 27	<u>16</u> 58	—
-50	<u>0,03</u> 0,03	<u>0,10</u> 0,12	<u>0,22</u> 0,27	<u>0,38</u> 0,50	<u>0,57</u> 0,81	<u>0,80</u> 1,2	<u>1,3</u> 2,3	<u>1,9</u> 3,9	<u>3,8</u> 11	<u>5,9</u> 24	—

В табл. 3.21 совмещены оба варианта: в числителе (над чертой) приведены значения δ^* , определенные по T и $\Delta T = T - T_1$ (или по $T_1 = T - \Delta T$), в знаменателе (под чертой) — значения δ^* , рассчитанные по T и $\Delta T = T_2 - T$ (или по $T_2 = T + \Delta T$). Совершенно естественно, что чем ниже температура холодного воздуха, тем больше водность облака при фиксированной температуре T в зоне смешения. При этом зависимость δ^* от T_1 очень сильная: при увеличении разности $T - T_1$ в 10 раз (от 1 до 10 $^\circ\text{C}$) водность облака увеличивается в 78, 92 и 126 раз при T , равной -20 , 10 и 40 $^\circ\text{C}$ соответственно.

Столь же сильно зависит δ^* от температуры T_2 теплой массы: увеличение разности $T_2 - T$ в 10 раз (от 1 до 10 °C) сопровождается ростом водности в 133, 111 и 88 раз при T , равной -20, 10 и 40 °C соответственно.

При фиксированных $T - T_1$ и $T_2 - T$ водность облака существенно зависит от температуры T в зоне смешения. Так, при $T - T_1 = 5$ °C водность растет от 0,08 до 0,96 г/м³ при увеличении T от -20 до 30 °C, а при $T_2 - T = 5$ °C - от 0,1 до 1,22 г/м³ при том же изменении T .

Отметим, что при значениях разности $T - T_1$ (равно как и $T_2 - T$) в несколько градусов водность образовавшегося под влиянием смешения облака достигает 0,2-0,4 г/м³ при $T \leq 0$ °C, 0,5-0,9 - при 10-20 и 1,0-3,0 г/м³ - при 30-40 °C.

Эти значения δ^* вполне сравнимы с наблюдаемыми в реальных облаках.

Если же разности ΔT составляют 10-20 °C, то при T , равных 20-40 °C, δ^* может достичь 5-10 и даже 15-20 г/м³. Такие значения δ^* могут наблюдаться только в очень мощных кучево-дождевых (грозовых) облаках.

Представленные в табл. 3.21 значения δ^* относятся к случаю насыщенного (до смешения) воздуха. Из формул (3.7.14) и (3.7.15) следует, что при понижении температур точки росы ($\tau_1 < T_1$ и $\tau_2 < T_2$) водность облака δ^* уменьшается.

Минимальные значения τ_1^* и τ_2^* и относительной влажности f_1^* и f_2^* , при которой воздух в зоне смешения еще насыщен, найдем, если в (3.7.14) и (3.7.15) положим $\delta^* = 0$:

$$E(\tau_1^*) = E(T) - B(T - T_1), \quad f_1^* = E(\tau_1^*) / E(T_1), \quad (3.7.16)$$

$$E(\tau_2^*) = E(T) - B(T_2 - T), \quad f_2^* = E(\tau_2^*) / E(T_2). \quad (3.7.17)$$

Результаты расчета f_1^* и f_2^* представлены в табл. 3.22, τ_1^* и τ_2^* - в табл. 3.23.

Таблица 3.22

Минимальная относительная влажность (%)
 f_1^* (числитель, $\Delta T = T - T_1$), f_2^* (знаменатель, $\Delta T = T_2 - T$)

$\Delta T, ^\circ\text{C}$	$T, ^\circ\text{C}$							
	40	35	30	20	10	0	-10	-20
1	<u>99,9</u>	<u>99,9</u>	<u>99,9</u>	<u>99,9</u>	<u>9,8</u>	<u>99,7</u>	<u>99,7</u>	<u>99,6</u>
	89,8	89,5	89,1	88,2	87,3	85,3	85,1	83,9
2	<u>99,6</u>	<u>99,5</u>	<u>99,4</u>	<u>99,3</u>	<u>99,2</u>	<u>98,9</u>	<u>98,7</u>	<u>98,4</u>
	80,4	79,8	79,1	77,6	75,8	74,0	72,0	69,7
3	<u>98,9</u>	<u>98,8</u>	<u>98,7</u>	<u>98,4</u>	<u>98,0</u>	<u>97,6</u>	<u>89,3</u>	<u>88,3</u>
	71,8	70,9	69,9	67,8	65,5	63,1	60,4	57,4
4	<u>97,9</u>	<u>97,7</u>	<u>97,4</u>	<u>96,9</u>	<u>96,2</u>	<u>95,3</u>	<u>94,3</u>	<u>93,0</u>
	63,9	62,8	61,6	59,0	56,3	53,3	50,1	46,6
5	<u>96,6</u>	<u>96,2</u>	<u>95,8</u>	<u>94,8</u>	<u>93,7</u>	<u>92,3</u>	<u>90,5</u>	<u>88,0</u>
	56,6	55,3	53,9	51,0	47,9	44,6	41,1	37,3
6	<u>94,7</u>	<u>94,2</u>	<u>93,6</u>	<u>92,2</u>	<u>90,4</u>	<u>88,2</u>	<u>85,5</u>	<u>82,0</u>
	49,9	48,5	47,0	43,8	40,4	36,8	33,1	29,1
7	<u>92,4</u>	<u>91,6</u>	<u>90,8</u>	<u>88,7</u>	<u>86,2</u>	<u>82,9</u>	<u>79,1</u>	<u>74,3</u>
	43,8	42,2	40,6	37,3	33,7	30,0	26,1	22,0
8	<u>89,5</u>	<u>88,5</u>	<u>87,3</u>	<u>84,5</u>	<u>80,9</u>	<u>76,4</u>	<u>70,7</u>	<u>63,2</u>
	38,1	36,5	34,8	31,3	27,7	23,9	19,9	15,9
9	<u>86,3</u>	<u>84,7</u>	<u>83,1</u>	<u>79,3</u>	<u>74,5</u>	<u>68,4</u>	<u>60,0</u>	<u>50,1</u>
	33,0	31,3	29,5	26,0	22,3	18,4	14,5	10,6
10	<u>82,0</u>	<u>80,0</u>	<u>78,0</u>	<u>73,0</u>	<u>66,6</u>	<u>58,4</u>	<u>47,7</u>	<u>33,6</u>
	28,2	26,5	24,7	21,1	17,4	13,6	9,8	6,0
11	<u>77,1</u>	<u>74,7</u>	<u>72,0</u>	<u>65,5</u>	<u>57,2</u>	<u>46,5</u>	<u>32,3</u>	<u>13,5</u>
	23,8	22,1	20,3	16,7	13,1	9,4	5,7	2,0
12	<u>71,4</u>	<u>68,3</u>	<u>64,9</u>	<u>56,6</u>	<u>46,0</u>	<u>32,2</u>	<u>13,8</u>	—
	19,8	18,1	16,3	12,8	9,2	5,6	2,1	—
13	<u>64,7</u>	<u>60,9</u>	<u>56,6</u>	<u>46,2</u>	<u>32,8</u>	<u>15,2</u>	—	—
	16,1	14,4	12,2	9,2	5,7	—	—	—
14	<u>57,1</u>	<u>52,4</u>	<u>47,0</u>	<u>34,1</u>	<u>17,3</u>	—	—	—
	12,8	11,1	9,4	6,0	2,6	—	—	—
15	<u>48,2</u>	<u>42,5</u>	<u>35,9</u>	<u>20,0</u>	—	—	—	—
	9,7	7,7	6,4	3,1	—	—	—	—
16	<u>38,1</u>	<u>31,1</u>	<u>23,2</u>	<u>3,8</u>	—	—	—	—
	6,9	5,3	3,7	0,5	—	—	—	—

При значениях $f_1 > f_2^*$ и $f_2 > f_2^*$ в зоне смешения происходит конденсация водяного пара и образование облака ($\delta^* > 0$). Интервалы изменения f_1 ($f_1^* < f_1 < 100\%$) и f_2 ($f_2^* < f_2 < 100\%$) увеличиваются при возрастании ΔT и понижении температуры T в зоне смешения.

Таблица 3.23

Минимальные значения температуры точки росы τ_1^* и τ_2^* (°C): τ_1^* – при $\Delta T = T - T_1$; τ_2^* – при $\Delta T = T_2 - T$

$\Delta T, ^\circ\text{C}$	$T, ^\circ\text{C}$							
	40	35	30	20	10	0	-10	-20
1	39,0	34,0	29,0	19,0	8,9	-1,1	-11,0	21,0
2	37,9	32,9	27,9	17,9	7,8	-2,1	-12,2	-22,1
3	36,8	31,8	26,8	16,7	6,7	-3,3	-13,4	-23,4
4	35,6	30,6	25,6	15,5	5,4	-4,7	-14,7	-24,8
5	34,4	29,3	24,3	14,2	4,1	-6,1	-16,2	-26,4
6	33,0	28,0	22,9	12,7	2,6	-7,6	-17,9	-28,2
7	31,6	26,5	21,4	11,2	0,9	-9,4	-19,8	-30,2
8	30,1	24,9	19,8	9,4	-0,9	-11,4	-22,0	-32,8
9	28,4	23,2	18,0	7,6	-3,0	-13,7	-24,8	-36,1
10	26,6	21,4	16,0	5,4	-5,7	-16,7	-28,2	-41,0
11	24,6	19,2	13,8	2,9	-8,4	-20,2	-33,3	-50,5
12	22,4	16,9	11,3	-0,1	-12,1	-25,4	-42,2	–
13	19,8	14,1	8,4	-3,8	-17,1	–	–	–
14	16,9	10,9	4,7	-8,6	-26,6	–	–	–
15	13,3	6,9	0,0	-16,1	–	–	–	–
16	8,9	1,6	-6,7	-35,5	–	–	–	–

Значения τ_1 , обеспечивающие образование облака ($\delta^* > 0$), заключены в довольно узких интервалах. Так, если $T = 10^\circ\text{C}$ и $\Delta T = 6^\circ\text{C}$ и, следовательно, $T_1 = 4^\circ\text{C}$, то $\tau_1^* = 2,6^\circ\text{C}$, т.е. τ_1 может изменяться между 2,6 и 4°C ; при $T = 30^\circ\text{C}$ и $\Delta T = 6^\circ\text{C}$ ($T_1 = 24^\circ\text{C}$) $\tau_1^* = 22,9^\circ\text{C}$, т.е. $22,9 \leq \tau_1 \leq 24^\circ\text{C}$. По мере увеличения ΔT растет и интервал возможных значений τ_1 . При той же $T = 10^\circ\text{C}$ и $\Delta T = 10^\circ\text{C}$ ($T_1 = 0^\circ\text{C}$) $\tau_1^* = -5,7^\circ\text{C}$ и $-5,7 \leq \tau_1 \leq 0^\circ\text{C}$; при $T = 30^\circ\text{C}$ и $\Delta T = 10^\circ\text{C}$ ($T_1 = 20^\circ\text{C}$) $\tau_1^* = 16,0^\circ\text{C}$ и $16,0 \leq \tau_1 \leq 20^\circ\text{C}$.

Более широки интервалы изменения τ_2 . При $T = 10^\circ\text{C}$ и $\Delta T = T_2 - T = 6^\circ\text{C}$ ($T_2 = 16^\circ\text{C}$), $\tau_2^* = 2,6^\circ\text{C}$. Однако нельзя считать, что τ_2 может изменяться между 2,6 и 16°C . Из формулы (3.7.15) следует, что температура точки росы τ_2 должна быть выше T , поскольку в противном случае $\delta^* < 0$. Таким образом, в данном примере $10 < \tau_2 < 16^\circ\text{C}$. Если $T = 10^\circ\text{C}$ и $\Delta T = 10^\circ\text{C}$ ($T_2 = 20^\circ\text{C}$), то $\tau_2^* = -5,4^\circ\text{C}$, а $10 < \tau_2 \leq 20^\circ\text{C}$.

При фиксированных T и температуре точки росы (τ_1 или τ_2) температура холодного и теплого воздуха должна быть ниже значений T_1^* и T_2^* , которые найдем, полагая в (3.7.14) и (3.7.15) $\delta^* = 0$:

$$T_1^* = T - \{[E(T) - E(\tau_1)] / B\};$$

$$T_2^* = T + \{[E(\tau_2) - E(T) / B\}.$$
(3.7.18)

Результаты расчета T_1^* и T_2^* приведены в табл. 3.24. Для образования облака ($\delta^* > 0$) в зоне смешения необходимо и достаточно, как это следует из (3.7.14) и (3.7.15), чтобы температура холодного воздуха до смешения была ниже T_1^* , а теплого – ниже T_2^* .

Интервалы изменения T_1 и T_2 , так же как и τ_1 и τ_2 , ограничены. Так, при $T = 10^\circ\text{C}$ и $\Delta\tau = T - \tau_1 = 6^\circ\text{C}$ (т.е. $\tau_1 = 4^\circ\text{C}$) $T_1^* = 5^\circ\text{C}$; поскольку $T_1 \geq \tau_1$, то T_1 может изменяться лишь между 4 и 5°C . Если $T = 10^\circ\text{C}$ и $\Delta\tau = 10^\circ\text{C}$ (т.е. $\tau_1 = 0^\circ\text{C}$), то $T_1^* = 2,5^\circ\text{C}$ и, таким образом, $0^\circ\text{C} \leq T_1 \leq 2,5^\circ\text{C}$. При той же $T = 10^\circ\text{C}$ и $\Delta\tau = \tau_2 - T = 10^\circ\text{C}$ (т.е. $\tau_2 = 20^\circ\text{C}$) интервал изменения T_2 более широк: $20 \leq T_2 \leq 23,6^\circ\text{C}$.

В целом же интервалы изменения T_1 , T_2 , τ_1 и τ_2 , при которых в зоне смешения образуется облако, достаточно узки (при обычно наблюдаемых разностях $T_2 - T_1$ интервалы эти составляют, как правило, несколько градусов).

Таблица 3.24

Наибольшие значения температуры ($^\circ\text{C}$) холодного T_1^* (числитель, $\Delta\tau = T - \tau_1$) и теплого T_2^* (знаменатель, $\Delta\tau = \tau_2 - T$) воздуха, при которых воздух в зоне смешения достигает насыщения

$T, ^\circ\text{C}$	$\Delta\tau, ^\circ\text{C}$									
40	38,1	37,2	36,3	35,5	34,7	33,3	32,0	29,2	27,1	25,5
	42,1	43,2	44,4	45,7	47,0	49,7	52,7	61,5	72,2	85,2
35	33,1	32,2	31,3	30,5	29,8	28,3	27,0	24,4	22,3	20,8
	37,1	38,2	39,4	40,7	42,0	44,8	47,8	66,6	67,8	81,3
30	28,5	27,2	26,4	25,6	24,8	23,4	22,1	19,5	17,5	16,1
	32,1	33,2	34,4	35,7	37,0	39,9	43,0	52,1	63,5	77,5
20	18,3	17,2	16,4	15,6	14,9	13,5	12,3	9,8	8,0	6,7
	22,1	23,3	24,5	25,8	27,1	30,0	33,2	42,8	55,0	70,3
10	8,1	7,2	6,4	5,7	5,0	3,6	2,5	1,8	1,5	-2,6
	12,1	13,3	14,5	15,8	17,2	20,2	23,6	33,6	46,8	63,6
0	-1,9	-2,7	-3,5	-4,3	-5,0	-6,2	-7,3	-9,5	-10,9	-12,0
	2,1	3,3	4,6	5,9	7,3	10,4	13,9	24,7	38,9	57,6
-10	-11,9	-12,7	-13,5	-14,2	-14,9	-16,1	-17,1	-19,1	-20,4	-21,3
	-7,9	-6,7	-5,4	-4,0	-2,6	0,6	4,3	15,9	31,6	52,6
-20	-21,8	-22,7	-23,4	-24,1	-24,8	-25,9	-26,9	-28,7	-29,8	-30,6
	-17,8	-16,6	-15,3	-13,9	-12,4	-9,0	-5,1	7,3	24,8	48,9

Если относительные влажности f_1 и f_2 ниже значений, представленных в табл. 3.22, а температуры T_1 и T_2 выше значений, приведенных в табл. 3.24, то в зоне смешения воздух не достигает состояния насыщения и облако не образуется. Более того, если в одной из воздушных масс до смешения наблюдалось облако, то под влиянием смешения такое облако будет полностью рассеяно или снижена его водность.

В целом количественная оценка смешения воздушных масс позволяет ответить на вопрос: при каких условиях может образоваться новое или рассеяться существующее облако?

Однако не меньший интерес представляет оценка роли смешения в таких атмосферных объектах, как циклоны и фронты (ложбины).

Как показано в первой главе, в образовании и углублении циклонов существенную роль играет адвекция холода. Циклон продолжает углубляться до тех пор, пока в его центральную часть поступает (вовлекается) с периферии более холодный воздух. Естественно, что этот воздух при движении смешивается с более теплым воздухом. Вовлечению холодного воздуха в циклон (равно как и в ложбину) способствует сходимость (конвергенция) воздушных течений, которая в этих барических системах всегда наблюдается в нижней (а нередко в средней и даже верхней) тропосфере.

Особенно велика разность температур и, как следствие, велик эффект смешения в образовании облака в тропических циклонах. Из приведенных выше данных следует, что под влиянием вовлечения холодного воздуха и последующего смешения его с теплым при высоких температурах, наблюдаемых в тропическом циклоне, формируется облако водностью порядка 10^0 – 10^1 г/м³.

3.7.2. Оценка смешения и вовлечения по данным наблюдения и численного моделирования

Во второй половине двадцатого столетия в ряде стран (США, Япония, Франция, Великобритания и др.) предпринимались большие усилия по комплексному исследованию облаков вообще, кучевых (Cu) и кучево-дождевых (Cb) в частности. В качестве технических средств использовались самолеты, радиолокаторы, радиозонды, а, начиная с 70-х годов, также метеорологические спутники.

В Советском Союзе эти исследования проводились особенно широко. С целью получения комплексных сведений о полях обла-

ков и осадков, а также активных воздействий на них на Украине в районе Кривого Рога был создан экспериментальный метеорологический полигон (ЭМП) площадью около 16 тыс. км² с расположенными на нем несколькими сотнями осадкомерных постов, двумя пунктами радиозондирования, радиолокационной станцией МРЛ-2 и семью шаропилотными пунктами.

В период наиболее активной стадии развития Сб выполнялись полеты на самолете с измерением на нем перегрузок, температуры, влажности и давления воздуха и регистрацией (с помощью диспетчерского радиолокатора) входа и выхода самолета из восходящего потока в подоблачном слое (200–300 м ниже основания облака).

В работе [45] детально исследовано кучево-дождевое облако, которое наблюдалось на ЭМП 22 июня 1976 г. с 12 до 17 ч.

В это время над Украиной располагалась область низкого давления со слабыми и умеренными скоростями ветра. Через центральные районы Украины с юго-запада на северо-восток проходил малоподвижный холодный фронт с небольшими контрастами температур у земной поверхности и на высотах.

У поверхности Земли и до высоты 1–2 км отмечалась низкая относительная влажность. В облачном слое (1,5–9,0 км) наблюдался северный ветер (315°; 4,4 м/с) при вертикальном сдвиге – $0,5 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ и более значительном сдвиге ($3,4 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$) в слое 2,0–4,3 км.

К 13 ч. в тыловой части циклона образовались кучевые облака (преимущественно Cu hum и Cu med) диаметром 1–2 км. Вначале облака располагались в виде гряды, ориентированной с юго-запада на северо-восток и смещавшейся в юго-восточном направлении. Затем облака возникли и на различных расстояниях от гряды. Скорость движения гряды и особенно крупных облаков изменялась во времени. В частности, с 13 ч. 30 мин. до 13 ч. 50 мин, когда размеры облаков достигли максимальных значений и отдельные облака начали объединяться, движение гряды сильно замедлилось. К 13 ч три наиболее крупных облака достигли стадии одноячеистых кучево-дождевых облаков. Из них только одно продолжало длительное время расти и составляло основную часть облачной системы. Высота верхней границы всех облаков в течение примерно одного часа увеличивалась со скоростью 1–1,5 м/с. После достижения в 13 ч 40 мин – 14 ч максимума (7–8 км) эта высота всех облаков начала сни-

жаться. Исключение составляло наиболее крупное (основное) облако, верхняя граница которого после 14 ч оставалась практически на одном уровне (около 9 км).

Площадь (горизонтального сечения) каждого облака после его возникновения быстро достигла значения, близкого к максимальному, после чего длительное время оставалась практически постоянной, не превышая, как правило, 100 км^2 .

После прекращения осадков площадь облака быстро уменьшалась. Однако площадь основного, наиболее крупного облака в течение большей части развития облачной системы продолжала возрастать, особенно быстро после 14 ч, когда вершина облака достигла максимальной высоты. С 12 ч 30 мин до 15 ч 30 мин площадь этого облака увеличилась от 20 до 600 км^2 , т.е. диаметр облака увеличился на 22,6 км (от 5 до 27,6 км). За это же время вершина облака поднималась на 4 км (от 5 до 9 км).

Если бы облако развивалось только под влиянием восходящего движения, то объем облака возрос бы за 3 ч на $20 \cdot 4 = 80 \text{ км}^3$. В действительности объем облака за 3 ч увеличился на $(600 \cdot 7,5) - (20 \cdot 3,5) = 4430 \text{ км}^3$, т.е. в $4430/80 = 56$ раз больше по сравнению с тем, что наблюдалось бы при отсутствии взаимодействия облака с окружающей его средой. Совершенно очевидно, что без учета этого фактора невозможно оценить содержание воды в облаке и количестве выпадающих из него осадков.

До начала преобразования облаков (в 12 ч) температура воздуха у поверхности Земли на всей территории была практически одной и той же: $28-29^\circ\text{C}$. Однако к моменту максимального развития облаков (13 ч 30 мин) температура и массовая доля водяного пара изменились от 27°C и 11 г/кг на севере до 30°C и 7 г/кг на юге. При северо-западном ветре это означает, что на всей территории наблюдалась адвекция холода и адвекция более влажного воздуха. К моменту рассеяния облака (15 ч) сформировалась замкнутая область холода с температурой 21°C в центральной части и 27°C на периферии.

С целью оценки притоков водяного пара и тепла в области образования облаков и осадков выполнен расчет дивергенции скорости ветра. Поскольку составляющие потока пара вдоль осей x и y равны ρq_i и ρq_y , то приток пара к 1 м^3 за 1 с принимает вид:

$$\varepsilon_n = - \left(\frac{\partial(\rho q u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho q v)}{\partial y} \right)$$

или

$$\varepsilon_n = -\rho q \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \left(u \frac{\partial \rho q}{\partial x} + v \frac{\partial \rho q}{\partial y} \right), \quad (3.7.20)$$

где q – массовая доля водяного пара; ρq – абсолютная влажность (объемная доля пара); u и v – проекции скорости ветра на оси x и y ; ρ – плотность воздуха.

Приток пара к объему площадью S и толщиной Δz равен $\varepsilon_n S \Delta z$. По данным измерений в семи шаропилотных пунктах определена дивергенция скорости ветра $D = \partial u / \partial x + \partial v / \partial y$, по приземным и радиозондовым данным массовая доля пара принята равной 8, 6 и 5 г/кг в слоях 0–500, 500–1000 и 1000–1500 м соответственно. Площадь территории, в пределах которой образовались и развивались облака, считались постоянной, равной 930 км².

На первой стадии (12–13 ч 30 мин) во всех указанных выше слоях наблюдалась сходимость воздушных потоков ($D < 0$) и, как следствие, положительный приток водяного пара под влиянием первого (дивергентного) слагаемого в (3.7.20). Выражение для притоков тепла ε_T имеет вид:

$$\varepsilon_T = -c_p \rho T \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - c_p \left(u \frac{\partial \rho T}{\partial x} + v \frac{\partial \rho T}{\partial y} \right), \quad (3.7.21)$$

где c_p – удельная теплоемкость воздуха.

Таким образом, под влиянием $D < 0$ в первый период наблюдения в слое 0–1500 м приток тепла также больше нуля, однако начиная с 14 ч сначала в нижнем слое, а затем во втором и третьем слоях наблюдались расходимость воздушных потоков ($D > 0$) и, как следствие, отток водяного пара и тепла под влиянием первых слагаемых в (3.7.20) и (3.7.21).

Второе (адвективное) слагаемое в (3.7.20) также положительно, поскольку массовая доля пара увеличивается в северо-западном направлении (от 7 до 11 г/кг). Приток же тепла в 13 ч 30 мин за счет адвективного слагаемого в (3.7.21) отрицателен (наблюдается отток тепла), поскольку температура убывает в северном направлении.

Особенно существенна роль адвективного притока после 15 ч, когда сформировалась замкнутая область холода. Кроме оценки притоков в подоблачном слое в 12 ч 30 мин и 15 ч 30 мин, оценены (за счет D) притоки водяного пара для нижней части облака (500–2000 м). Они оказались положительными и равными 15–17 % от притоков в подоблачном слое.

Приток водяного пара за 3 ч на площадь 930 км^2 за счет конвергенции составил $2,28 \cdot 10^9 \text{ кг}$, $2,8 \cdot 10^9$ и $2,77 \cdot 10^9 \text{ кг}$ в трех 500-метровых нижних подоблачных слоях соответственно. Суммарный приток водяного пара к столбу единичного сечения (1 м^2) за время 2–3 ч, пока наблюдалась сходимости ($D < 0$), достиг $8,1 \text{ кг/м}^2$. С учетом притока пара в слое 1500–2000 м этот приток возрастает до $9,3 \text{ кг/м}^2$.

Последующее распространение такого количества водяного пара на весь слой, охваченный восходящим движением, и конденсация его способны сформировать осадки, среднее (для всей площади) количество которых составило бы 9,3 мм.

По данным 63 постов на территории полигона осадки выпали в течение 4 ч (с 12 ч 35 мин до 16 ч 32 мин). Количество осадков (Q) изменяется в широких пределах. Максимум Q (50,9 мм) отмечен в 17 км севернее пос. Жовтнево. В 7 км западнее этого максимума выпало 29,2 мм, в 3 км севернее – 13,9 мм. В пределах территории, на которой Q превышало 5 мм, выпало 60 % общего количества осадков, хотя площадь ее составляла 17 % всей площади осадков. Осадки начались на юго-западе и закончились на юго-востоке района (в 10–12 км от Жовтнево).

Средняя скорость распространения дождя ($4,2 \text{ м/с}$) в 1,5 раза превысила скорость движения системы облаков, что подтверждает уже отмеченную выше закономерность: облако, наряду с переносом его воздушным потоком, движется по отношению к потоку за счет увеличения горизонтальных размеров.

Протяженность области осадков составила около 50 км. Зона дождя с максимальной интенсивностью (I_{max}) располагалась слева от направления движения облачной системы. Несколько дальше от этой зоны находилась область восходящего движения, зафиксированная с помощью самолета. Расстояние между зоной I_{max} и областью $w > 0$ составляло 11–12 км. Облачная система двигалась на 5° влево от направления среднего ветра в слое облаков со скоростью, равной $2/3$ скорости среднего ветра. С такой же скоростью двига-

лись зоны $I_{\max}$ и восходящего движения, но на $40-50^\circ$ влево от направления среднего ветра.

Годограф разности между скоростью ветра на данном уровне и скоростью движения облачной системы (310° , $2,8$ м/с) имеет очень сложный вид: левый поворот ветра в слое $1-2$ км сменяется правым в слое $2-5$ км, отмечаются петли и пересечения кривой годографа. При общей продолжительности осадков 4 ч в течение одного часа (14 ч 30 мин – 15 ч 30 мин) выпало около $3/4$ общего количества осадков. Подавляющая часть осадков выпала из наиболее крупного облака: 5400 тыс. т, из других облаков – от 100 до 180 тыс. т. Введен коэффициент осадкогенерирующей способности – отношения количества осадков к массе водяного пара, поступившей в облако из окружающей среды. Этот коэффициент мал ($0,29-0,39$) в первой стадии (до 14 ч), достигает максимума ($1,17-1,47$) во второй и уменьшается до $0,45-0,16$ в заключительной стадии существования основного кучево-дождевого облака. До 14 ч в это облако вовлечено 76% всей влаги, а выпало лишь 19% общего количества осадков. Во второй стадии (после 14 ч) соотношение между вовлечением (притоком) пара в облако и осадками обратное: 24 и 81% .

Вместе с увеличением горизонтальных размеров облака (на высоте $5-7$ км скорость расширения основного Сб с 13 ч 36 мин до 13 ч 56 мин составила 28 км/ч по направлению движения облака и 14 км/ч – против него) резко увеличивалась площадь осадков: с 13 ч 30 мин до 14 ч – в 3 раза, с 13 ч 30 мин до 14 ч 30 мин – в 8 раз. Связи этого расширения с полем ветра не отмечено.

В работе [45], кроме случая от 22 июня 1976 г., представлены и проанализированы данные об образовании и эволюции полей облаков и осадков на ЭМП Украины 2 июня 1977 г. В отличие от первого случая, когда все части поля осадков, выпадавших из различных облаков, были соединены между собой и представляли единую систему (такую совокупность облаков называют многоячейстой), во втором случае облака были более изолированы и осадки из них не соединялись в единую систему (такие облака называют одноячейковыми).

Вся территория Украины 2 июня 1977 г. была занята обширной областью пониженного давления, в то время как на севере Европейской части России располагалась область высокого давления (гребень). По южной периферии этого гребня наблюдался перенос хо-

лодного воздуха с северо-востока на территорию ЭМП. Ветер на ЭМП был достаточно устойчив в пространстве и во времени. Хотя после 15 ч направление его несколько изменилось: скорость ветра (12° , 5,6 м/с), (21° , 6,3 м/с) и (20° , 6,9 м/с) соответственно в 15, 16 и 17 ч, образование облаков существенно не сказалось на поле ветра в подоблачном слое.

В период 11–14 ч наблюдались облака Cu med – Cu cong с возрастающим во времени количеством, с нижней границей 0,8–1,3 км и высотой вершин 2,8–3,6 км, где располагался задерживающий слой с перепадом температур около $1,5^\circ\text{C}$. С 14 ч началось образование кучево-дождевых облаков. Продолжительность роста облаков изменилась от 10 до 60 мин, скорость подъема вершины – от 1,2 до 6,6 м/с, высота верхней границы – от 6,8 до 11,6 км при средних значениях (для 11 облаков) этих параметров 38 мин, 3,1 м/с и 10,2 км.

В этом втором случае также наблюдалось существенное увеличение размеров и площади (S) поперечного сечения облаков. Продолжительность роста площади с момента зарождения радиоэха от облака до достижения максимума S колебалась между 45 и 85 мин, скорость нарастания площади S – между 0,3 и 2,1 $\text{км}^2/\text{мин}$ и максимальная площадь S – между 23 и 104 км^2 при средних значениях 48 мин, 1,1 $\text{км}^2/\text{мин}$ и 62 км^2 .

Принимая площадь сечения облака близкой к круговой, найдем, что скорость увеличения радиуса облака в среднем для всех облаков составила 92,6 м/мин, т.е. превышает скорость роста облака по вертикали в 30 раз. В [45] отмечается, что температура зарождения осадков -3°C слишком высокая, чтобы в этом процессе мог играть существенную роль эффект появления в облаке кристаллов льда и перегонка пара с капель на кристаллы. Согласно [45], количество осадков, выпавших из облака, слабо зависит от того, какой механизм зарождения осадков наблюдался в облаке.

Отношение площади S_i в момент времени t_i к S_{max} для всех облаков достаточно симметрично распределено относительно момента t_{max} , когда достигается S_{max} . При этом S_i/S_{max} растет сначала медленно, затем отмечается резкое (взрывное) увеличение отношения S_i/S_{max} , а затем все более медленно уменьшается.

Приток водяного пара через подвижной контур, ограничивающий площадь 1600 км^2 , в среднем равен $0,43 \cdot 10^6$ кг/с или $0,4 \cdot 10^5$ кг/с

для каждого из облаков. Осадки по данным 41 поста выпадали с 15 ч 10 мин до 16 ч 55 мин, продолжительность их на постах колебалась между 7 и 25 мин при среднем значении 13 мин. Интенсивность осадков при прохождении облака через пост резко нарастала и столь же резко убывала во времени. Для большинства облаков интенсивность осадков не превышала 0,6–0,8 мм/мин, однако для отдельных облаков максимум ее достигал 15–20 мм/мин.

В каждый 10-минутный интервал осадки каждого облака были изолированы друг от друга. При этом, однако, каждое из облаков, следовавших за каким-либо другим облаком, выходило на участки, где выпали осадки из прошедшего облака.

Распределение количества осадков носит пятнистый характер. Абсолютный максимум Q составил 58 мм; два вторичных максимума – 4,0 и 4,6 мм.

Выскажем одно замечание по поводу связи осадков с вертикальными движениями. Помимо того, что площадь горизонтальных сечений облаков в десятки раз превышает площадь восходящих движений, область $I_{\max}$ до 10–15 км удалена от области $w > 0$.

В работе [46], на основе результатов моделирования водозапаса облаков и выпадающих из них осадков сформулирован вывод о преобладании выпадения ливневых осадков из S_b в то время, когда в облаке произошла смена восходящего движения ($w > 0$) на нисходящее ($w < 0$). В первой стадии ($w > 0$) происходит накопление водяного пара и увеличение водозапаса (восходящий поток поддерживает капли облака), на второй же стадии ($w < 0$), скопившаяся в облаке жидкая вода (водозапас) особенно быстро начинает выпадать на земную поверхность – до достижения максимума интенсивности осадков ($I_{\max}$).

Это заключение можно подтвердить качественным соображением на основе метода слоя [43]: знак разности температур (ΔT) между облаком и окружающей его средой зависит от соотношения между S'/S'' и $(\gamma - \gamma'_a)/(\gamma - \gamma_a)$, где S' и S'' – горизонтальные сечения облака (S') и среды (S''). В первой стадии, пока S' мало, первое из этих отношений меньше второго и $\Delta T > 0$, движение облака восходящее ($w > 0$). При увеличении размеров S' облака отношение S'/S'' может возрасти до значения, превышающего второе отношение, при этом $\Delta T < 0$. Под влиянием силы плавучести облако начинает опускаться ($w < 0$). Поскольку, как указано выше, большая часть осадков выпадет из крупного облака, то приходим к выводу:

осадки выпадают преимущественно во второй стадии развития, когда $w < 0$. Близкие к изложенному выше результаты получены с помощью радиолокационной техники. Из большого числа публикаций в этой области назовем лишь работы итогового характера [47, 48].

Наряду с экспериментальными данными, подкрепим взгляд на образование конвективных облаков и ливневых осадков результатами моделирования. Выполнено много исследований по моделированию развития отдельного конвективного облака.

В работе [49] построена достаточно полная численная гидродинамическая модель образования и развития кучево-дождевого облака. Наряду с уравнениями баланса тепла и влаги, привлечены уравнения движения, неразрывности, скорости роста капель воды и кристаллов льда под влиянием сублимации, конденсации и коагуляции. Учтены адвективные притоки тепла и влаги, турбулентный обмен импульсом, теплом и влагой по вертикали и горизонтали. В третьем уравнении движения (вдоль оси z) сохранена сила плавучести.

В исходном состоянии заданы: а) распределение температуры в слое от земной поверхности до высоты 1,75 км — сухобезразличное ($\gamma = \gamma_a$), в слое от 1,75 до 10,5 км — влажнонеустойчивое ($\gamma = 8^\circ\text{C}/\text{км}$); б) относительная влажность f_e линейно увеличивается от 50 % у земной поверхности до 70 % на уровне 1,75 км, выше остается постоянной; в) скорость ветра — нулевая ($u_e = v_e = w_e = 0$).

Объем воздуха, в котором исследуется процесс развития облака, представляет собой параллелепипед высотой 14 км и горизонтальными размерами по 30 км. В качестве импульса, под влиянием которого возникает и поддерживается движение, используется сила плавучести, порождаемая разностью между виртуальной температурой T_v в нескольких узлах регулярной сетки и температурой T_{ve} в окружающей их атмосфере. Приводимые ниже результаты получены в предположении, что температура T_v повышена на $0,5^\circ\text{C}$ в четырех центральных узлах размером 1:1:0,5 км на уровне 0,25 и 0,75 км.

На границе возмущенной области привлекают фоновые значения метеовеличин. В частности, на всех боковых границах $w = 0$, а на нижней и верхней границах $\partial u/\partial z = \partial v/\partial z = 0$ (условие так называемого скольжения).

В обсуждаемой статье результаты счета представлены в виде осевых сечений облака вертикальной плоскостью для различных моментов времени (20, 29, 35, 45 мин.). Не останавливаясь на полях

температуры, влажности и ледности, интенсивности осадков (в том числе града) и других, отметим, что восходящее движение (со скоростью, достигающей 10–15 м/с) наблюдается лишь в том столбе, в основании которого находятся указанные выше 4 ячейки с повышенной в них температурой. Вне этого столба вертикальная скорость близка к нулю или меньше нуля – движение нисходящее.

Сравним объемы облаков, которые могли образоваться под влиянием одних лишь вертикальных движений, и тех облаков, которые образовались в действительности. Поскольку площадь четырех ячеек в основании столба с повышенной (на 0,5 °С) температурой в них равна 4 км², то объемы облаков, способных образоваться под влиянием восходящих движений через 20, 29, 35 и 42 мин от начального момента, составляют 16, 36, 48 и 50 км³ при толщине облаков 4, 9; 5; 12 и 12,5 км соответственно.

Сформировавшееся облако имеет форму гриба (точно такую же, как хорошо известная по многочисленным фотографиям форма облака атомного или ядерного взрыва). Объем «ножки» гриба составлял 64 км³ в моменты времени 20 и 29 мин, 96 и 216 км³ в моменты 35 и 42 мин (при высоте «ножки» 4 км в два первых и 6 км – в два вторых момента). Объем «шляпки» гриба в моменты времени 29, 35 и 45 мин равнялся 352, 384 и 416 км³ соответственно (при толщине шляпки 5,5 ; 6 и 6,5 км).

Общий объем облака в указанные выше 4 момента времени составлял, таким образом, 64, 416, 480 и 568 км³. Это означает, что по сравнению с облаком, которое могло образоваться под влиянием вертикальных движений, объем облака возрос в 4, 11, 10 и 11 раз соответственно через 20, 29, 35 и 42 мин от начального состояния.

Более полно эти вопросы обсуждены в статьях [50, 51].

Данные наблюдений и моделирования позволяют заключить: процессы вовлечения и последующего смешения воздушных масс облака и окружающей его среды играют определяющую роль в увеличении размеров облака и самолетных (конденсационных) следов, равно как в формировании осадков.

Литература

1. Кондратьев К.Я. Экодинамика и геополитика. Т.1. Глобальные проблемы. – СПб. 1999. 1032 с.
2. Кондратьев К.Я., Матвеев Л.Т. Основные факторы формирования острова тепла в большом городе.// Доклады АН. 1999. Т. 367. №2. С. 253 – 256.

3. Матвеев Л.Т., Матвеев Ю.Л. Формирование и особенности острова тепла в большом городе. // Доклады АН. 2000. Т. 370. №2. С 249–252.
4. Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Козодеров В.В., Хворостянов В.И. Облака и климат. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. 512 с.
5. Берлянд Т.Г., Строкина Л.А. Глобальное распределение общего количества облаков. – Л.: Гидрометеиздат. 1980. 70 с.
6. Воробьев В.И., Фадеев В.С. Характеристики облачного покрова Северного полушария по данным метеоспутников. – Л.: Гидрометеиздат. 1981. 172 с.
7. Матвеев Ю.Л., Матвеев Л.Т. Глобальное поле облачности. – Л.: Гидрометеиздат. 1986. 279 с.
8. Матвеев Ю.Л. Динамико-статистический анализ глобальных полей облаков по спутниковым данным. // Исследование Земли из космоса. 1997. №1. С. 88–97.
9. Бирман Б.А., Позднякова Т.Г. Климатический мониторинг глобальной облачности и радиации // Метеорология и гидрология. 1991. №4. С. 104–110.
10. Ефимова Н.А., Строкина Л.А., Байкова И.М., Малкова И.В. Изменение температуры воздуха и облачности на территории СССР в 1967–1990 гг. // Метеорология и гидрология. 1996. №6. С. 66–69.
11. Ефимова Н.А., Строкина Л.А., Байкова И.М., Малкова И.В. Изменение температуры воздуха и облачности на территории СССР в 1967–1990 гг. // Метеорология и гидрология. 1996. №4. С. 34–41.
12. Матвеев Ю.Л. Зональное поле облачности южного полушария по спутниковым данным. // Тр. ВНИИГМИ – МЦД. 1980. Вып. 73. С. 89–97.
13. Матвеев Ю.Л. Пространственная структура глобального поля облачности. // Тр. ГГО им. А.И. Воейкова. 1981. Вып. 460. С. 38–43.
14. Матвеев Ю.Л. Статистические характеристики глобального поля облачности. – М.: Материалы семинара «Атмосфера – океан – космос». Руководитель Г.И. Марчук. Препринт 15. 1982. 27 с.
15. Матвеев Ю.Л. Зависимость функций распределения количества облаков от площади осреднения и их параметризация. // В кн.: «Основные вопросы метеобеспечения гражданской авиации». – Л.: Изд. Академии гражданской авиации. 1982. С. 122–127.
16. Матвеев Ю.Л. Параметризация и восстановление крупномасштабных полей облачности. // В кн.: «Объективная оценка метеоинформации». – Л.: Изд. Академии гражданской авиации. 1983. С. 57–68.
17. Матвеев Ю.Л. Параметризация глобального поля облачности в моделях общей циркуляции атмосферы. // Тр. Каз. НИГМИ. 1984. Вып. 87. С. 10–21.
18. Матвеев Ю.Л. Плотность и функции распределения количества облаков. // Тр. ЛГМИ. 1985. Вып. 88. С. 97–103.
19. Матвеев Ю.Л., Титов В.И. Данные о структуре и изменчивости облачности. Глобальное поле облачности. – Обнинск. 1985. 99 с.
20. Кузнецова Л.П. Атмосферный влагообмен над территорией СССР. – М.: Наука. 1983. 172 с.
21. Погосян Х.П. Общая циркуляция атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат. 1972. 394 с.
22. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. – СПб.: Гидрометеиздат. 2000. 777 с.
23. Матвеев Л.Т. Динамика облаков. – Л.: Гидрометеиздат. 1981. 311 с.

24. Морской Г.И. Анализ исследования крупномасштабных вертикальных движений в атмосфере. // Тр. Гидрометцентра СССР. 1986. Вып. 30. С. 82–96.
25. Булеев Н.И., Марчук Г.И. О динамике крупномасштабных атмосферных процессов. // Тр. ИФА АН СССР. 1958. №2. С. 66–104.
26. Матвеев Л.Т., Матвеев Ю.Л. Вертикальные движения в пограничном слое атмосферы и поле облаков. // Известия АН. ФАО. 1995. №3. С. 356–363.
27. Матвеев Л.Т., Матвеев Ю.Л. Вертикальные движения синоптического масштаба. // Оптика атмосферы и океана. 1998. №9 С. 827–831.
28. Матвеев Ю.Л. Физико-статистический анализ условий образования облаков. // Известия АН. ФАО. 1994. №3. С. 345–351.
29. Краснова Т.В., Матвеев Ю.Л. Метеорологические условия образования гроз. // Метеорология и гидрология. 1992. №4 С. 13–19.
30. Буз А.И. Мезомасштабные воздействия на развитие мощной атмосферной конвекции над югом Прибалтики. // Метеорология и гидрология. 1983. №8. С. 39–43.
31. Пушистов П.Ю., Шлычков В.А., Васкевич Л.А. Воздействие крупномасштабных вертикальных движений на мезомасштабную проникающую конвекцию в пограничном слое атмосферы. // Метеорология и гидрология. 1989. №4. С. 39–46.
32. Тараненко А.Н. Численное моделирование развития мультячейковых конвективных облаков. // Метеорология и гидрология. 1989. №1 С. 42–50
33. Лесков Б.Е. Роль упорядоченных вертикальных движений в слое трения при развитии мощной конвективной облачности и гроз // Тр. ЦИП. 1964. Вып. 136.
34. Буз А.И. Грозовая деятельность в течение холодного полугодия над югом Прибалтики // Метеорология и гидрология. 1976. №10. С. 36–43.
35. Филиппов А.Х. Грозы в Восточной Сибири. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974.
36. Корниенко Е.Е. Структура и эволюция некоторых типов кучево-дождевых облаков. // Тр. Укр. НИГМИ. 1980. Вып. 172. С. 3–70.
37. Довгалюк Ю.А., Оренбургская Е.В., Уланова Т.Л. Характеристики ресурсных конвективных облаков. – Л.: Гидрометеоиздат. 1991. 86 с.
38. Вельтищев Н.Ф., Геохланян Т.Х. Ячейковая конвекция: лабораторные эксперименты и наблюдения в атмосфере. // Тр. Гидрометцентра СССР. 1974. Вып. 148. С. 3–24.
39. Абдулаев С.М., Арская Н.Ю., Желнин А.А. Взаимодействие полей конвергенции приземного ветра с осадками из скоплений кучево-дождевых облаков. // Метеорология и гидрология. 1994. №8. С.33–37.
40. Матвеев Ю.Л. Плотность распределения и суточные колебания количества облаков. // Метеорология и гидрология. 1996. №1. С. 27–34.
41. Амелин А.Г. Теоретические основы образования тумана в химических производствах. – М.-Л.: Изд. Химич. лит. 1951. 170 с.
42. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. – Л.: Изд. ЛВВИА им. А.Ф.Можайского. 1958. С. 540–557.
43. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы.– Л.: Гидрометеоиздат. 1984. С. 117–120, 383–395.
44. Матвеев Ю.Л. Роль вовлечения и смешения воздушных масс в формировании и эволюции конденсационных следов, облаков и туманов. // Оптика атмосферы и океана. 1996. №4. С. 532–540.

45. Корниенко Е.Е. Структура и эволюция некоторых типов кучево-дождевых облаков. // Тр. Укр. НИГМИ. 1980. Вып. 172. С. 3–70.
46. Матвеев Л.Т. О причинах образования облаков. // Метеорология и гидрология. 1978. №8. С. 25–39.
47. Степаненко В.Д., Шукин Г.Г., Бобылев Л.П., Матросов С.Ю. Радиотеплолокация в метеорологии. – Л.: Гидрометиздат. 1987. 283 с.
48. Довиак Р., Эрнич Д. Доплеровские радиолокаторы и метеорологические наблюдения. – Л.: Гидрометиздат. 1988. 512 с.
49. Бекряев В.И., Гурович М.В. Нестационарная численная модель. //Тр. Главной геофизической обсерватории им. Воейкова. 1991. В. 538. С. 109–121.
50. Матвеев Ю.Л., Матвеев Л.Т. О формировании глаза и стены облаков в тропическом циклоне. //Доклады АН. 1997. Т.353. №6. С. 815–817.
51. Матвеев Ю.Л., Матвеев Л.Т. О механизме образования конвективных облаков. //Доклады АН. 2001. Т. 378. №4. С. 538–541.
52. Hahn C. J., Warren S. G., London J., Chervin R. M., Jenne R. Atlas of simultaneous occurrence of different cloud types over the land. NCAR Tech. Note. 1982. NCAR/TN–201 + STR. 212 p.
53. 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 Tech. Note. 1982. NCAR/TN–241 + STR. 218 p.
54. Matsumoto S. A. A'kijame T. Some characteristics of heavy rainfalls observed over Western Japan on July 9, 1967/ Part 1 Ulsoscale structure and short period pulsation. J.Met.Soc. Japan, 1969, v.47, №4,pp 255 – 266.
55. Matsumoto S.a. Tsuneoka Y. (то же, что и выше) Part 2 Displacement and life cycle of mesosrale rainfall cells. Там же, 1967,v.45, №4, pp.306–314. Wilson J.W. a. Schrieber W.E. Inition of convtryive storms fty radar-observed bondary layer convergent lines. Mon. Wea. Rev., 1986, v 114, pp 2516 – 2536.
56. Matsumoto S., Ninomiya K.a. Akijama T. Cumules acfivitus reltions to mesoscale convergence field/- J. Met. Japan, 1967, v. 45, №4, pp. 292 – 305.
57. Matsumoto S. A. Akijame T.On the role of convective momentum exchange in the mesoscale gravite wane. J. Met. Soc. Japan, 1969, v. 47, № 2,pp. 75 – 85.
58. Ackerman B. Boundary – lager in fluence on the development of mesoscale rain-storm. Atmosphere – Ocean, 1988, v. 26, pp. 634 – 652.
59. Doneand A.A., Meller I.R., Priednitz D.L.,a. Viswanath L. Sarface. Mesoscale features as potential storm predictor in North Great Plain – two case sfudies . Non – Wea. Rev.,1983,v. 11, pp, 273–292

4. ТРОПИЧЕСКИЕ ЦИКЛОНЫ

Максимальные значения интенсивности и количества осадков, равно как скорости ветра и грозových разрядов, наблюдаются в тропических циклонах (ТЦ). Спиралеобразная структура поля облаков свидетельствует о том, что влияние (взаимодействие) ТЦ распространяется по горизонтали до расстояний (2000–3000 км), многократно превышающих радиус циклона (стены облаков). Возникают ТЦ при натекании более холодного воздуха на теплую поверхность воды (с температурой выше 26–27 °С). Важнейшим источником энергии для ТЦ служат тепло и водяной пар (скрытое тепло), которые поступают в ТЦ из океана. В зависимости от толщины слоя воды, понижения температуры в океане при прохождении ТЦ, радиуса и скорости движения ТЦ количество (поток) тепла (явного и скрытого), поступающего из океана через 1 м² нижней поверхности циклона, колеблется между 1 и 14 кВт/м². Такое количество тепла, распространяющегося посредством вертикальных движений и турбулентного обмена на весь циклон, вызывает повышение температуры в несколько (от 1 до 8) градусов за один час. Поскольку столь значительного повышения температуры в ТЦ не наблюдается, то должен существовать механизм понижения температуры примерно с такой же скоростью. Таким механизмом служит адвекция вовлекаемого в циклон более холодного воздуха в нижней и средней тропосфере и отток теплого воздуха в верхней части ТЦ.

В согласии с уравнением переноса вихря и результатами численного моделирования, адвекция холодного воздуха (бароклинный фактор) сопровождается усилением вихря и ростом скорости вихревого движения в ТЦ до 50 – 70 м/с. Важную роль в усилении вихря играет адвекция тепла между передней и тыловой частями ТЦ, способствующая возникновению асимметрии в распределении скорости ветра и других метеовеличин в циклоне и траекторий движения сложного вида.

На основе оценки количества водяного пара, поступающего в ТЦ из океана, определена интенсивность и количество осадков, выпадающих в ТЦ. Интенсивность осадков колеблется между 1,8 и 14,8 мм/ч, количество осадков, выпадающих в ТЦ радиусом 200 км за сутки, – между 5,2 и 44,7 млрд. т.

Не только ТЦ, но и большинство циклонов, в которых выпадают обильные осадки, возникают и углубляются вследствие переноса (адвекции) холодного воздуха на более теплую подстилающую поверхность или при взаимодействии воздушных масс на холодных фронтах. Таковы муссоны — явление, при котором одновременно возникает и усиливается вихревое движение как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскостях.

Летом, когда океан холоднее материка и в прибрежной части материка в нижней тропосфере наблюдается адвекция холода, возникают циклоны с их кучево-дождевыми облаками и обильными осадками. Осадки усиливаются при прохождении циклона и ослабевают или полностью прекращаются в пространстве между циклонами. Вследствие этого интенсивность осадков в муссоне достаточно резко изменяется во времени. Приведены статистические характеристики экстремальных осадков в различных точках и районах Земли.

Тропические циклоны, называемые также тайфунами или ураганами, принадлежат к числу уникальных явлений природы, с которыми связаны экстремальные значения метеорологических величин: скорости ветра, перепадов давления, грозových разрядов, интенсивности и количества осадков, в том числе в форме града. Эти явления и тесно связанные с ними наводнения, градобития приводят к большим материальным и даже людским потерям. С их образованием, развитием и движением связаны преобразование и перенос огромных количеств тепла, влаги, других видов энергии, вполне сравнимых с энергией таких объектов общей циркуляции атмосферы, как струйные течения, муссонная циркуляция, синоптические вихри умеренных широт. Энергия, высвобождающаяся за 5 — 10 дней существования урагана, эквивалентна энергии 500 тыс. атомных бомб такой же примерно мощности, что были сброшены в конце Второй мировой войны на японские города Хиросиму и Нагасаки. Во время урагана, прошедшего в сентябре 1972 г. через Пуэрто-Рико, выпало (обрушилось) 2,5 млрд тонн осадков — это в 250 раз больше той массы воды, которая была поднята в атмосферу при атомном взрыве в Бикини.

Разрушения и гибель людей вызывают: ураганные ветры, скорость которых в ТЦ 20 — 50 м/с — обычное явление, но нередко она достигает 90 — 100 м/с (напомним: ветровой напор пропорционален

квадрату скорости); штормовые волны и нагоны воды, достигающие в узких заливах, бухтах и устьях рек 8 – 10 м; катастрофические наводнения, обусловленные сильными ливнями.

В последние десятилетия большой объем уникальных данных о ТЦ, прежде всего о полях облаков и осадков, получен с помощью метеорологических спутников Земли. Установлена, в частности, спиралеобразная структура поля облаков, свидетельствующая о том, что влияние (взаимодействие) ТЦ распространяется по горизонтали до расстояний (2000 – 3000 км), многократно превышающих радиус циклона.

Из всех данных о ТЦ отметим здесь наиболее важные и, как нам представляется, наиболее надежные: 1) зарождаются ТЦ при натекании более холодного воздуха на теплую поверхность воды (с температурой выше 26–27 °С), чаще всего – во внутритропической зоне конвергенции; 2) после прохождения ТЦ в океане формируется след холодной воды; 3) в процессе образования и развития в ТЦ вовлекаются массы воздуха с площади, многократно превышающей площадь его; 4) температура, скорость ветра и другие метеовеличины распределены в ТЦ (относительно центра) несимметрично; 5) траектория ТЦ нередко имеет очень сложный вид: петли, движение в обратном направлении, остановка; 6) после выхода на сушу ТЦ начинает заполняться.

4.1. Скорость нагревания циклона

Важнейшим источником тепла служит то тепло, которое поступает в ТЦ из океана. Если циклон радиусом R смещается со скоростью u_c и при этом температура слоя воды толщиной h_w понижается на ΔT_w , то океан теряет, а циклон получает количество тепла

$$\varepsilon = c_w \rho_w h_w 2R u_c \Delta T_w \tau ? \quad (4.1.1)$$

где $\rho_w \approx 10^3 \text{ кг/м}^3$ – плотность воды; $c_w = 4,1868 \text{ кДж/(К·кг)}$ – удельная теплоемкость воды; τ – время движения циклона по поверхности океана.

Количество (поток) тепла, поступающего за единицу времени через единичную площадку нижней границы урагана, составляет:

$$Q = \frac{\varepsilon}{\pi R^2 \tau} = \frac{2 c_w \rho_w h_w \Delta T_w u_c}{\pi R} . \quad (4.1.2)$$

Согласно наблюдениям, толщина слоя воды h_w колеблется от нескольких десятков до 100 – 200 м, а температура воды в этом слое понижается после прохождения ТЦ на несколько градусов.

Полагая $h_w = 100$ м, $\Delta T_w = 1$ °С, а также $R = 200$ км, $\tau = 7$ сут. и $u_c = 10$ м/с, находим:

$$\varepsilon = 1,013 \cdot 10^{21} \text{ Дж и } Q = 13,3 \text{ кВт/м}^2.$$

Даже при $h_w = 50$ м, $\Delta T_w = 0,5$ °С, $u_c = 5$ м/с и том же R поток Q все еще достаточно велик: $Q = 1,66 \text{ кВт/м}^2$ (напомним: солнечная постоянная – $1,37 \text{ кВт/м}^2$).

Поток Q тем больше, чем меньше R . Это означает, что в центральной части (при малых R) в столб единичного сечения тепла поступает существенно больше, чем в более удаленную от центра часть ТЦ.

Извлеченное из океана тепло идет, с одной стороны, на повышение температуры воздуха (явное тепло), а с другой – на испарение морской воды и увеличение массы водяного пара (скрытое тепло). Поскольку вблизи поверхности океана водяной пар находится в насыщенном состоянии, то приращения температуры ΔT и массовой доли водяного пара Δq_m связаны уравнением Клаузиуса-Клапейрона:

$$\frac{\Delta q_m}{q_m} = \frac{L}{R_v} \frac{\Delta T}{T^2}, \quad (4.1.3)$$

где $L = 2500\text{--}2,72$ ($T\text{--}273,15$) кДж/кг – удельная теплота парообразования (конденсации); $R_v = 461,5$ Дж/(кг·К) – газовая постоянная водяного пара.

Под влиянием тепла, поступившего в ТЦ из океана, явное и скрытое тепло увеличиваются на $c_p \Delta T$ и $L \Delta q_m$ соответственно.

С учетом (4.1.3) и формулы для $q_m = 0,622 E(T)/p$ их отношение принимает вид:

$$\beta = \frac{L \Delta q_m}{c_p \Delta T} = \frac{0,622}{c_p} \frac{L^2}{R_v p_0} \frac{E(T_0)}{T_0^2}, \quad (4.1.4)$$

где p_0 и T_0 – давление и температура воздуха вблизи уровня моря; $E(T_0)$ – давление насыщенного водяного пара при T_0 ; $c_p = 1006$ Дж/(кг·К) – удельная теплоемкость воздуха при $p = \text{const}$.

Приводим значения β при $p_0 = 1000$ гПа:

$T_0, ^\circ\text{C}$: 40 30 20 10 0 -10 -20

β : 5,76 3,62 2,18 1,25 0,69 0,35 0,16

Из общего притока энергии на испарение расходуется часть, равная $\beta/(1+\beta)$, на повышение температуры — $1/(1+\beta)$. При $\beta = 3$ первая часть составляет 0,75, вторая — 0,25.

Посредством вертикальных движений и турбулентного обмена явное тепло и водяной пар от поверхности океана распространяются на весь слой, охваченный вихревым движением (практически — до тропопаузы). Тепло, затраченное на испарение морской воды, в последующем выделяется в атмосфере при образовании облаков. Можно, таким образом, считать: все тепло, извлеченное из океана, идет на повышение температуры воздуха в циклоне.

Нетрудно оценить то среднее значение $\overline{\Delta T}$, на которое увеличивается температура вертикального столба под влиянием притока тепла из океана.

Согласно уравнению первого начала термодинамики, среднее по всему вертикальному столбу приращение $\overline{\Delta\theta}$ потенциальной температуры θ связано со скоростью притока тепла Q формулой

$$m_{c.p} \overline{\Delta\theta} = Q \Delta t. \quad (4.1.5)$$

Здесь $m = (p_0 - p_H)/g$ — масса столба единичного сечения, заключенного между уровнем моря и тропопаузой (где давление воздуха p_0 и p_H соответственно); Δt — интервал времени, для которого оценивается $\overline{\Delta\theta}$; g — ускорение свободного падения.

Приращение $\overline{\Delta\theta}$ связано с повышением температуры $\overline{\Delta T}$:

$$\overline{\Delta\theta} = \overline{\Delta T} \left(1000/\sqrt{p} \right)^{0,286}, \quad (4.1.6)$$

где $\overline{p}$ — давление воздуха на среднем (по массе) уровне. С учетом соотношений (4.1.2) и (4.1.6), в котором $1000/\sqrt{p} = 2$, формулу (4.1.5) перепишем в виде:

$$\overline{\Delta T} = 767 \frac{h_w \Delta T_w u_c}{(p_0 - p_H) R} \Delta t, \quad (4.1.7)$$

где R – в км, $(p_0 - p_H)$ – в гПа, u_c – в м/с, h_w – в м, Δt – в часах.

При $h_w = 100$ м, $\Delta T_w = 1^\circ\text{C}$, $u_c = 10$ м/с, $p_0 - p_H = 900$ гПа и $R = 200$ км температура столба повышается на $4,26^\circ\text{C}$ за 1 ч или на $102,3^\circ\text{C}$ за 1 сутки.

Даже при h_w , ΔT_w в 2 раза меньших, и тех же R и u_c температура столба увеличивается на $\overline{\Delta T} = 1,3^\circ\text{C/ч}$ или на $31,3^\circ\text{C/сут}$.

Приведем еще изменение T в циклоне на основе данных о количестве осадков Q_w , выпадающих в ТЦ. Поскольку осадки образуются в процессе конденсации водяного пара, то при этом выделяется количество скрытого тепла, равное LQ_w . Согласно приводимым в литературе оценкам, Q_w колеблется от 10 до 50 млрд т за 1 сут. Таким образом,

$$LQ_w = (2,5 \cdot 10^{19} - 1,25 \cdot 10^{20}) \text{ Дж/сут.}$$

Это количество выделившегося скрытого тепла повысит T в среднем по циклону на ΔT_w , связанное с Q_w соотношением:

$$m_{cp} \Delta T_w \pi R^2 = LQ_w. \quad (4.1.8)$$

Полагая $R = 200$ км и $p_0 - p_H = 900$ гПа (при этом $m \pi R^2 = 1,15 \cdot 10^{15}$ кг), находим: $\Delta T_w = 22^\circ\text{C/сут}$, при $Q_w = 10$ млрд. т и $\Delta T_w = 109^\circ\text{C/сут}$ при $Q_w = 50$ млрд т.

Хотя приращение ΔT_w оценено только по одному скрытому теплу, оно не только не меньше ΔT , оцененному по всему потоку Q , но и несколько превосходит ΔT . Это объясняется тем, что в формировании осадков существенную роль играет водяной пар, вовлеченный в циклон из окружающей его среды (этот вопрос обсуждается ниже).

Сейчас важно подчеркнуть, что обе оценки изменения T приводят к заключению: под влиянием притока явного и скрытого тепла из океана температура воздуха в ТЦ повышается на несколько градусов за час.

4.2. Роль бароклинности в образовании и эволюции тропических циклонов

В первой главе получены и обсуждены уравнения для составляющих вихря скорости ветра. Одним из важных факторов, под влиянием которых изменяется во времени вихрь скорости ветра, служит бароклинность среды.

Изменение вертикальной составляющей (Ω_z) вихря в движущейся воздушной массе под влиянием бароклинности в горизонтальной плоскости приводится к виду [1]:

$$\left(\frac{d\Omega_z}{dt} \right)_{\text{бркл.}} = \frac{2\omega_z}{T_v} \left(u_g \frac{\partial T_v}{\partial x} + v_g \frac{\partial T_v}{\partial y} \right), \quad (4.2.1)$$

где $u_g = -\frac{1}{2\omega_z \rho} \frac{\partial p}{\partial y}$, $v_g = \frac{1}{2\omega_z \rho} \frac{\partial p}{\partial x}$ – составляющие геострофического ветра; $T_v = T(1 + 0,61q)$ – виртуальная температура; ось x направлена по радиусу r от центра; ось y – по касательной к кругу $r = \text{const}$; ось z – по вертикали вверх.

Выше (п.4.1.) показано, что под влиянием явного и скрытого тепла, поступившего из океана, температура в ТЦ повышается на несколько градусов за час или на десятки градусов за сутки.

Однако столь значительного повышения температуры в ТЦ не наблюдается: она за все время существования циклона (несколько суток) повышается всего лишь на несколько градусов (от 3 до 15 °С) преимущественно в центральной части. Это означает, что должен существовать механизм, обеспечивающий понижение температуры с такой же примерно скоростью, с какой она повышается под влиянием притока тепла из океана. Таким механизмом служит адвективный и турбулентный тепло- и влагообмен между ТЦ и окружающей его средой.

Чтобы температура и массовая доля пара под влиянием адвекции понижалась на фиксированных уровнях во времени ($\partial T/\partial t < 0$ и $\partial q/\partial t < 0$), адвективные члены в уравнениях (3.5.1) и (3.5.2) должны быть меньше нуля – наблюдается адвекция более холодного и более сухого (с меньшими значениями q) воздуха. В свою очередь, это означает, что второй множитель в правой части уравнения

(4.2.1) положителен (больше нуля), поскольку он противоположен по знаку адвективным слагаемым в уравнениях (3.5.1) и (3.5.2).

Таким образом, адвекция холода и более сухого воздуха способствует возникновению нового или углублению существующего ТЦ.

Циклоны эти зарождаются и передвигаются по областям (пятнам) с аномально высокой (как правило, выше $26 - 27^{\circ}\text{C}$) температурой поверхности воды (ТПВ). Согласно [2], правило это оправдывается в 80 – 90 % случаев.

Неоднородный (очаговый) характер распределения по горизонтали ТПВ и потоков тепла и водяного пара, поступающих из океана в атмосферу, становится очевидным уже по осредненным (за месяц, сезон) данным [3]. В различных же частях конкретных синоптических вихрей потоки явного и скрытого тепла могут изменяться от отрицательных (атмосфера теплее океана) до положительных в несколько кВт/м^2 [4]. После прохождения ТЦ формируется след холодной воды, ТПВ в котором на несколько градусов ниже, чем до его прохождения.

Очевидно, что при вступлении ТЦ на теплую воду передняя часть его получает от океана тепла и водяного пара больше, чем тыловая. По данным измерений [5], суммарная теплоотдача океана в тыловой части в 2–3 раза меньше, чем в передней.

Совершенно естественно, что под влиянием явного и скрытого (также переходящего при конденсации водяного пара в явное) тепла, поступившего из океана, передняя часть ТЦ оказывается существенно теплее тыловой: по данным измерений на самолете-лаборатории [6,7] в нижней тропосфере (в частности, на высоте 540 м) разность температур колеблется между 1 и 5°C .

Легко видеть, что справа от направления движения циклона производная ($\partial T_v / \partial y > 0$) и, как следствие, здесь зарождается (усиливается) под влиянием второго слагаемого в (4.2.1) циклонический вихрь ($d\Omega_z/dt > 0$); слева же от направления движения ТЦ происходит разрушение вихря ($d\Omega_z/dt < 0$), поскольку здесь $v_g \frac{\partial T_v}{\partial y} < 0$.

В согласии с этим заключением находится распределение облаков и осадков в ТЦ: количество и толщина облаков и интенсивность

осадков в правой части ТЦ более значительны, чем слева от направления его движения.

Вследствие этого, наряду с переносной скоростью движения по ведущему потоку и β -эффектом, появляется бароклинная составляющая скорости ТЦ относительно самого ведущего потока. В зависимости от соотношения между переносной и бароклинной составляющими результирующая скорость движения ТЦ может плавно или резко изменяться во времени и пространстве.

Под влиянием притока тепла из океана приобретают асимметричный вид не только поля температуры и влажности, но и поля давления (геострофического ветра). Это означает, что, наряду с v_g , появляется радиальная составляющая u_g и слагаемое $u_g \frac{\partial T_v}{\partial x}$ в правой части (4.2.1).

Очевидно, что разность значений T_v между ТЦ и его окружением, а вместе с этим и влияние бароклинного фактора, зависят не только от температуры T_v внутри самого циклона (повышение которой определяет приток тепла из океана), но и от T_v окружающего, вовлекаемого в ТЦ, воздуха, а также от направления (азимута) его движения. Вместе с изменением последних может существенно изменяться положение частей ТЦ, в которых образуется и разрушается вихрь, а вслед за ним – бароклинная составляющая и результирующая скорость движения ТЦ.

Обострению разности T_v между циклоном и его окружением способствует конденсация водяного пара, сопровождающаяся повышением T_v и образованием стены облаков, вблизи внешней границы которой бароклинный член по этой причине особенно значителен.

Приведем оценку бароклинного члена (4.2.1), второй множитель в котором представляет собой скорость изменения T_v во времени (с обратным знаком) под влиянием адвекции, т.е. $-\partial T_v / \partial t$. Полагая эту последнюю в целом для ТЦ равной $(5 \div 8)^\circ\text{C}/\text{ч}$, $T_v = 300\text{ K}$ и $\varphi = 20^\circ$ с.ш., получаем следующую оценку скорости изменения Ω_z во времени под влиянием бароклинности:

$$(d\Omega_z/dt)_{\text{бркл}} \approx (2,3 \div 3,7) \cdot 10^{-10} \text{ с}^{-2}.$$

По истечении 7 сут. от начала зарождения (из них 2 сут. приходится на стадию депрессии) под влиянием адвекции T_v в движущейся воздушной массе сформируется вихрь

$$\Omega_z \sim (13,9 \div 22,3) \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}.$$

На расстоянии 200 – 300 км от центра тангенциальная составляющая скорости ветра при этих условиях достигнет 21 – 33 м/с.

Однако это скорость ветра, обусловленная только переносом (адвекцией) более холодного воздуха в ТЦ из окружающей его среды. Наряду с этим, как указано выше, наблюдается разность температур между различными частями циклона (прежде всего, между передней и тыловой). Поскольку скорость притока тепла из океана в передней части до 2–3 раз больше, чем в тыловой, то обусловленная внутренней адвекцией холода скорость ветра в правой части ТЦ может превышать приведенную выше оценку скорости ветра до 2–3 раз.

Нельзя не учитывать и того, что адвекция T_v включает как адвекцию T , так и q , которые, как правило, одного знака: с адвекцией холода связана адвекция меньших q (более сухого воздуха).

К настоящему времени накопилось много данных, свидетельствующих о значительной (а нередко – и об определяющей) роли бароклинного фактора в зарождении и последующем развитии синоптических вихрей вообще и тайфунов в частности. Согласно этим данным [8–11], большая часть ТЦ зарождается во внутритропической зоне конвергенции (ВЗК), преимущественно (в 80 – 85 %) на обращенной к полюсу стороне ВЗК, при ее углублении.

С другой стороны, согласно [12, 13], ВЗК обостряется под влиянием вторжений холодного воздуха в низкие широты. При отсутствии притока холода происходит размывание ВЗК. Эффект адвекции холода на вихреобразование усиливается там, где воздух натекает на поверхность теплого экваториального противотечения. Сама ВЗК представляет собой довольно сложное образование: она, как правило, состоит из двух расположенных по обе стороны экватора ложбин, образуемых мезомасштабными циклоническими вихрями в нижней и средней тропосфере. Особенности строения ВЗК, как показано в [14], можно объяснить лишь на основе предположения об определяющей роли в ее формировании термической адвек-

ции (бароклининого фактора). Наиболее сильно развита ветвь ВЗК, расположенная в летнем полушарии.

Значение окружающих циклон крупномасштабных полей температуры, влажности, скорости движения отмечалось во многих работах. По данным работы [28], до 85 % всех тайфунов, наблюдаемых в западной части Тихого океана (в среднем 30 ураганов за сезон), зарождаются в ВЗК при вторжении холодного воздуха из южного полушария в северное. При этом за 3 – 4 дня до возникновения ТЦ в умеренных широтах южного полушария активизируется циклогенез (примерно на той же долготе, на которой зарождается ТЦ). Сама ВЗК при этом располагается в муссонной ложбине, по сравнению со средним положением смещена в более высокие широты и имеет большую протяженность и глубину.

Согласно [15], ТЦ в Атлантическом океане в 48 % зарождаются на холодных фронтах (где, по определению, наблюдается адвекция холода), в 42 % – в ВЗК, обостряющихся также под влиянием холода. Авторы [9] указывают, что в возникновении ТЦ участвуют воздушные массы и процессы на акватории, охватывающей по 40° долготы в обе стороны от места зарождения, а по широте – между субтропическими максимумами давления того и другого полушария.

Убедительные доводы в пользу определяющего влияния адвекции холода (бароклинности) на образование и развитие ТЦ приводит автор [8]. По его данным давление первоначально начинает падать над обширной акваторией (в радиусе 650–900 км). При дальнейшем углублении циклона ветер и вихрь усиливаются, а давление падает сначала на его периферии и только потом это изменение распространяется на центральную часть. Ясно, что адвекция T_v охватывает большие площади, а усиливает эта адвекция вихрь, конечно же, сначала на периферии, куда в первую очередь поступает холодный воздух окружения.

Остановимся еще на некоторых особых (экзотических) случаях образования ТЦ. В юго-восточной части Тихого океана (южное полушарие) восточнее 160° з.д. тайфуны наблюдаются крайне редко: за 10 лет (1980–1989 гг.) всего лишь 10 тайфунов. Однако большинство из них (7 из 10) возникло здесь в 1982–1983 гг. – в период наиболее интенсивного Эль-Ниньо с его аномально распространенной высокой температурой поверхности океана (ТПО) в восточной и

центральной частях Тихого океана. Даже та пара тайфунов, которая практически одновременно наблюдалась в феврале 1989 г., образовалась в районе $140-160^\circ$ з.д. с положительной аномалией ТПО. Поскольку в это время вдоль всей Южной Америки отмечалась обширная отрицательная аномалия ТПО, то разность температур, а вместе с ней и адвекция T_v , были столь же значительны, как и в других районах возникновения ТЦ.

Большая часть ТЦ зарождается на некотором расстоянии от экватора. Однако известны случаи возникновения ТЦ и в непосредственной близости к экватору. Таков тайфун Сара (21. 03 – 4.04 1958 г.), зародившийся на широте $1^\circ 40'$, дважды затем регенерировавший и резко изменявший скорость и направление движения. С первого взгляда, образование таких ТЦ нельзя объяснить влиянием бароклинности, поскольку в (4.2.1) $2\omega_z \rightarrow 0$ при $\varphi \rightarrow 0$. Однако после возвращения к составляющим градиента давления соотношение (4.2.1) принимает вид

$$\frac{2\omega_z}{T_v} \left(u_g \frac{\partial T_v}{\partial x} + v_g \frac{\partial T_v}{\partial y} \right) = -\frac{R}{p} \left(\frac{\partial T_v}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial T_v}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} \right).$$

Правая часть здесь не зависит от широты. Поэтому бароклинный член может быть значительным и при очень малых значениях широты.

В согласии с обсуждаемым взглядом на роль бароклинности находятся эмпирические правила. Так, введенный В. Греем [8] термический потенциал зарождения ТЦ включает отклонение температуры воды от 26°C на глубинах до 60 м, вертикальный градиент эквивалентно-потенциальной температуры между уровнями моря и 500 гПа и относительную влажность воздуха в слое 700 – 500 гПа. С ростом каждой из этих величин увеличиваются: приток тепла от океана в атмосферу и, как следствие, адвекция холода в ТЦ из окружающей его среды.

Введенные автором [8] суточный $(\Omega_z' - \Omega_z'')$ и авторами [16] индивидуальный $(\Omega_z' - \Omega_z'')(D'' - D')$ потенциалы ТЦ также тесно связаны с обсуждаемыми эффектами (здесь $(\Omega_z'$ и D' – вихрь и дивергенция скорости ветра на уровне 850 гПа, Ω_z'' и D'' – те же параметры на уровне 200 гПа). Следует лишь заметить, что антициклоническая

циркуляция ($\Omega_z'' < 0$) и положительная дивергенция ($D'' > 0$) в верхней тропосфере (200 гПа) – скорее следствие (а не условие) развития ТЦ. Привлекая уравнение статики (всегда, даже при очень больших скоростях и ускорениях, обеспечивающее расчет распределения p по высоте с высокой точностью), находим, что в циклоне наблюдается уровень (z^*) обращения горизонтального градиента давления и смены циклонической циркуляции на антициклоническую. Этот уровень колеблется между 2 – 5 км при $\Delta T_v = 8 - 10^\circ\text{C}$ и 10 – 13 км при $\Delta T_v = 4 - 6^\circ\text{C}$ (ΔT_v – разность виртуальных температур между центральной частью ТЦ и его периферией в средней тропосфере).

Что касается вихря (Ω_z') и конвергенции (D') на нижних уровнях ($z < z^*$), то они тем больше (D' по модулю), чем значительнее разность ΔT_v и вток (адвекция) холодного воздуха окружающей среды в циклон.

В заключение укажем: поскольку наблюдается разность температур (в общем случае – разность ΔT_v) между ТЦ и окружающей его средой, то возникает и изменяется во времени вихревое движение (циркуляция) не только в горизонтальной, но и в вертикальной плоскости. В согласии с результатами п.1.1 уравнение для изменения во времени горизонтальной составляющей (Ω_y) вихря скорости ветра под влиянием бароклинности имеет вид (сохраняем лишь главный член):

$$\left(\frac{d\Omega_y}{dt} \right)_{\text{бркл}} = - \frac{g}{T_v} \frac{\partial T_v}{\partial x}, \quad (4.2.2)$$

где ось x направлена по горизонтальному градиенту T_v ; g – ускорение свободного падения.

Согласно этому уравнению, в вертикальной плоскости, перпендикулярной изотермам, под влиянием разности T_v возникает вихрь (циркуляция) с переносом воздуха из области холода (периферии ТЦ) в область тепла (к центру ТЦ) в нижней части и от тепла к холоду в верхней части ТЦ, с восходящим движением в области тепла и нисходящим – в области холода. Таким образом, оба фактора – турбулентный обмен и бароклинность – действует в одну сторону: порождают восходящее движение воздуха в циклоне (не исключая и

его центральной части). Движение же в ТЦ, равно как и в любом синоптическом вихре, всегда трехмерное (винтообразное).

4.3. Образование глаза и стены кучево-дождевых облаков в тропическом циклоне

Тропические циклоны (ТЦ) в целом и особенно их составная часть — глаз урагана — относятся к числу уникальных явлений природы. В глазу сильно ослаблен ветер (вплоть до безветрия) и отсутствуют или наблюдаются лишь облака среднего и верхнего ярусов, сквозь которые просвечивают Солнце или Луна. Ослабление ветра вполне объяснимо: в центральной части ТЦ, равно как любого циклона и антициклона, градиент давления мал (теоретически в центре ТЦ равен нулю).

Значительно более сложным оказался вопрос об образовании глаза ТЦ.

Много лет назад (по-видимому, еще в 19-м веке) выдвинута и получила распространение лишь одна гипотеза (более точно — предположение): движение воздуха в центральной части ТЦ — нисходящее, в то время как в оставшейся части (по объему — свыше 99 %), в которой образуются мощные кучево-дождевые облака, воздух совершает восходящее движение. Гипотеза эта выдвинута исключительно для того, чтобы объяснить малооблачную погоду и отсутствие осадков в глазу ТЦ. Однако при этом учитывается лишь один фактор: при адиабатическом нисходящем движении увеличивается во времени (t) температура (T) индивидуальной воздушной частицы, т.е. оценивается лишь знак полной производной dT/dt . Как изменяются во времени температура и, тем более, массовая доля водяного пара (q) на фиксированных уровнях, этот вопрос не ставится. Хотя именно такие изменения (т.е. локальные производные $\partial T/\partial t$ и $\partial q/\partial t$) возможно оценить по данным измерений T и q и именно они определяют условия конденсации водяного пара, образования и развития облака.

Гипотеза не дает ответа на многие важные вопросы: почему возникает и наблюдается ли нисходящее движение в стратосфере и как воздух проникает через тропопаузу; куда исчезает опустившийся воздух, если в нижней и средней тропосфере наблюдается сходимость (к центру ТЦ) воздушных потоков; как при наличии гори-

зонтального перемешивания могут существовать, не разрушая циклон, восходящее (в стене облаков) и нисходящее (в глазу) движения; почему наиболее значительно, по наблюдениям, температура повышается в средней (по высоте) части ТЦ, в то время как, при справедливости гипотезы, наибольший путь проходили бы и соответственно нагревались бы частицы, опустившиеся до водной поверхности.

В целом представление о нисходящем движении частицы в пределах всего ТЦ следует отвергнуть; поскольку при наличии турбулентного обмена (по вертикали и горизонтали) каждая частица может смещаться лишь на сравнительно небольшое расстояние — путь смещения (порядка десятков или сотен метров).

Следует отметить, что все авторы, отстаивающие (вплоть до самого последнего времени) гипотезу о нисходящем движении в глазу ТЦ, ограничивались лишь оценкой знака вертикальной скорости, в то время как для решения вопроса об образовании облака нужны данные, по меньшей мере, еще о температуре, влажности и водности облака.

Покажем, что и при восходящем движении в пределах всего ТЦ, не исключая и его центральной части, формируется глаз урагана.

Прежде всего, не вызывает сомнения тот факт, что в любом циклоне вообще и тем более в ТЦ, где перепад давления между центром и периферией особенно велик, под влиянием сил турбулентного трения (в сочетании с градиентом давления, кориолисовой и инерционными силами) наблюдается сходимость (конвергенция) воздушных течений в горизонтальной плоскости, что подтверждают и данные измерений скорости ветра [28].

В свою очередь, под влиянием конвергенции возникает восходящее движение. При этом в нижней и средней тропосфере, где дивергенция скорости ветра меньше нуля, вертикальная скорость w растет с высотой ($\partial w / \partial z > 0$) от нуля на поверхности океана ($z = 0$) до некоторого максимального значения w_m на высоте z_m . В верхней тропосфере (при $z > z_m$) в углубляющихся циклонах дивергенция скорости больше нуля (наблюдается расходимость воздушных потоков). Однако и здесь сохраняется восходящее движение ($w > 0$), правда, уже с убывающей скоростью ($\partial w / \partial z < 0$). Эти заключения непо-

средственно следуют из анализа уравнения неразрывности и результатов численного моделирования поля w и других параметров ТЦ.

Такой же вывод следует из анализа уравнения для вихревого движения (циркуляции) в вертикальной плоскости, согласно которому при наличии горизонтальной разности температур (в данном случае – между центром и периферией ТЦ) возникает вихрь, в котором воздух совершает восходящее движение в области тепла и нисходящее – в области холода [17,18]. Наконец, нелишнее вспомнить и теорему Архимеда: любое тело (в нашем случае – более теплая центральная часть ТЦ) всплывает (движется вверх) в среде с большей, чем у тела, плотностью (в нашем случае – такой средой служит более холодная периферия ТЦ). При этом скорость восходящего движения достигает максимума там, где максимальная температура воздуха (у нас на оси ТЦ). Нельзя не выразить сожаления по поводу того, что не были подмечены столь очевидные вещи, а также в связи с многократными, однако всегда тщетными, попытками (в том числе, в новейшее время) установить, что в центре ТЦ $w < 0$.

Качественные выводы, вытекающие из анализа уравнений неразрывности и вихря в вертикальной плоскости, а также теоремы Архимеда, подтверждают результаты численного моделирования. Практически по данным всех моделей в ТЦ, не исключая и его центральной части (глаза), предсказывается восходящее движение воздуха. Таковы достаточно полная по физическому содержанию модель Курихары – Тулеи [29], модель Ямасаки [30], в которой впервые реализована идея о явном описании облаков путем уменьшения шага сетки (до 400 м при $r < 60$ км). Последняя модель получила развитие в работах [30–34]. Хотя в модели [29] и получено на малых высотах нисходящее движение вблизи внутренней границы стены облаков, однако, никакого глаза тайфуна не образовалось: уже после 4 – 6 ч (от начального) над всей центральной частью ТЦ формируется сплошное поле облаков с довольно значительной водностью (свыше 1 г/кг). В модели [19] до момента $t = 130$ ч (это свыше 5 сут, в течение которых ТЦ, как правило, только и существуют) вертикальная скорость также всюду положительная. Лишь после 130 ч восходящее движение на оси сменяется на нисходящее.

Среди работ, в которых расчетным путем устанавливается восходящее движение в циклонах, не служит исключением и одна из

первых в этом разделе науки работа [20]. Только при очень малой разности температур между центром и его периферией и то лишь в самой верхней части циклона возможно, согласно [20], нисходящее движение. При всех же реально наблюдаемых значениях указанной разности температур движение воздуха в пределах всего циклона восходящее.

Чтобы ответить на вопрос, где и когда образуются или рассеиваются облака, следует проанализировать не только поле движения (прежде всего, по вертикали), но и поля температуры, влажности и водности. Тепло и водяной пар, поступающие в ТЦ от океана, переносятся вверх и усваиваются в циклоне за счет вертикальных движений и турбулентности, наблюдаемой в пределах всего ТЦ, не исключая и глаза. Очевидно, что перенос тепла и влаги вверх возможен лишь при восходящем движении воздуха ($w > 0$) и положительном турбулентном потоке. В приводном слое (толщиной от десятков до сотен метров), где вертикальная скорость w мала, основную роль в переносе тепла играет турбулентный обмен. Выпишем формулу для потока явного тепла по вертикали:

$$Q_z = -\alpha_\theta c_p \rho_1 u_1 (T_h - T_0 + \gamma_a h), \quad (4.3.1)$$

где T_h и T_0 – температура воздуха на верхней границе h приводного слоя и на поверхности океана соответственно; u_1 – скорость ветра на уровне z_1 ; ρ_1 – плотность воздуха на z_1 ; γ_a – сухо- или влажноадиабатический градиент; α_θ – коэффициент теплообмена.

Согласно [21], при скорости ветра $u_1 \leq 10$ м/с, наблюдаемой в центральной части ТЦ, α_θ не превышает $3,25 \cdot 10^{-3}$. В таком случае из (4.3.1) следует, что в этой части ТЦ разность $T_0 - T_h$ должна быть не меньше ее минимального значения

$$(T_0 - T_h) \geq (T_0 - T_h)_{\min} = 0,07 Q / u_1 + \gamma_a h,$$

при этом полагаем $Q_z = 0,25 Q$. Уже при малом значении $Q = 1,67$ кВт/м², $u_1 = 10$ м/с и $h = 200$ м разность $T_0 - T_h$ в приводном слое должна быть не меньше $13,7$ °С, т.е. вертикальный градиент γ не меньше $6,8$ °С/100 м. При Q , равном $5 - 15$ кВт/м², и $u_1 \approx 5 - 8$ м/с значения γ могут превышать γ_a в десятки раз.

Выше приводного слоя γ уменьшается. Поскольку, однако, в нем $\gamma \gg \gamma_a$, то вполне возможно, что и на более высоких уровнях

выполняется условие $\gamma > \gamma_a$, обеспечивающее перенос тепла вверх в пределах всей тропосферы.

Для оценки роли других факторов в изменении температуры и влажности воздуха и образования облака обратимся к уравнению притока тепла (первого начала термодинамики):

$$c_p \frac{dT}{dt} - \frac{RT}{p} \frac{dp}{dt} + L \frac{dq_m}{dt} = 0. \quad (4.3.2)$$

Уравнение (4.3.2) дополним уравнением Клаузиуса – Клапейрона

$$\frac{dE}{dt} = \frac{LE}{R_v T^2} \frac{dT}{dt} \quad (4.3.3)$$

и соотношением

$$\frac{dq_m}{dt} = q_m \left(\frac{1}{E} \frac{dE}{dt} - \frac{1}{p} \frac{dp}{dt} \right), \quad (4.3.4)$$

полученным путем дифференцирования формулы для массовой доли насыщенного водяного пара

$$q_m = 0,622E/p. \quad (4.3.5)$$

Исключая из (4.3.2) – (4.3.4) производную dE/dt , приходим к следующим уравнениям для T и q_m :

$$\frac{dT}{dt} = \alpha \frac{RT}{c_p p} \frac{dp}{dt}, \quad (4.3.6)$$

$$\frac{dq_m}{dt} = (1 - \alpha) \frac{RT}{Lp} \frac{dp}{dt}, \quad (4.3.7)$$

где α – безразмерный параметр:

$$\alpha = \frac{1 + 0,622 LE / (RTp)}{1 + 0,622 L^2 E / (c_p R_v T^2 p)}. \quad (4.3.8)$$

Сравнение этого выражения для α с формулами для сухадиабатического (γ_a) и влажноадиабатического (γ_a') градиентов показывает:

$$\alpha = \gamma_a' / \gamma_a. \quad (4.3.9)$$

Подчеркнем, что уравнения (4.3.6) и (4.3.7) получены без каких-либо предположений и упрощений исходной системы (4.3.2) – (4.3.5); в частности, без привлечения уравнения статики. Из уравнений (4.3.8) и (4.3.9) следует, что в движущейся индивидуальной частице воздуха температура и массовая доля водяного пара при подъеме ($dp/dt < 0$) уменьшаются, а при опускании ($dp/dt > 0$) увеличиваются со временем (напомним: γ_a'/γ_a всегда меньше единицы).

Однако по данным об изменении T и q_m в частице нельзя, как указано выше, составить суждение об образовании облака. Для этого необходимы сведения об изменении этих величин в фиксированных точках пространства, в частности, на закрепленных уровнях. Воспользовавшись известным выражением для полной (индивидуальной) производной ($d/dt = \partial/\partial t + u \partial/\partial x + v \partial/\partial y + w \partial/\partial z$), а также статическим приближением

$$dp/dt \approx w \partial p / \partial z \approx -w g p / (RT), \quad (4.3.10)$$

приведем уравнения (4.3.8) и (4.3.9) к виду

$$\frac{\partial T}{\partial t} = w(\gamma - \gamma_a') - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}\right) + \frac{\varepsilon_\theta}{c_p \rho}, \quad (4.3.11)$$

$$\frac{\partial q_m}{\partial t} = -w \left(\frac{\partial q_m}{\partial z} + \frac{c_p(\gamma_a - \gamma_a')}{L} \right) - \left(u \frac{\partial q_m}{\partial x} + v \frac{\partial q_m}{\partial y} \right) + \frac{\varepsilon_q}{\rho}, \quad (4.3.12)$$

где $\gamma = -\partial T / \partial z$ – вертикальный градиент температуры; u, v, w – составляющие скорости движения вдоль осей x, y, z (ось z направлена по вертикали вверх).

Правые части последних уравнений для локальных (местных) производных дополнены членами, описывающими турбулентные притоки (к единичному объему за единицу времени) тепла (ε_θ) и водяного пара (ε_q):

$$\varepsilon_\theta = c_p \rho \left[k_s \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} k_z \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a' \right) \right], \quad (4.3.13)$$

$$\varepsilon_q = \rho \left[k_s \left(\frac{\partial^2 q_m}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 q_m}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial q_m}{\partial z} \right], \quad (4.3.14)$$

где k_s и k_z — горизонтальный и вертикальный коэффициенты турбулентности.

Обратим внимание: если уравнение (4.3.11) имеет общепринятый вид, то уравнение (4.3.12) отличается от распространенного для него вида — наличием второго слагаемого (содержащего L) в первом (конвективном) члене, описывающем изменение q_m во времени под влиянием вертикальной скорости.

Сравнение слагаемых в конвективном члене показывает, что второе слагаемое такого же порядка величины, как и первое.

Чтобы получить уравнения для ненасыщенного воздуха, использованные в гл. 3, нужно положить $L = 0$ в (4.3.8), $\alpha = 1 - v$ в (4.3.6) и (4.3.7) и $\gamma_a' = \gamma_a - v$ в (4.3.11) — (4.3.13). Второе слагаемое в конвективном члене в случае ненасыщенного воздуха исчезает.

Не проводя выполненных выше выкладок, авторы, выписывающие уравнение для влажности, записывают для насыщенного воздуха конвективный член по аналогии в таком же виде, как и для ненасыщенного.

Вводимая нами поправка имеет существенное значение (не только количественное, но и качественное). Поскольку слагаемые в конвективном члене всегда разного знака ($\partial q_m / \partial z < 0$, а $\gamma_a - \gamma_a' > 0$), то увеличение q_m во времени при восходящем движении ($w > 0$) будет менее значительным (и даже может изменить знак) при учете поправки на конденсацию.

Если формулу (4.3.5) продифференцировать по z , представить $\partial E / \partial z = (dE/dT) \partial T / \partial z$ и воспользоваться уравнениями (4.3.3) и (4.3.10), то уравнение (4.3.12) приведем к виду

$$\frac{\partial q_m}{\partial t} = w \frac{L q_m}{R_v T} (\gamma - \gamma_a') - \left(u \frac{\partial q_m}{\partial x} + v \frac{\partial q_m}{\partial y} \right) + \frac{\varepsilon_q}{\rho}. \quad (4.3.15)$$

В таком виде это уравнение впервые опубликовано в статье [22].

Большая часть ТЦ (свыше 99 %) занята мощными кучево-дождевыми облаками и ливневыми осадками. Хорошо известно, что

облака эти образуются при восходящем движении ($w > 0$) и влажно-неустойчивой стратификации ($\gamma > \gamma_a'$). Вполне логично считать, что и в оставшейся центральной части ТЦ, доля которой менее 1 %, сохраняются эти условия: $w > 0$, $\gamma > \gamma_a'$. В таком случае, согласно уравнению (4.3.11), температура воздуха на фиксированных уровнях (в прямую противоположность частице) при восходящем движении ($w > 0$) увеличивается во времени ($\partial T / \partial t > 0$).

Условие $w > 0$ обосновано выше. Рост T во времени под влиянием w также представляется очевидным: тепло, извлеченное из океана и переносимое восходящим потоком, конечно же, должно повышать T . Поскольку, как указано выше, вертикальная скорость достигает максимума (по высоте) в средней тропосфере (3 – 7 км), то, согласно (4.3.11), здесь же под влиянием w достигает максимума $\partial T / \partial t$ и, в согласии с данными измерений, наиболее значительно (до 5 – 15 °C) температура в центре ТЦ отличается от T в стене облаков.

О состоянии насыщения в глазу ТЦ, кроме логики, свидетельствуют наблюдения: по данным [23] при пересечении ТЦ в 20 полетах не было облаков в верхней части глаза только в 4 случаях. Поток тепла Q , согласно (4.1.2), и повышение температуры наиболее значительны в центральной части T (при малых R). Рост T способствует рассеянию или ослаблению облака в этой части ТЦ.

Однако формирование облака зависит не только от притока явного тепла (изменения T), но и от притока водяного пара (изменения q).

В ненасыщенном воздухе под влиянием восходящего движения ($w > 0$) температура, согласно (4.3.11), уменьшается (поскольку $\gamma > \gamma_a$), а массовая доля q , согласно (4.3.12), увеличивается (поскольку $\partial q / \partial z < 0$, а слагаемого с L нет) во времени. Естественно, что относительная влажность $f = q / q_m(T, p)$ увеличивается во времени и воздух достигает состояния насыщения. Выше уровня конденсации (в облаке) при $\gamma > \gamma_a'$ и $w > 0$, согласно (4.3.15), массовая доля q_m , как и T , увеличивается во времени ($\partial q_m / \partial t > 0$), правда, менее быстро, чем в том случае, если в первом члене в (4.3.12) сохранялось бы лишь слагаемое $-w(\partial q_m / \partial z)$.

Но рост содержания водяного пара под влиянием w таков, что он способен лишь поддерживать состояние насыщения, но не приводит к пересыщению пара и его конденсации. Это следует из срав-

нения первых слагаемых в (4.3.11) и (4.3.15), согласно которым приращения Δq_m и ΔT связаны таким же соотношением, как ΔE и ΔT в уравнении Клаузиуса – Клапейрона:

$$(\Delta q_m / \Delta T)_w = L q_m / (R_v T^2). \quad (4.3.16)$$

Так, если $T_0 = 30^\circ \text{C}$ и $\Delta T = \partial T / \partial t \Delta t = w \cdot (\gamma - \gamma_a') \Delta t = 1^\circ \text{C}$, то $q_m(30) = 26,390 \cdot 10^{-3}$ (при $p = 10^3 \text{ гПа}$) и $q_m(31) = 27,94 \cdot 10^{-3}$. Согласно (4.3.15), $q_m(31) \approx q_m(30) + L \overline{q_m} \Delta T / R_v \overline{T}^2 = 27,94 \cdot 10^{-3}$. Таким образом, q_m , определенное как по температуре 31°C , так и по формуле (4.3.15), совпадают. Непосредственной же проверкой убеждаемся в том, что первые слагаемые в (4.3.12) и (4.3.15) также совпадают: в данном примере ($T_0 = 30^\circ \text{C}$, $\gamma = 0,5^\circ \text{C} / 100 \text{ м}$) они равны $0,206 \text{ в}$.

Заключение об увеличении T и q во времени выше уровня конденсации справедливо для всего ТЦ.

Вертикальная скорость w , вошедшая в исходные уравнения – притока тепла и водяного пара, движения, неразрывности, – представляет собой лишь результат осреднения на горизонте мезомасштабных и турбулентных движений в форме восходящих и нисходящих струй. Вследствие этого не имеет смысла говорить о какой – то частице, якобы опускающейся (равно как и поднимающейся) в пределах всего ТЦ.

Роль осредненной вертикальной скорости тем не менее велика: она переносит тепло и водяной пар от океана, увеличивая содержание их в циклоне и обуславливая необходимость притока в ТЦ более холодного воздуха.

Из уравнений (4.3.11) и (4.3.15) следует, что только в струях с нисходящим движением ($w < 0$) при $\gamma > \gamma_a'$ происходит понижение температуры ($\partial T / \partial t < 0$) и уменьшение массовой доли пара ($\partial q_m / \partial t < 0$), т.е. происходит увеличение водности облака ($\partial \delta / \partial t > 0$).

Основную же роль в образовании, увеличении размеров и водности облака играет вовлечение в ТЦ более холодного и, как правило, сухого воздуха окружающей среды и последующее смешение его с теплым и влажным воздухом самого ТЦ.

В уравнениях (4.3.11) и (4.3.15) этот процесс описывают вторые (адвективные притоки) и третьи (турбулентные притоки) чле-

ны. Турбулентные притоки, согласно (4.3.13) и (4.3.14), включают притоки, обусловленные перемешиванием и смешением по горизонтали (первые слагаемые) и вертикали (вторые слагаемые).

В нижней и средней тропосфере, где $u < 0$, $\partial T / \partial x < 0$ и $\partial q / \partial x < 0$, адвективные притоки меньше нуля

$$-u \frac{\partial T}{\partial x} < 0, \quad -u \frac{\partial q}{\partial x} < 0.$$

Естественно, что наибольшее охлаждение под влиянием адвекции происходит вблизи внешней границы ТЦ. Здесь начинается формирование стены облаков. По мере приближения к оси ТЦ уменьшается радиальная составляющая u скорости ветра, а вместе с этим и охлаждение воздуха.

Этот фактор служит основной причиной сильно ослабленной или полностью отсутствующей конденсации водяного пара в центральной части ТЦ – образования глаза урагана.

Более детально вопрос о смешении масс воздуха с различными физическими свойствами рассмотрены в [24]. Под влиянием смешения вовлекаемого из окружающей среды более холодного воздуха и последующего смешения его с воздухом ТЦ формируется облако, водность которого изменяется от $10^{-2} - 10^{-1}$ г/м³ при низких и умеренных температурах до $10^{-1} - 10^0$ г/м³ при высоких T и значениях разности температур $\Delta T = T_0 - T_\infty$, достигающих 3 – 10 °С в слое от 3 до 10 км.

4.4. Количество осадков в урагане

Извлеченный из океана водяной пар служит основным источником огромного количества осадков, выпадающих в циклоне. Из общего потока Q , определенного формулой (4.1.2), на испарение воды и увеличение массы водяного пара (скрытого тепла) идет часть, равная $\beta / (1 + \beta)$. В вертикальный столб единичного сечения за единицу времени испаряется с поверхности океана количество воды

$$\Delta q_m = \frac{\beta}{1 + \beta} \frac{Q}{L}, \quad (4.4.1)$$

где $Q = c_p \Delta T + L \Delta q_m$, $\beta = L \Delta q_m / c_p \Delta T$.

Эта масса водяного пара сначала посредством вертикальных движений и турбулентного перемешивания распространяется на весь циклон, а затем конденсируется, образуя облака, укрупнение капель и кристаллов льда в которых завершается выпадением осадков.

Выражение для количества осадков (Q'_w), выпадающих за время Δt в циклоне радиусом R , с учетом соотношений (4.1.2) и (4.4.1), принимает вид:

$$Q'_w = \Delta q_m \pi R^2 \Delta t = \frac{2\beta}{1+\beta} \frac{c_w \rho_w}{L} h_w \Delta T_w u_c R \Delta t. \quad (4.4.2)$$

Некоторая часть жидкой воды из Q_w сохраняется в облаке (в виде его водности). Однако из наблюдений в умеренных широтах и теоретических оценок [25] известно, что эта часть мала (не превышает 5 %) по сравнению с количеством осадков, выпадающих из кучево-дождевых облаков (жидкая вода за время существования облака многократно обновляется – от 7 до 40 раз).

Полагая в (4.4.2) $\beta = 3$ (при этом из потока Q на испарение расходуется 75 %), получаем следующие оценки количества осадков Q'_w , выпадающих в циклоне за $\Delta t = 1$ сут:

а) при $h_w = 50$ м, $\Delta T_w = 0,5^\circ\text{C}$, $u_c = 5$ м/с и $R = 100$ км – $Q'_w = 2,7 \cdot 10^{12}$ кг/сут = 2,7 млрд т/сут;

б) при $h_w = 100$ м, $\Delta T_w = 1^\circ\text{C}$, $u_c = 10$ м/с и $R = 200$ км – $Q'_w = 4,34 \cdot 10^{13}$ кг/сут = 43,4 млрд т/сут.

Однако осадки образуются не только из того водяного пара, который поступил в циклон с поверхности океана и учтен в соотношении (4.4.2). Значительную роль играет процесс вовлечения и последующего смешения водяного пара окружающей среды с паром ТЦ (этот вопрос более детально обсуждается в п. 3.7.)

Воздух окружающей среды, двигаясь со скоростью u в радиальном направлении, проходит расстояние R от периферии до центральной части ТЦ за время $\Delta t = R/u$. За это время происходит смешение масс воздуха, конденсация водяного пара и формирование осадков. В течение суток (P_c) водность облака обновляется $P_c/\Delta t$ раз.

Из облаков, образовавшихся за счет вовлечения воздуха окружающей среды и смешения с воздухом ТЦ, в течение суток в циклоне радиусом R выпадает количество осадков

$$Q''_w = \pi R^2 \left[\sum_{(i)} (\delta_i^* \Delta z_i) (P_c / \Delta t)_i \right]$$

или

$$Q''_w = \pi R^2 P_c \sum_{(i)} (\delta_i^* \Delta z_i) u_i. \quad (4.4.3)$$

Здесь $\delta_i^* = \delta_i \rho_i$ — объемная водность облака (масса жидкой воды в 1 м^3); $\delta_i^* \Delta z_i$ — масса той же воды в слое Δz_i вблизи уровня z_i ; u_i — радиальная скорость на этом уровне; суммирование по i распространяется на все слои от нижней до верхней границы облака.

Согласно результатам п. 3.7. и статьи [24], в ТЦ при температуре вблизи уровня моря $26 - 28^\circ\text{C}$ и распределении ее в стене облаков, близком к влажно-адиабатическому, водозапас облака (масса жидкой воды в столбе единичного сечения: $\sum_{(i)} (\delta_i^* \Delta z_i)$ имеет поряд-

док $10^0 - 10^1 \text{ кг/м}^2$, при этом $70 - 80 \%$ жидкой воды сосредоточено до высоты $5 - 6 \text{ км}$.

При $R = 200 \text{ км}$ соотношение (4.4.3) принимает вид:

$$Q_w'' = 5,4 \cdot \bar{u} (10^{10} - 10^{11}) \text{ кг/сут.} \quad (4.4.4)$$

Радиальная скорость в ТЦ имеет порядок $10^0 - 10^1 \text{ м/с}$.

Для количества осадков, образовавшихся за 1 сут. под влиянием не только пара, поступившего из океана, но и вовлеченного из окружающей ТЦ среды, на основе (4.4.4) получаем оценки:

$$Q_w'' = 2,7 \cdot (10^{-1} - 10^0) \text{ млрд. т при } \bar{u} = 5 \text{ м/с}$$

$$\text{и } Q_w'' = 0,8 \cdot (10^0 - 10^1) \text{ млрд. т при } \bar{u} = 20 \text{ м/с.}$$

Количество осадков, в согласии с (4.4.2) и (4.4.3), выпадающих в ТЦ, колеблется в широких пределах — от долей до нескольких десятков (и даже сотен) миллиардов тонн за сутки. По данным наблюдений (не очень многочисленных и не без погрешностей) Q_w имеет такой же порядок величины.

4.5. О формировании Эль-Ниньо

Широко известны катастрофические погодные явления, наблюдаемые в Центральной Америке и других районах Земли и известные под названием Эль-Ниньо. Мы не ставим цель детально обсуж-

дать это сложное явление, изучению которого посвящена обширная литература [26].

Большой объем данных о скорости ветра, атмосферном давлении, температуре воздуха и поверхности океана, потоках явного и скрытого тепла и солнечной радиации, полученных в период с 1985 по 1990 г., обобщен и проанализирован в работе [27].

На основе анализа полей скорости ветра на уровнях 850 и 200 гПа и аналога вертикальной скорости (dp/dt) на четырех изобарических поверхностях показано, что вихревые движения в меридиональной (ячейка Гадлея) и зональной (ячейка Уокера) вертикальных плоскостях претерпевают при возникновении Эль-Ниньо над Тихим океаном существенные изменения во времени и пространстве.

В первой, предшествующей Эль-Ниньо, фазе восходящая ветвь тихоокеанской ячейки Уокера располагается над Индонезией, а нисходящая – над центральной частью Тихого океана. Во второй и третьей фазах эта ячейка постепенно смещается на восток, и в фазе кульминации над центральной частью Тихого океана расположена уже восходящая ветвь, нисходящая же ветвь вихря – в непосредственной близости к побережью Южной Америки.

В четвертой фазе резко усиливается восходящая ветвь второй зональной ячейки Уокера над тропической Южной Америкой.

Ослабление субтропического антициклона в южной части Тихого океана и тесно связанного с ним холодного юго-восточного пассатного ветра (приобретающего юго-западное направление после перехода через экватор), равно как смещение западных потоков из муссонных областей Индийского океана, способствуют формированию в экваториальной части Тихого океана обширной зоны (длиной до 6 – 10 тыс. км и шириной в несколько километров) с повышенными (на 1 – 2 °C) температурами поверхности воды.

Выполненной авторами [27] спектральный анализ временных рядов (длиной 151 день – с октября 1981 г. по февраль 1982 г. и за такой же период 1985 – 1986 гг.) меридиональной и зональной составляющих скорости приземного ветра и других, указанных выше, метеовеличин привел к заключению: для движений и процессов в тропиках характерны колебания двух масштабов. Первый – глобальный – масштаб с периодом 14 – 21 сут. обусловлен колебаниями всей системы тропической циркуляции: внутритропической зо-

ны конвергенции (ВЗК), экваториальной зоны западных ветров, субтропических антициклонов обоих полушарий. Второй – синоптический – масштаб с периодом 3 – 5 дней связан с возникновением и развитием циклонов.

Зарождаются и углубляются эти циклоны при натекании холодного воздуха (с более низкими значениями виртуальной температуры T_v) на поверхность указанной выше зоны теплой воды в экваториальной части Тихого океана (чаще всего, в ВЗК). Образовавшиеся в ВЗК циклоны смещаются севернее экватора с запада на восток. Адвекция более низких T_v усиливается при приближении циклона к экваториальной Южной Америке (Эквадор, Перу, Панама, Колумбия) с ее высокими значениями T_v в восходящей ветви второй ячейки Уокера, особенно обострившейся в четвертой фазе Эль-Ниньо.

Совершенно естественно, что за время движения циклон углубляется; под влиянием восходящего движения и взаимодействия с вовлекаемым воздухом формируются мощная кучево-дождевая (грозовая) облачность и ливневые осадки, которые в сочетании с ураганными ветрами и грозовыми разрядами приносят огромные материальные потери, а нередко и человеческие жертвы.

Не исключена возможность смещения ВЗК в более высокие (субтропические) широты и, как следствие, выход циклонов на южную часть Северной Америки (Мексика, США).

Отметим, что аналогичные явления – смещение ВЗК и с ней циклонов в более высокие широты – наблюдается в северной части Индийского океана и западной части Тихого океана.

Авторы [27] пришли к важному выводу: формирование основных циркуляционных систем в период Эль-Ниньо и тесно связанного с ним Южного колебания обусловлено не крупномасштабными процессами, а процессами синоптического масштаба, связь которых с эффектами бароклинности нам представляется очевидной.

Подчеркнем в заключение, что одним из первых обратил внимание на роль переноса холодного воздуха из высоких широт в низкие Я. Бьеркнес.

Литература

1. Матвеев Л.Т. Качественные правила вихреобразования в атмосфере. // Метеорология и гидрология. 1956. №4. С. 28–31.

2. *Агренич Е.А.* Влияние температуры поверхности океана на траектории тропических циклонов. // Метеорология и гидрология. 1979. №4. С. 100–103.
3. *Лаппо С.С., Гулев С.К., Рождественский А.Е.* Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан – атмосфера и энергоактивные зоны Мирового океана. – Л.: Гидрометеоиздат. 1990. 356 с.
4. *Гулев С.К., Колинко А.В., Лаппо С.С.* Синоптические взаимодействия океана и атмосферы в средних широтах. – СПб.: Гидрометеоиздат. 1994. 320 с.
5. *Веретельник Е.В.* Особенности и распределения теплоотдачи поверхности океана в передней и тыловой частях тропического циклона. // Тр. Дальневосточного НИГМИ. 1985. Вып. 118. С. 62–73.
6. *Шутс Р.С.* О структуре ураганов по данным исследовательских самолетов-лабораторий. В кн.: Интенсивные атмосферные вихри. – М.: Мир. 1985. С. 48–65.
7. *Берюлев Г.И., Литинецкий А.В., Схиртладзе Г.И., Черников А.А.* Исследования интенсивных тропических циклонов советскими самолетами-метеолaborаториями в 1983–1989 гг. // Метеорология и гидрология. 1991. №5. С. 106–113.
8. *Грей В.М.* Генезис и интенсификация тропических циклонов. Там же, где [6]: С. 10–31.
9. *Котельникова Е.Ю., Петрова Л.И.* Некоторые особенности крупномасштабной циркуляции при возникновении и развитии тропических циклонов. // Тр. ИЭМ. Вып. 42 (127). 1987. С. 42–53.
10. *Минина Л.С.* О возникновении и развитии тайфунов. // Метеорология и гидрология. 1983. №11. С. 5–13.
11. *Павлов Н.И., Кузин В.С.* Особенности циркуляции в тропосфере в процессе зарождения тайфунов и в периоды, предшествующие его возникновению. В кн.: Тайфуны – 78. – Л.: Гидрометеоиздат. 1980. С. 165–183.
12. *Давыдова Н.Г.* Связь ВЗК с атмосферной циркуляцией северного полушария. // Изв. АН СССР Сер. географ. 1979. №4. С. 5–19.
13. *Петросяну М.А., Снитковский А.И., Фалькович А.И.* К вопросу эволюции ВЗК. В кн.: ТРОПЭКС – 74. Т.1. Атмосфера. 1976. С. 80–89.
14. *Матвеев Л.Т., Душичева Е.В.* Роль бароклинности атмосферы в зарождении тропических циклонов. // Тр. ЛГМИ. Вып. 104. 1989. С. 107–113.
15. *Меулелерт Пеня Синья.* Синоптические особенности возникновения тропических циклонов на западе Атлантики. В кн.: Тропическая метеорология. – Л.: Гидрометеоиздат. 1982. С. 65–77.
16. *Петросяну М.А., Семенов Е.К.* Индивидуальный потенциал зарождения тропических циклонов. // Изв. АН. ФАО. 1995. №3. С. 347–355.
17. *Матвеев Л.Т.* Теория общей циркуляции атмосферы и климата Земли. Л.: Гидрометеоиздат. 1991. С. 103–108.
18. *Карлин Л.Н., Матвеев Л.Т.* О роли бароклинности в образовании и развитии тропических циклонов и рингов. // Доклады АН. 1997. Т. 355. №6. С. 811–813.
19. *Хаин А.П.* Математическое моделирование тропических циклонов. – Л.: Гидрометеоиздат. 1984. 246 с.
20. *Баев В.К.* Нестационарные конвективные течения. // Тр. ЦИП. 1956. Вып. 43(70). С. 3–18.
21. *Бортковский Р.С.* Тепло- и влагообмен атмосферы и океана при шторме. Л.: Гидрометеоиздат. 1983. 158с.

22. *Матвеев Ю.Л. Матвеев Л.Т.* Поля температуры, влажности и облачности в тропическом циклоне. // Доклады АН. 2000. Т. 374 №5. С. 688–691.
23. *Пальмен Э., Ньютон Ч.* Циркуляционные системы атмосферы. Пер. с англ. / Под ред. С.П. Хромова. – Л.: Гидрометеиздат. 1973. 615 с.
24. *Матвеев Л.Т., Матвеев Ю.Л.* Особенности образования, развития и движения тропических циклонов. // Изв. АН. ФАО. 2000. №6. С.760–767.
25. *Матвеев Л.Т.* Динамика облаков. – Л.: Гидрометеиздат. 1981. 311 с.
26. *Кондратьев К.Я.* Экодинамика и геополитика. Глобальные проблемы. – СПб. 1999. 1032 с.
27. *Гущина Д.Ю., Семенов Е.К.* О взаимодействии океана и атмосферы в период Эль-Ниньо – Южное колебание 1982–1983 гг. // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1994. №5. С. 32–39
28. *Love G.* The role of the general circulation in western Pacific tropical cyclone genesis. *Atm. Sci. Paper.* №340. 1982. – 215p.
29. *Kurihara Y., Tuleya R.E.* A scheme of dynamic initialization of the boundary layer in a primitive equation model.// *Month. Wea. Rev.* 1978. 106. P. 114–123.
30. *Yamasaki M.A* preliminary experiment of the tropical cyclone without parametrization the effects of cumulus convection. // *J. Met. Soc. Japan.* 1977. 55. №1. P. 11–23.
31. *Flatau M., Schubert W.H., Stevens D.E.* The role of baroclinic processes in tropical Cyclone motion. The influence of vertical tilt. // *J. Atm. Sci.* 1994, №18. P. 2589–2601.
32. *Jones R.W.* A nested grid for a three – dimensional model of a tropical cyclone. // *J. Atm. Sci.* 1977 P. 1528–1553.
33. *Rosenthal S.L.* Numerical simulation of tropical cyclone development with latent heat by the resolvable scales. Model description and preliminary results. // *J. Atm. Sci.* 1978. 35. P. 258–271.
34. *Holland G.J., Wang Y.* Baroclinic dynamics of simulated tropical cyclone recarburature. // *J. Atm.Sci.* 1995.52.№4.P. 410–425.
35. *Wang Y., Holland G. J.* The betadrift of baroclinic vortices. // *J Atm. Sci.* 1996. 53. №4. P. 411–427 (part I), 1996.53. №24. P. 3737–3756.

5. ВЛИЯНИЕ АНТРОПОГЕННЫХ ФАКТОРОВ НА ПОЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА В БОЛЬШОМ ГОРОДЕ

5.1. Введение

Хорошо известно [1, 2], что на уровни загрязнения и распространения загрязняющих веществ (примесей), поступающих в атмосферу из различных источников (транспорт, отопительные системы, промышленные предприятия), большое влияние оказывает состояние атмосферы: скорость ветра, вертикальные движения, термическая устойчивость, турбулентный обмен, осадки, туманы, облачность и др.

Однако газообразные, жидкие и твердые примеси оптически активны — они, как правило, сильно поглощают радиацию, прежде всего, в инфракрасном диапазоне длин волн (2 — 120 мкм). Вследствие этого примеси антропогенного происхождения, в первую очередь в больших городах (принято называть так города с населением свыше 500 тыс. человек), оказывают обратное влияние на состояние атмосферы.

Под влиянием антропогенных примесей и изменившейся подстилающей поверхности в больших городах изменились, по сравнению с окружающей их сельской местностью, практически все метеорологические величины и атмосферные явления. Это — температура и влажность воздуха, потоки солнечной и земной радиации, скорость ветра, вероятность образования и интенсивность туманов, дымок, облаков и осадков.

Некоторые результаты изучения обратного влияния загрязнения атмосферы на метеорологический режим больших городов обсуждаются в пятой и шестой главах монографии.

Особенности метеорологического режима городов по сравнению с сельской (невозмущенной) местностью обусловлены процессами среднего (мезо) масштаба: от нескольких километров до 100 — 200 км. Конечно, в городе температура и влажность воздуха, равно как и другие метеовеличины и атмосферные явления, изменяются во времени под влиянием процессов синоптического и более крупного масштаба. Но эти изменения практически совпадают (равны) как в городе, так и в окружающей его сельской местности.

Чтобы исключить влияние процессов синоптического масштаба (более 100 – 200 км) на поля метеовеличин, введем разности (Δ) между значениями температуры (T), давления водяного пара (e), относительной влажности (f) в городе и пунктах (поселках, небольших городах), удаленных от него на несколько десятков километров. Изменение этих разностей (ΔT , Δe , Δf) во времени происходит под влиянием только мезомасштабных процессов.

Под температурой воздуха, равно как e и f , в городе, строго говоря, следует понимать осредненную по данным измерений в нескольких точках, расположенных в разных частях города. Однако в действительности метеонаблюдения производятся на ограниченном (небольшом) числе станций: в Петербурге – на трех до 1980 г. и только на одной (Информационный центр погоды, расположенный на Петроградской стороне) после 1980 г. Поэтому наиболее часто под T , e , f в городе имеются в виду значения этих метеовеличин в центральной части города.

Подчеркнем, что разности метеовеличин наблюдаются не только между городом и окружающей его сельской местностью, но и между различными частями (точками) внутри города. Эти последние разности обусловлены процессами мелкого (микро) масштаба: от нескольких метров до нескольких километров.

Метеорологический режим большого города сопоставляется с режимом 4 – 5 пунктов, удаленных от него на несколько десятков километров. Применительно к Петербургу это – Воейково, Токсово, Сосново, Белогорка, Волхов, Кингисепп. Достаточно полные данные получены и проанализированы по С.-Петербургу (СПб), Белогорке (Бел.) и Сосново (Сос.) – поселках, удаленных от СПб на 80 км к югу (Бел.) и северу (Сос.). В основу анализа положены ежедневные приземные наблюдения за 8 сроков в сутки: в СПб и Бел. – за 1975 – 1979 гг., в Сос. – за 1977 – 1980 гг.

Объемы выборки, привлеченных для расчета статистических характеристик разностей ΔT , Δe , Δf , составляют: при сравнении СПб с Бел. – 3608 зимой (декабрь – февраль) и 3680 летом (июнь – август), при сравнении СПб с Сос. – 1920 зимой и 2208 летом.

Сравнение и анализ выполнены для двух существенно различных сезонов и двух частей суток. К дневной части отнесены наблюдения в 9, 12, 15 и 18 ч, к ночной – наблюдения в 21, 0, 3 и 6 ч мос-

ковского декретного (зимнего) времени. Для СПб, Бел. и Сос., расположенных на долготе 30° (центральный меридиан второго временного пояса), местное солнечное время точно на 1 ч меньше зимнего декретного.

Таким образом, день – это интервал времени от 8 до 20 ч, ночь – от 20 до 8 ч местного времени. Такой сдвиг (на 2 ч) начала дневной половины суток диктуется тем, что время наступления максимума температуры и других величин сдвинут на 2 – 3 ч относительно местного полдня.

5.2. Влажность воздуха

Режим влажности воздуха в Санкт-Петербурге существенно отличается от режима влажности в окрестностях. При сжигании всех видов топлива (уголь, нефть, газ, дрова), наряду с диоксидом и оксидом углерода (CO_2 и CO), другими газообразными и твердыми примесями, образуется значительное количество водяного пара: при сгорании 1 кг бензина – 1,3 кг, 1 кг природного газа – 1 кг, 1 кг сухих дров – 0,3 кг.

Естественно, что выброшенный в атмосферу водяной пар антропогенного происхождения увеличивает содержание его в воздухе. Немаловажную роль играет изменение характера подстилающей поверхности в городе, влияющей на скорость испарения воды. Сведения о разности давлений водяного пара (e) в СПб, в поселках Белогорка (Δe_1) и Сосново (Δe_2) приведены в табл. 5.1.

Таблица 5.1

Средние сезонные значения разности $100 \cdot \Delta e$ (гПа):

$$\Delta e_1 = e_{\text{СПб}} - e_{\text{Бел.}}; \Delta e_2 = e_{\text{СПб}} - e_{\text{Сос.}}$$

	Сезон	Время, ч								Ночь	День	Сутки
		00	03	06	09	12	15	18	21			
Δe_1	Зима	35	32	32	33	29	21	34	33	33	29	31
	Лето	35	87	86	-16	-8	-7	-7	-29	45	-10	18
Δe_2	Зима	27	27	30	30	26	19	27	26	28	23	25
	Лето	113	150	123	17	23	17	7	17	101	16	58

Зимой, когда условия испарения в городе существенно не отличаются от условий испарения в окрестностях (земная поверхность покрыта снегом, травяной покров отсутствует), основную роль в изменении e играет антропогенный фактор. Вследствие этого

во все сроки наблюдений содержание водяного пара зимой в городе больше, чем в окрестностях ($e_{\text{СПБ}} > e_{\text{окр}}$; $\Delta e > 0$). В ночное время суток, в условиях преобладания инверсионного распределения температуры по высоте, ослабленной скорости ветра и турбулентного обмена, роль испарения летом, так же, как и зимой, мала; поэтому ночью в этот период года $\Delta e > 0$.

В дневные и вечерние сроки наблюдений в условиях развитого турбулентного обмена, особенно летом, более существенную роль в формировании e начинает играть скорость испарения (турбулентный поток водяного пара с подстилающей поверхности). Эта скорость в городе меньше, чем в окрестностях: значительная часть осадков, выпавших в городе, сбрасывается в канализацию и не участвует в испарении, существенно меньше площадь растительного покрова и др. По этой причине разность Δe_2 в летний период днем и вечером в 5–15 раз меньше, чем ночью, а разность Δe_1 даже меняет (по сравнению с ночным) знак на противоположный ($\Delta e_1 < 0$). Обратим внимание на то, что любое ночное (00–06 ч) e больше любого дневного (12–18 ч) значения этого параметра.

Средние сезонные значения разностей Δe_1 и Δe_2 (гПа) определены и за более длительные периоды времени: Δe_1 – за 20 лет (1975–1994 гг.), Δe_2 – за 10 лет (1980–1989 гг.):

	Время суток	Весна	Лето	Осень	Зима	Год
Δe_1	ночь	0,07	0,83	0,41	0,24	0,39
	день	–0,18	0,21	0,22	0,18	0,09
	сутки	0,08	0,52	0,32	0,21	0,24
Δe_2	сутки	0,50	0,50	0,15	0,15	0,32

Анализ повторяемости и функции распределения разности Δe (табл. 5.2) показывает, что зимой максимум повторяемости Δe_1 как ночью, так и днем приходится на интервал 0,25–0,50 гПа, а максимум повторяемости Δe_2 – на интервал 0,00–0,25 гПа.

Крайние значения Δe_1 заключены зимой между –3,0 и 7,0 гПа, Δe_2 – между –6,0 и 4,0 гПа. Летом максимум повторяемости Δe выражен менее четко, чем зимой. Разность Δe_1 летом наиболее часто встречается в интервалах 0,25–0,50 гПа ночью и –0,25–0,00 гПа днем, разность Δe_2 ~ в интервалах 0,75–1,00 гПа ночью и 0,25–0,50 гПа днем. Предельные значения Δe_1 заключены летом между –14 и 9 гПа, Δe_2 – между –4 и 5 гПа.

Таблица 5.2

Повторяемость (число случаев, m) и функции распределения (F , %) разностей Δe_1 и Δe_2 ; н — ночь, д — день

		Интервал Δe , гПа															

Таблица 5.3

Средние сезонные значения разности Δf (%): $\Delta f_1 = f_{\text{сл}} - f_{\text{вс.}}$; $\Delta f_2 = f_{\text{сл}} - f_{\text{ср.}}$

	Сезон	Время, ч								Ночь	День	Сутки
		00	03	06	09	12	15	18	21			
Δf_1	Зима	1,2	1,1	1,4	1,2	00	1,2	1,7	1,1	1,2	1,0	1,1
	Лето	-8,6	-7,9	-6,8	-5,7	-2,0	-0,7	-1,1	-4,9	-6,9	-2,4	-4,7
Δf_2	Зима	-1,7	-2,2	-2,0	-1,9	-1,8	-2,2	-1,9	-2,4	-2,1	-2,0	-2,0
	Лето	-7,4	-6,0	-5,0	-4,6	-2,6	-2,3	-3,2	-6,0	-6,1	-3,2	-4,6

Вероятность положительных значений Δe , равная $1-F(\Delta e \leq 0)$, зимой достаточно устойчива: ночью 75–78 %, днем – 74 %. Летом эта вероятность изменяется в широких пределах: ночью – от 62 до 81 %, днем – от 46 до 56 %.

Как следует из данных табл. 5.3, относительная влажность воздуха в СПб во все сроки наблюдений, как зимой, так и летом, на несколько процентов меньше, чем в Сосново (поскольку все $\Delta f_2 < 0$). По сравнению с $f_{\text{Бел}}$ относительная влажность в СПб летом также меньше, чем в Бел. ($\Delta f_1 < 0$). Однако зимой $f_{\text{СПб}}$ на 1,0–1,5 % больше $f_{\text{Бел}}$ ($\Delta f_1 > 0$).

Относительная влажность $f = e/E(T)$ зависит как от абсолютного содержания водяного пара e , так и от температуры воздуха (через посредство давления насыщенного пара E , зависящего от T). В большинстве случаев, как показывает табл. 5.3, определяющее влияние на f и $\Delta f = f_{\text{СПб}} - f_{\text{окр}}$ оказывает температура воздуха: увеличение ее в СПб ведет к понижению $f_{\text{СПб}}$ и отрицательным Δf_1 . Только в зимний период увеличение $e_{\text{СПб}}$ по сравнению с $e_{\text{Бел}}$ оказало определяющее влияние на Δf_1 .

Приведем еще данные о средних значениях Δf_1 и Δf_2 за более длительные периоды: Δf_1 – за 20 лет (1975 – 1994 гг.), Δf_2 – за 10 лет (1980 – 1989 гг.)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$\Delta f_1, \%$	-2,0	-3,0	-2,9	-2,9	-4,0	-4,6	-4,6	-5,2	-4,6	-4,2	-3,9	-1,0
	Весна				Лето		Осень		Зима			
$\Delta f_2, \%$				-1,0		-6,0		-4,5		-2,0		

5.3. Температура воздуха

Согласно данным табл. 5.4, средние значения разности $T = T_{\text{СПб}} - T_{\text{окр}}$ между температурами воздуха в СПб и его окрестностях ($T_{\text{Бел}}$ и $T_{\text{Сос}}$) во все сроки наблюдений, как зимой, так и летом, положительные ($\Delta T > 0$), т.е. город в среднем теплее своих окрестностей. При этом зимой разность ΔT сравнительно мало изменяется в течение суток: средние дневные ΔT_1 лишь на 0,5 °С, а ΔT_2 – на 0,3 °С меньше средних за ночь (хотя в отдельные сроки это уменьшение может быть и более значительным; так, ΔT_1 в 15 ч в 2 раза меньше, чем в 03 ч).

Таблица 5.4

Средние сезонные значения ($^{\circ}\text{C}$) разностей $\Delta T_1 = T_{\text{СПб}} - T_{\text{Бел.}}$; $\Delta T_2 = T_{\text{СПб}} - T_{\text{Сос.}}$

	Сезон	Время, ч								Ночь	День	Сутки
		00	03	06	09	12	15	18	21			
ΔT_1	Зима	1,7	1,8	1,6	1,6	1,3	0,9	1,2	1,6	1,7	1,2	1,5
	Лето	2,2	2,5	2,2	0,9	0,2	0,1	0,0	0,6	1,9	0,3	1,1
ΔT_2	Зима	1,7	1,7	1,7	1,4	1,5	1,4	1,5	1,6	1,7	1,4	1,6
	Лето	2,6	3,1	2,3	1,1	0,9	0,7	0,9	1,2	2,3	0,9	1,6

Однако наиболее значительные изменения в течение суток ΔT претерпевает в летний период года: средние за день ΔT_1 на $1,6^{\circ}\text{C}$, а ΔT_2 – на $1,4^{\circ}\text{C}$ меньше средних ночных. В отдельные же сроки дневные значения ΔT меньше ночных в 5–25 раз; значения разности ΔT_1 в 12–18 ч уменьшаются до $0,0$ – $0,2^{\circ}\text{C}$. В оба сезона года любое значение ΔT в ночные (00, 03, 06 ч) больше любого ΔT в дневные (12, 15, 18 ч) сроки наблюдений.

Приведем еще средние сезонные значения разностей ΔT_1 и ΔT_2 ($^{\circ}\text{C}$) по наблюдениям: ΔT_1 – за 20 лет (1975 – 1994 гг.), ΔT_2 – за 10 лет (1980 – 1989 гг.):

	Время суток	Весна	Лето	Осень	Зима	Год
ΔT_1	ночь	1,53	1,75	1,68	1,40	1,59
	день	0,24	0,48	1,04	1,13	0,72
	сутки	0,88	1,12	1,35	1,27	1,16
ΔT_2	сутки	1,50	1,40	1,10	1,45	1,36

Наряду со средними значениями представляют интерес сведения о повторяемости разности ΔT и ее функции распределения F – вероятности непревышения разностью ΔT верхней границы тех интервалов, на которые разбит весь интервал изменения ΔT . Согласно данным табл. 5.5, в зимний период года вероятности значений $\Delta T \leq 0$ по данным обоих пунктов близки между собой (23,6 и 21,5 %), при этом не наблюдается существенного различия между ночными и дневными $F(\Delta T \leq 0)$. Максимальная повторяемость ΔT зимой практически равновероятна в интервалах $0,5$ – $1,0$ и $1,0$ – $1,5^{\circ}\text{C}$; лишь днем максимум разности ΔT_2 смещен на интервалы $1,0$ – $1,5$ и $1,5$ – $2,0^{\circ}\text{C}$. Предельные значения ΔT_1 зимой заключены между $-3,0$ и $7,0^{\circ}\text{C}$, ΔT_2 между -6 и 12°C .

Более разнообразно распределение ΔT летом. В этот период года

ночью значительно реже наблюдаются отрицательные ΔT — в 14,2 и 10,9 % для ΔT_1 и ΔT_2 соответственно. В то же время днем вероятности $\Delta T_1 \leq 0$ и $\Delta T_2 \leq 0$ составляют 38,1 и 23,8 %. Максимум повторяемости ΔT приходится на интервалы: 1,0–1,5 ночью и 0,5–1,0 днем.

Подчеркнем, что как зимой, так и, особенно, в дневное время летом достаточно высока повторяемость состояний, при которых температура и давление водяного пара в городе больше, чем в окружающей его сельской местности: $\Delta T \leq 0$ и $\Delta e \leq 0$. Вероятность таких состояний колеблется между 21 и 26 % зимой и между 11 и 54 % летом. Эти факты позволяют заключить: в повышении температуры (формировании острова тепла) в городе прямые выбросы тепла, во всяком случае, не играют сколько-нибудь значительной роли (в противном случае разности ΔT должны бы быть только положительными).

5.4. Связь режимов влажности и тепла

Как средние значения разности ΔT , так и распределение ее однозначно указывают на то, что город перегрет по сравнению с окрестностями более сильно ночью, чем днем. Это, в свою очередь, свидетельствует о том, что в формировании острова тепла прямые выбросы тепла не играют определяющей роли, поскольку промышленность и особенно транспорт выбрасывают тепла именно днем значительно больше, чем ночью.

В [3] уже обращалось внимание на то, что основную роль в повышении температуры в городе играет изменение радиационного режима под влиянием атмосферных примесей. Приведенные в работе [4] и данной главе данные позволяют заключить, что важную роль в изменении радиационного, а через него и термического режима города играет то дополнительное количество водяного пара, которое образуется при сжигании различных видов топлива и затем выбрасывается в атмосферу.

Уже сопоставление средних значений разностей Δe и ΔT , приведенных в табл. 5.1 и 5.4, свидетельствует о том, что между этими величинами наблюдается достаточно тесная связь: переход, в пределах фиксированного сезона, от любого из ночных (00 – 06 ч) к любому из дневных (12 – 18 ч) сроков наблюдений, равно как переход от зимы к лету, при фиксированном сроке сопровождается из-

менением в одну сторону как Δe , так и ΔT . Экстремальные значения Δe и ΔT наблюдаются или в одни и те же сроки, или в сроки, отличающиеся не более чем на 3 ч. Столь же тесная связь между Δe и ΔT следует из данных, приведенных в табл. 5.2 и 5.5. Так, значения $F(\Delta e \leq 0)$ и $F(\Delta T \leq 0)$ – вероятности всех отрицательных Δe и ΔT – в зимний период года как ночью, так и днем различаются не более чем на 1–4 %. Летом эти вероятности отличаются более существенно (разность их достигает 10–20 %). Однако и в этот период года переход от дня к ночи сопровождается изменением $F(\Delta e \leq 0)$ и $F(\Delta T \leq 0)$ в одну и ту же сторону.

Связь между полями T и e становится еще более очевидной, когда построены функции распределения F_n безразмерных (нормированных) величин:

$$x_n = (\Delta T - \overline{\Delta T}) / \sigma_{\Delta T} \text{ и } y_n = (\Delta e - \overline{\Delta e}) / \sigma_{\Delta e},$$

где $\overline{\Delta T}$ и $\overline{\Delta e}$ – средние значения; $\sigma_{\Delta T}$ и $\sigma_{\Delta e}$ – средние квадратические отклонения разностей ΔT и Δe .

Результаты расчета функций распределения F нормированных величин x_n и y_n представлены на рис. 5.1 – 5.7. Здесь приведены функции распределения, построенные как для больших по объему выборок (рис. 5.1 и 5.2 – сутки, зима и лето, 1975 – 1979 гг., $N \approx 3600$; рис. 5.3, 5.4 и 5.5 – ночь и день, $N \approx 1800$), так и для меньших объемов выборок (рис. 5.6 и 5.7 – конкретные сроки, к тому же для разных районов). Несмотря на различные объемы выборок, для всех случаев характерны очень близкие, практически совпадающие, значения F_n при фиксированных x_n и y_n .

Разность между эмпирическими точками и значениями F_n , определенными по логнормальной (сплошной) кривой на рис. 5.1 и 5.2, заключена для x_n между – 3,5 и 3,3 %, для y_n – между – 5,6 и 3,1 % (при средних значениях модуля этой разности соответственно 0,64 % и 1,01 %). Близки к этим значениям разности функций F для ночной и дневной части суток и даже для фиксированных сроков наблюдений (рис. 5.3–5.7).

Таблица 5.5

Повторяемость (число случаев, m) и функция распределения (F , %) разностей температур $\Delta T_1 = T_{\text{сп}} - T_{\text{вв}}$, и $\Delta T_2 = T_{\text{сп}} - T_{\text{ноч}}$; н — ночь, д — день

		Интервал ΔT , °C											
		-3+-	-2+-	-1,5+	-1,0+	-0,5+	0,0+	0,5+	1,0+	1,5+	2,0+	3,0+	4,0+
		2	1,5	-1,0	-0,5	0,0	0,5	1,0	1,5	2,0	3,0	4,0	5,0
Зима													
ΔT_1	н	41	45	59	77	150	189	263	270	154	175	113	62
	д	4	7	10	14	22	33	48	62	71	81	87	90
ΔT_2	н	53	48	75	89	140	215	258	248	175	163	113	69
	д	5	8	12	17	25	37	51	65	74	84	90	94
ΔT_2	н	18	20	45	43	51	100	120	108	92	116	90	44
	д	4	7	11	16	21	32	44	55	65	77	86	92
ΔT_2	н	29	26	27	45	60	94	102	113	121	112	112	76
	д	6	8	11	16	22	32	42	54	67	78	78	86
Лето													
ΔT_1	н	23	15	45	40	104	146	197	222	218	313	219	136
	д	3	4	6	9	14	22	33	45	57	74	86	93
ΔT_2	н	75	60	109	145	229	241	274	208	179	140	56	19
	д	9	12	18	26	38	51	66	77	87	95	98	99
ΔT_2	н	12	13	14	25	49	78	114	134	133	249	143	68
	д	2	3	4	6	11	18	28	40	52	80	89	92
ΔT_2	н	22	36	48	63	82	144	178	156	128	145	61	30
	д	3	6	11	16	24	37	53	67	79	92	94	97

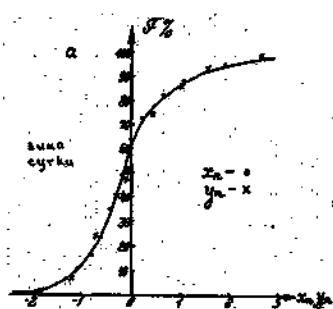


Рис. 5.1

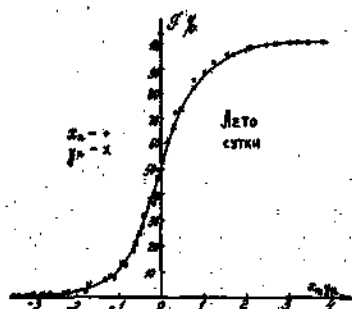


Рис. 5.2

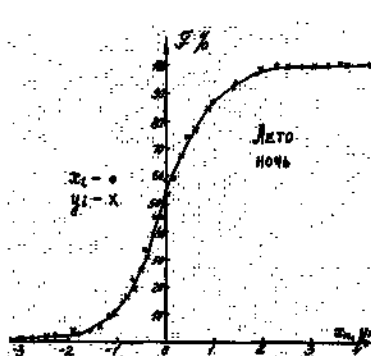


Рис. 5.3

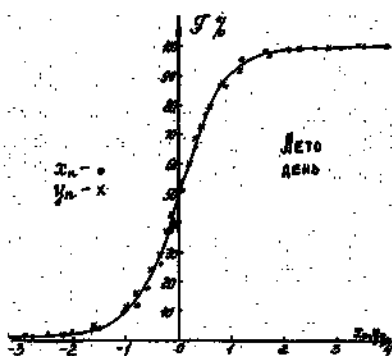


Рис. 5.4

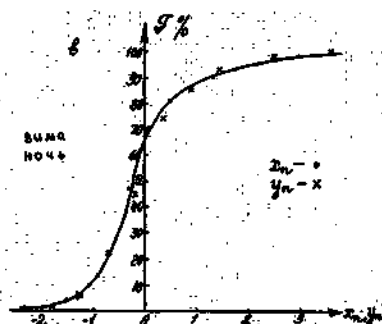


Рис. 5.5

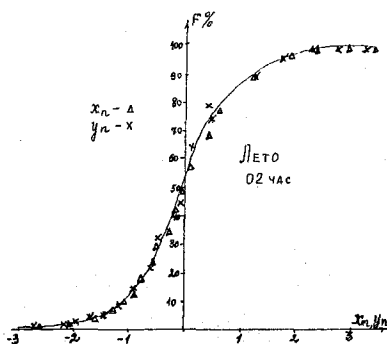


Рис. 5.6

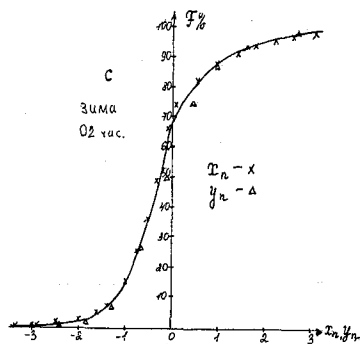


Рис. 5.7

Полученные данные позволяют сделать важный вывод: статистические распределения температуры и давления водяного пара обладают хорошо выраженным свойством автомодельности. Поскольку измеряется влажность воздуха со значительно большей погрешностью (особенно при отрицательных температурах и вне приземного слоя), чем температура, то свойство автомодельности может быть плодотворно использовано для описания распределения характеристик влажности. Хотя уже из приведенных данных следует, что между отклонениями температуры и влажности воздуха, обусловленными антропогенными факторами, существует достаточно тесная связь, окончательно ответ на этот вопрос можно получить путем оценки корреляционных связей.

С целью установления количественной связи между режимами влажности и тепла выполнен расчет коэффициентов корреляции r между Δe и ΔT . Согласно данным табл. 5.6, в зимний период года во все сроки наблюдений между ΔT_2 и Δe_2 отмечается достаточно тесная связь: значения r_2 заключены между 0,55 в 15 ч и 0,72 в 03 ч.

В ночное время суток (00–06 ч) столь же тесная связь между ΔT_2 и Δe_2 сохраняется и летом. Однако в дневные часы (12–21 ч) связь между ΔT_2 и Δe_2 обратна ночной и очень слабая (поскольку коэффициенты корреляции меньше нуля и малы по модулю).

Таблица 5.6

Коэффициенты корреляции $10^2 r_2$ между ΔT_2 и Δe_2 в фиксированные сроки наблюдений. Январь 1977 г. – февраль 1980 г.

Сезон	Время, ч								Ночь	День	Сутки
	00	03	06	09	12	15	18	21			
Зима	64	72	71	65	65	55	58	55	66	61	63
Лето	39	68	72	29	-1	-10	-21	-7	43	-1	21

Выводы о тесной связи ΔT и Δe как ночью, так и днем в зимний период года и в ночные часы летом, а также об отсутствии этой связи в дневное время летом подтверждают данные табл. 5.7 – 5.9, в которых представлены месячные значения r_2 между ΔT_2 и Δe_2 за все месяцы 1977–1979 гг. и два месяца 1980 г. (табл. 5.7), а также значения r_1 между ΔT_1 и Δe_1 : сезонные за 1975 – 1979 гг. (табл. 5.8) и месячные r_1 за отдельные месяцы той же пятилетки (табл. 5.9).

Таблица 5.7

Месячные коэффициенты корреляции $10^2 r_2$ между ΔT_2 и Δe_2

Время суток	Период наблюдения (год, месяц)										
	1977			1978			1979			1980	
	I	II	XII	I	II	XII	I	II	XII	I	II
Ночь	59	60	68	57	58	79	62	58	74	64	74
День	55	59	62	50	58	73	58	50	78	55	62
Сутки	57	60	65	54	58	76	60	54	76	60	68

Время суток	Период наблюдения (месяц)										
	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	I	II
Ночь	49	54	59	32	16	45	46	48	47	–	–
День	-2	1	5	-3	-11	1	3	0	5	–	–
Сутки	23	28	32	14	3	23	25	24	26	–	–

Таблица 5.8

Сезонные коэффициенты корреляции $10^2 r_1$ между ΔT_1 и Δe_1 (д – день, н – ночь)

Год	1975		1976		1977		1978		1979	
	д	н	д	н	д	н	д	н	д	н
Зима	64	55	60	72	57	49	5	45	74	76
Лето	-13	27	-14	49	23	31	10	33	40	63

Оценим еще погрешность определения коэффициентов корреляции в табл. 5.6 и 5.7. Объем выборки N для фиксированного срока (см. табл. 5.6) колеблется между 330 зимой и 276 летом. Согласно известной формуле для среднего квадратического отклонения получаем

Таблица 5.9

Месячные коэффициенты корреляции $10^2 r_1$ между ΔT_1 и Δe_1

Время суток	Период наблюдений (год, месяц)								
	1975			1976			1979		
	I	II	XII	I	II		I	II	
День	68	60	72	49	59		71		57
Ночь	56	54	71	78		68	84		80
Сутки	62	57	71	62		64	75		69
	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII
День	-21	-16	-1	-8	-9	-13	50	-34	-23
Ночь	10	35	35	45	39	58	51	31	50
Сутки	-6	9	17	25	24	31	50	4	12

$$\sigma_r = (1 - r^2) / \sqrt{N}, \quad (5.4.1)$$

следующие оценки погрешностей r , приведенных в табл. 5.6: $2,7 \leq \sigma_r \leq 3,9$ % зимой и $2,9 \leq \sigma_r \leq 5,1$ % в ночные сроки летом. Значения σ_r для ночи и дня в 2 раза, а для суток в 2,8 раза меньше этих оценок.

Объем выборки для ночи и дня фиксированного месяца (см. табл. 5.7) колеблется между 112 в феврале и 124 в январе, июле, августе и декабре. На основании (5.4.1) имеем следующие оценки ошибок r , представленных в табл. 5.7: $3,4 \leq \sigma_r \leq 7,1$ % в зимние (ночью и днем) и $5,8 \leq \sigma_r \leq 8,8$ % – в летние (ночью) месяцы.

Приведенные данные о разностях ΔT и Δe указывают на то, что между полями температуры и влажности существует достаточно тесная связь. Однако сам по себе водяной пар не оказывает влияния на поле температуры. Влияние его проявляется через изменение эффективного излучения земной поверхности. Оценка по любой из известных формул (Ангстрема, Брента) или с помощью радиационных диаграмм приводит к заключению, что при тех значениях Δe , которые приведены в табл. 5.1 и 5.2, создается разность ΔB эффективных излучений, под влиянием которой формируется разность ΔT температур, вполне сравнимая с наблюдаемой (см. табл. 5.4 и 5.5).

Приведем конкретные примеры. Так, 13 февраля 1976 г. в Соново давление водяного пара было очень низким (0,25–0,45 гПа), вследствие этого температура воздуха в течение ночи (от 00 до 06 ч) понизилась на 5,5 °C (от -28,6 до -34,1 °C). В этом же пункте 7 января при $e \sim 0,70$ –0,85 гПа температура понизилась за ночь на 2 °C

(от $-22,0$ до $-24,0$ °C), а 4 января при $e \approx 1,40-1,50$ гПа – только на $0,5$ °C (от $-15,4$ до $-15,9$ °C). При этом погода все эти дни была малооблачной и тихой (скорость ветра менее 1 м/с, что практически исключало влияние адвекции на изменение температуры).

Из этих данных следует, что увеличение давления водяного пара на $0,5-1,0$ гПа способно обусловить такое изменение эффективного излучения, которое приводит к уменьшению разности температур (в данных примерах – во времени) на несколько градусов. Совершенно естественно, что такого же порядка величины пространственная разность давлений пара способна обусловить разность температур в несколько градусов между городом и его окрестностями.

В заключение подчеркнем, что учет влияния разности Δe на ΔT впервые позволяет указать основную причину формирования острова холода – отрицательных значений ΔT , вероятность которых колеблется от 11 до 38 %. Наличие отрицательных ΔT особенно убедительно опровергает все еще встречающиеся в литературе утверждения об образовании «острова» под влиянием прямых выбросов тепла антропогенного происхождения.

Кроме оценки связей между пространственными разностями, оценим связи между изменениями T и e , а также между приращениями этих величин во времени.

Связь между T и e не только осенью и зимой, когда относительная влажность f высокая, но и весной и летом (при умеренных и низких f) всюду достаточно тесная. Коэффициенты корреляции r между синхронными значениями T и e колеблются, согласно табл. 5.10, между $0,92$ (зима) и $0,50$ (лето). Но и в тех случаях, когда T и e измерены со сдвигом по времени (τ) от 6 до 24 ч, корреляционная связь сохраняется достаточно тесной: при $\tau = 6$ ч значения r заключены между $0,84$ и $0,50$, при $\tau = 12$ ч – между $0,74$ и $0,40$.

Чтобы исключить по возможности влияние других, кроме радиации, притоков тепла, а также облаков и туманов на эффективное излучение, при оценке связи между ΔT и Δe в выборку включены наблюдения за ночные сроки при скорости ветра менее 1 м/с и отсутствии нижних облаков, туманов и осадков. При этих условиях основную роль в изменении T играет поглощение инфракрасной радиации.

Таблица 5.10

Коэффициенты корреляции между температурой и давлением водяного пара при различном сдвиге (τ) по времени. Уфа. 1995 г. (объем выборок при расчете каждого r – от 368 до 356)

τ , ч	Весна	Лето	Осень	Зима
0	0,77	0,50	0,82	0,92
6	0,77	0,50	0,75	0,84
12	0,74	0,40	0,72	0,72
18	0,71	0,37	0,71	0,60
24	0,69	0,39	0,71	0,52

Увеличение содержания (концентрации) водяного пара, равно как и любого парникового газа, сопровождается уменьшением эффективного потока излучения и потерь тепла земной поверхностью. Это, в свою очередь, означает: понижение температуры тем больше, а само значение $\Delta T = T_{i+1} - T_i$ тем меньше (поскольку оно отрицательное), чем меньше $\Delta e_i = e_{i+1} - e_i$.

Приведенные в табл. 5.11 данные подтверждают этот вывод: коэффициенты корреляции (r) между ΔT и Δe во всех пунктах и для всех интервалов времени больше нуля и достаточно высоки.

Таблица 5.11

Коэффициенты корреляции ($10^2 r$) и регрессии ($10^2 \rho$) между приращениями температуры воздуха и давления водяного пара за 6 и 12 ч (время – московское, зимнее)

Интервал времени, ч $t_{i+1} - t_i$	Москва						Тверская область			
	1971–1973		1987		1988		Елаьтма, 1986		Великие Луки, 1976–1980	
	r	ρ	r	ρ	r	ρ	r	ρ	r	ρ
03 – 21	33	119	54	300	82	588	89	612	12	115
09 – 03	74	623	61	446	75	501	70	448	60	216
09 – 21	63	274	33	208	52	317	82	828	35	517

Из 18 коэффициентов 7 (39 %) превышают 0,70, 11 (61 %) значений r больше 0,50. Согласно соотношению (5.4.1) все значения r статистически значимы. При объемах выборок (от 36 до 54 в Москве и от 20 до 38 в Тверской области) квадратическое отклонение σ_r , как правило, существенно меньше самого r .

При известных r и квадратических отклонениях $\sigma_{\Delta T}$ и $\sigma_{\Delta e}$ приращений ΔT и Δe не составляет труда составить уравнение регрессии

$$\Delta T_i - \overline{\Delta T} = \rho(\Delta e_i - \overline{\Delta e}), \quad (5.4.2)$$

где $\overline{\Delta T}$ и $\overline{\Delta e}$ – средние значения ΔT и Δe ; ρ – коэффициент регрессии, связанный с r , $\sigma_{\Delta T}$ и $\sigma_{\Delta e}$ соотношением

$$\rho = r(\sigma_{\Delta T} / \sigma_{\Delta e}). \quad (5.4.3)$$

Значения ρ помещены в той же табл. 5.11, что и r . Наиболее часто коэффициенты регрессии заключены в интервале (2,5–6,0) °C/гПа.

Наряду с коэффициентом корреляции между ΔT и Δe , определены коэффициенты: r_2 – между ΔT_i и давлением водяного пара (e_i) в исходный момент времени (t_i); r_1 – между ΔT_i и средним значением $(e_i + e_{i+1})/2$ давления пара в исходном и конечном (e_{i+1}) состояниях (табл. 5.12).

Таблица 5.12

Коэффициенты корреляции ($10^2 r$): r_1 – между ΔT_i и $(e_i + e_{i+1})/2$;
 r_2 – между ΔT_i и e_i

Интервал времени, ч $t_{i+1} - t_i$	Москва						Тверская область			
	1971–1973		1987		1988		Елатьма, 1986		Великие Луки, 1976–1980	
	r_1	r_2	r_1	r_2	r_1	r_2	r_1	r_2	r_1	r_2
03 – 21	23	26	–8	–11	–20	–28	–4	–28	26	9
09 – 03	47	41	13	3	47	40	53	47	36	30
09 – 21	46	33	50	24	52	28	23	15	0	11

Хотя положительные r_1 и r_2 в целом сопоставимы с r из табл. 5.11, несколько таких значений (3 из 24) в табл. 5.12 не удовлетворяют условию ($\sigma_r < r$) статистической значимости, а 6 (из 30) даже меньше нуля. По данным наблюдений в Петербурге, Архангельске, Екатеринбурге и Краснодаре среди статистически значимых r_1 и r_2 только 17 (из 27) больше нуля, остальные – меньше нуля. Связи ΔT с e , существенно уступающие связям ΔT и Δe , свидетельствуют о том, что достаточно тесной (однозначной, предсказываемой, например, формулами Ангстрема или Брента) связи эффективного излучения и тем более изменения во времени температуры земной поверхности с давлением водяного пара не наблюдается.

5.5. Роль других парниковых примесей в формировании острова тепла

Наряду с водяным паром инфракрасную радиацию поглощают другие газообразные и твердые примеси. Все они, включая и ту

часть водяного пара, которая имеет антропогенное происхождение, носят общее название парниковых газов (примесей).

К основным парниковым примесям относятся водяной пар, оксид (CO) и диоксид (CO₂) углерода (нередко называемые угарным и углекислым газом), диоксид серы (SO₂) и азота (NO₂), пыль, хлористый водород (HCl), аммиак и многие другие.

Как и для водяного пара, оценить влияние парниковых примесей на изменение температуры воздуха позволяет установление корреляционных связей между температурой и концентрацией (q) примесей.

Основной величиной, характеризующей изменение T , служит разность (ΔT) температур воздуха в большом городе ($T_{\text{гор}}$) и его окрестностях ($T_{\text{окр}}$): $\Delta T = T_{\text{гор}} - T_{\text{окр}}$.

Результаты расчета коэффициентов корреляции $r_{\Delta T, q}$ между ΔT и разностью концентраций $\Delta q = q_{\text{гор}} - q_{\text{окр}}$ нескольких примесей приведены в табл. 5.13 – 5.16. Поскольку концентрация в окрестностях $q_{\text{окр}}$ существенно (на один – два порядка) меньше $q_{\text{гор}}$, то в качестве Δq принималась концентрация примеси в большом городе ($q_{\text{гор}}$).

Сравнение табл. 5.13 – 5.15 с табл. 5.6 – 5.9 показывает, что значения $r_{\Delta T, q}$ в 10 раз и более меньше $r_{\Delta T, \Delta e}$ (в табл. 5.14 приведены дополнительно для тех же выборок значения $r_{\Delta T, \Delta e}$).

Таблица 5.13

Коэффициенты корреляции ($10^2 r$) между разностью температур (Петербург – Белогорка) и концентрацией примеси в СПб. 1992 г. д – день, н – ночь, с – сутки (объемы выборок для каждого r от 180 до 231)

Примесь	Весна			Лето			Осень			Зима		
	д	н	с	д	н	с	д	н	с	д	н	с
CO	8	10	9	1	-2	1	6	31	13	13	-8	4
NO ₂	5	-1	1	17	-24	-10	-4	-5	-4	-7	-2	-3
Аммиак	39	-6	10	2	4	3	-3	-7	-4	-8	1	-3

Таблица 5.14

Коэффициенты корреляции между разностью температур (Кемерово – Новостройки) и концентрацией примеси в Кемерово. 1997 г. (объемы выборок для каждого r – от 133 до 228)

Сезон	Примесь				$r_{\Delta T, \Delta e}$
	CO	NO ₂	Аммиак	Пыль	
Весна	-0,07	0,02	-0,07	-0,27	0,37
Лето	0,07	0,05	0,19	0,03	0,59
Осень	-0,08	0,05	-0,08	-0,07	0,58
Зима	0,01	0,03	0,04	0,02	0,62

Таблица 5.15

Коэффициенты корреляции между разностью температур (Уфа – Кушнаренково) и концентрацией примеси в Уфе. 1995 г. (объемы выборок для каждого r : день – от 120 до 197; ночь – от 61 до 78, сутки – от 206 до 229)

Сезон	Время суток	Примесь				
		CO	SO ₂	NO ₂	HCl	Пыль
Зима	день	-0,06	-0,06	-0,12	-0,02	-0,05
	ночь	-0,02	-0,14	-0,20	-0,17	0,14
	сутки	-0,05	0,00	-0,13	-0,07	0,03
Лето	день	0,08	-0,01	-0,10	0,06	0,04
	ночь	0,32	-0,01	0,35	0,17	-0,29
	сутки	0,14	-0,01	0,04	0,03	-0,12

Таблица 5.16

Коэффициенты корреляции между разностью температур (Екатеринбург – Сысерть) и концентрацией примеси в Екатеринбурге. 1998 г. (объемы выборок для каждого r – день от 116 до 147; ночь – от 54 до 60).

Сезон	Время суток	Примесь			
		CO	NO ₂	NH ₃	Пыль
Зима	день	–	0,02	-0,03	0,14
	ночь	-0,06	0,26	-0,04	0,20
Лето	день	–	0,04	0,35	-0,13
	ночь	-0,016	-0,08	0,11	-0,13

Таблица 5.17

Коэффициенты корреляции между температурой и концентрацией примеси. Уфа. 1995 г. (объемы выборок – такие же, как в табл. 5.15)

Сезон	Время суток	Примесь				
		CO	SO ₂	NO ₂	HCl	Пыль
Лето	день	-0,02	0,07	0,06	-0,04	0,03
	ночь	0,06	-0,17	0,26	-0,11	-0,13
	сутки	0,02	0,05	0,12	-0,06	-0,09
Зима	день	-0,08	0,06	-0,07	-0,06	-0,02
	ночь	-0,17	-0,06	-0,07	-0,18	0,09
	сутки	-0,12	0,03	0,07	-0,10	0,03

Более того, ровно половина (48 из 96) коэффициентов корреляции в табл. 5.13 – 5.16 меньше нуля: увеличение q сопровождается не ростом, а уменьшением ΔT .

Следует, однако, заметить, что далеко не все значения r статически значимы: удовлетворяют условию $|r| > \sigma_r$. Из представленных в табл. 5.13 – 5.16 таких коэффициентов корреляции 32. Но даже эти коэффициенты до 3 – 5 раз меньше $r_{\Delta T, \Delta c}$.

Кроме связи ΔT с q , приведем данные о статической связи са-

мой температуры воздуха с концентрацией примесей q (табл. 5.17). Если коэффициенты корреляции между T и давлением пара e составляют (табл. 5.10) 0,50 – 0,92 в Уфе, 0,86 – 0,98 – в Екатеринбурге, 0,72 – 0,97 – в Краснодаре, то все значения $r_{T,q}$ заключены между – 0,17 и 0,26, при этом только 8 (из 30) значений r превышают (по модулю) 0,10 (табл. 5.17).

Нам представляется, что такая связь между ΔT и q , равно как между T и q , физически вполне объяснима. Какова бы ни была поглощательная способность той или другой примеси, количество поглощенной ею радиации пропорционально, прежде всего, концентрации этой примеси. Последняя даже для оксида углерода не превышает $10^0 - 10^1 \text{ мг/м}^3$, в то время как концентрация (абсолютная влажность) антропогенной части водяного пара $10^{-1} - 10^0 \text{ г/м}^3$, т.е. в 100 – 1000 раз больше содержания СО, не говоря уже обо всех других газообразных и твердых примесях, концентрация которых существенно (на один – два порядка) меньше.

В связи с установленным результатом – основную роль в поглощении радиации и формировании острова тепла в городе играет водяной пар – выскажем суждение об изменении глобального термического режима планеты – так называемом потеплении климата Земли. Проблема эта уже на протяжении нескольких десятилетий занимает важное место в науках о Земле, а также – в экологии и социально-экономических дисциплинах.

Свыше 100 лет назад С. Аррениус (1896) высказал гипотезу о повышении температуры воздуха вблизи поверхности Земли под влиянием парникового эффекта, производимого диоксидом угля (CO_2), наиболее часто называемого углекислым газом.

В 20-м веке по этой сложной проблеме выполнено и опубликовано огромное число работ во многих странах мира. Тем не менее однозначного мнения не сложилось и в наше время. Основное внимание при моделировании климата и оценке изменений температуры уделено CO_2 . Предполагается, что через 50 – 100 лет его концентрация под влиянием антропогенных факторов удвоится, а тогда, согласно модельным оценкам, температура повысится на 2,5 – 4 °С. Отметим, что в середине 20-го века прогнозировалось увеличение температуры к концу этого века на 2–3 и даже 4,5 °С; в действительности она повысилась на 0,5 °С, при этом нельзя не считаться с

большими трудностями определения глобальной температуры. Около 70 % поверхности Земли – океаны, где измерения T практически не проводятся; в пустынях, горах и других районах сеть станций – очень редкая.

Во всех выполненных до настоящего времени исследованиях (модельных и эмпирических) не предпринято попытки учесть влияние водяного пара антропогенного происхождения на поле температуры. Однако содержание (концентрация) одного лишь антропогенного водяного пара в 10 – 100 раз больше концентрации CO_2 .

Следует также учитывать, что на радиационный баланс приземного слоя сильное влияние оказывает нижняя облачность, количество которой за последние, например, 20 лет увеличилось на 3 % [5]. Нельзя не считаться с тем фактом, что все оценки изменения глобальной температуры получены по данным наблюдений в населенных пунктах, температура воздуха в которых повышается, как показано выше, а также в работах [6, 7], в основном за счет влияния водяного пара и облаков на радиационный баланс. По нашему мнению, основные усилия в проблеме изменения климата планеты под влиянием антропогенных факторов должны быть сосредоточены на изучении взаимодействия потоков радиации с полями влажности и облачности – главных факторов формирования поля температуры и, в частности, острова тепла.

5.6. Прямые выбросы тепла

Широко распространено мнение (закрепленное в научной и учебной литературе [2, 8], в том числе новейшего времени [9, 10]), согласно которому температура в городе (равно как и любом другом населенном пункте) повышается за счет прямых выбросов тепла, образовавшегося при сжигании различных видов топлива. Наиболее надежно оценить влияние этого антропогенного тепла на повышение температуры воздуха можно, как уже указывалось в [3], на основе данных о суммарной массе топлива, сжигаемого в городе. В последнее время опубликованы сведения о количестве тепла и электроэнергии, потребляемой в Петербурге [11].

Все тепло и электроэнергия, поступающие первоначально в жилые дома и здания различного назначения, в конечном счете поступают в атмосферу. Площадь СПб составляет $1,4909 \cdot 10^9 \text{ м}^2$. Ис-

ключая те районы (Приморский, Пушкинский, Павловский, Сестрорецкий, а также Кронштадт, Ломоносов и Петродворец – общей площадью $0,77 \cdot 10^9 \text{ м}^2$), где выбросы энергии с единицы площади значительно меньше, чем собственно в СПб, найдем, что площадь собственно СПб равна $7,242 \cdot 10^8 \text{ м}^2$.

За весь 1993 г. израсходовано потребителями и, в конечном счете, выброшено в атмосферу 14,362 млн кВт·ч или $5,17 \cdot 10^{16}$ Дж электроэнергии и $1,204 \cdot 10^{17}$ Дж тепла. Эти значения включают и ту энергию, которая потребляется в указанных выше районах и пунктах, а по теплу – также и Ленинградскую область.

Общее количество энергии (ε), израсходованной потребителями и выброшенной в атмосферу, составило $1,721 \cdot 10^{17}$ Дж в 1993 г. и $1,509 \cdot 10^{17}$ Дж в 1994 г. Правомерно считать, что доля энергии, потребляемой в исключенных районах, пропорциональна числу жителей в этих районах: оно составляет 14 % от общего числа жителей в СПб. Население Ленинградской области составляет 23 % от общего числа жителей СПб и Ленобласти.

Уменьшая тепловую энергию (за счет Ленобласти) на 23 %, а найденные значения $1,444 \cdot 10^{17}$ и $1,267 \cdot 10^{17}$ Дж – на 14 %, получаем следующие значения общей энергии, израсходованной в собственно СПб: $\varepsilon = 1,242 \cdot 10^{17}$ Дж – в 1993 г. и $\varepsilon = 1,090 \cdot 10^{17}$ Дж – в 1994 г.

Количество (приток) энергии (Q), поступившей в вертикальный столб воздуха с единичной площади (1 м^2) за единицу времени (1с) составило: $Q = 7,54 \text{ Вт/м}^2$ – в 1993 г. и $Q = 6,61 \text{ Вт/м}^2$ – в 1994 г.

Пусть за время движения Δt_i в пределах города тепло в столбе воздуха распространяется до высоты h , а температура столба повышается на ΔT_i . Тогда

$$Q \Delta t_i = c_p \rho h \Delta T_i, \quad (5.6.1)$$

где $c_p = 1006 \text{ Дж/(кг} \cdot ^\circ\text{С)}$ – удельная теплоемкость воздуха; ρ – его плотность ($\rho \approx 1,25 \text{ кг/м}^3$).

Если скорость ветра, с которой движется столб, равна u_i , а размер города в направлении ветра равен l , то $\Delta t_i = l/u_i$.

Вставляя это Δt_i в (5.6.1), найдем:

$$\Delta T_i = \frac{Ql}{c_p \rho h u_i}. \quad (5.6.2)$$

Чтобы оценить ΔT_i по этой формуле, нужно знать повторяемость (P) значений u_i . По данным наблюдений эта повторяемость в 1993 г. такова:

u_i , м/с	0–1	2–3	4–5	6–7	8–9
P_i , %	18,4	50,2	22,7	3,00	0,17

Линейный размер города l зависит от направления ветра. Собственно СПб, например, наиболее вытянут в направлении с северо-запада на юго-восток, а наименее – с юго-запада на северо-восток. Однако без большой погрешности параметр l можно положить равным длине диаметра круга, площадь которого равна площади СПб: $\pi l^2/4 = 7,242 \cdot 10^8$. Отсюда $l = 30,37$ км.

Столб воздуха, двигаясь со скоростью u_i в пределах города, нагревается за счет потока Q на ΔT_i . Суммарное повышение температуры при ветре u_i составит $N_i \Delta T_i$ (N_i – число наблюдений ветра u_i в течение года). Суммируя по всем скоростям ветра, находим следующее выражение для среднего приращения температуры воздуха:

$$\Delta T = \frac{\sum N_i \Delta T_i}{N} = \sum_1^5 P_i \Delta T_i, \quad (5.6.3)$$

где N – общее число наблюдений в течение года (при наблюдениях через 3 ч $N = 2920$); P_i – повторяемость скорости u_i .

Высота, до которой распространяется влияние выбросов тепла, составляет в турбулентной атмосфере 500 – 1000 м. Привлекая приведенные выше значения u_i и P_i и соотношения (5.6.2) и (5.6.3), находим следующие средние за 1993 г. значения ΔT :

$$\Delta T = 0,15^\circ\text{C} \text{ при } h = 500 \text{ м,}$$

$$\Delta T = 0,07^\circ\text{C} \text{ при } h = 1000 \text{ м.}$$

В 1994 г. значения ΔT на $0,03^\circ\text{C}$ меньше этих значений.

В 1993 г., кроме того, наблюдалось 127 случаев безветрия ($u_i = 0$; $N_6 = 127$; $P_6 = 4,35\%$). Полагая продолжительность единичного безветрия равной 3ч (интервалу времени между наблюдениями), по соотношению (5.6.1) получаем следующее среднее (с учетом P_6) повышение температуры при безветрии:

$$T_6 = 0,009^\circ\text{C} \text{ при } h = 500 \text{ м и } \Delta T_6 = 0,006^\circ\text{C} \text{ при } h = 1000 \text{ м.}$$

Полученные значения приращения температуры воздуха за счет прямых выбросов тепла примерно на один порядок (в 10 раз) меньше

наблюдаемых ΔT . Так, в среднем за год температура воздуха в СПб была выше, чем в Бел., на $1,3^\circ\text{C}$ в 1993 г. и на $1,1^\circ\text{C}$ в 1994 г.

Эти данные подтверждают вывод, сформулированный в статьях [6, 7], о том, что определяющую роль в повышении температуры воздуха в городе (формировании острова тепла) играют метеорологические факторы, в первую очередь, уменьшение эффективного излучения за счет увеличения содержания водяного пара. Влияние же прямых выбросов тепла более чем на порядок меньше влияния метеорологических факторов. В работах [6, 7] изменение температуры в городах увязано с колебаниями глобальной температуры Земли.

Литература

1. *Владимиров А. М., Ляхин Ю. И., Матвеев Л. Т., Орлов В. Г.* Охрана окружающей среды. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. 423 с.
2. *Рамад Ф.* Основы прикладной экологии. Пер. с фр. / Под ред. Л. Т. Матвеева. – Л.: Гидрометеиздат. 1987. 540 с.
3. *Матвеев Л. Т.* Особенности метеорологического режима большого города. // Метеорология и гидрология. 1979. №5. С. 22–27.
4. *Матвеев Ю. Л., Меркурьева Н. А.* Особенности формирования температурно-влажностного режима в большом городе. // Оптика атмосферы и океана. 1997. №10. С. 1181–1187.
5. *Матвеев Ю. Л.* Динамико-статистический анализ глобальных полей облака по спутниковым данным. // Исследование Земли из космоса. 1997. №1. С. 88 – 97.
6. *Кондратьев К. Я., Матвеев Л. Т.* Основные факторы формирования острова тепла в большом городе. // Доклады АН. 1998. Т. 367. №2. С. 253–256.
7. *Матвеев Л. Т., Матвеев Ю. Л.* Формирование и особенности острова тепла в большом городе. // Доклады АН. 2000. Т. 370. №2. С. 249–252.
8. *Смит К.* Основы прикладной метеорологии. Пер. с англ. / Под ред. Л. Т. Матвеева. – Л.: Гидрометеиздат. 1978. 423 с.
9. *Семенченко Б. А., Белов П. Н.* Метеорологические аспекты охраны окружающей среды. – М.: 1984. 95 с.
10. *Пененко В. В., Алоян А. Е.* Модели и методы в задачах охраны окружающей среды. – Новосибирск: Наука. 1995. 256 с.
11. За строками цифр. С- Петербург. 1995. – СПб.: Изд.: Мамбу – Пресс. 1997. 165 с.

6. ТУМАНЫ И ДЫМКИ В БОЛЬШОМ ГОРОДЕ, И ЕГО ОКРЕСТНОСТЯХ

Как показано в главе 5, под влиянием загрязнения атмосферы примесями антропогенного происхождения (включая водяной пар) в большом городе существенно, по сравнению с окружающей его местностью, изменились температура и влажность воздуха. Совершенно естественно, что в городе не могли не измениться условия образования туманов и дымок, а также облаков и осадков. Напомним: туман – такое атмосферное явление, при котором, под влиянием рассеяния и поглощения потока солнечной радиации (света) каплями воды и кристаллами льда, метеорологическая дальность видимости (МДВ) не превышает 1 км; в дымке МДВ заключена между 1 и 10 км.

Принято делить туманы на сильные ($\text{МДВ} \leq 50 \text{ м}$), умеренные ($50 \text{ м} < \text{МДВ} \leq 500 \text{ м}$) и слабые ($500 \text{ м} < \text{МДВ} \leq 1 \text{ км}$); дымки – умеренные ($1 \text{ км} < \text{МДВ} \leq 5 \text{ км}$) и слабые ($5 \text{ км} < \text{МДВ} \leq 10 \text{ км}$).

В данной главе сопоставляются характеристики туманов и дымок в Петербурге и двух посёлках (Белогорка и Сосново), а также в нескольких других крупных городах России и посёлках в их окрестностях.

Туманы и дымки (равно как облака и осадки) относятся к числу атмосферных явлений, оказывающих существенное влияние на хозяйственную деятельность человека, прежде всего, в связи с широким использованием различных видов транспорта – авиации, автомобильного, железнодорожного, морского и речного. Значительно влияние этих явлений на строительство и эксплуатацию жилых и промышленных зданий, на сельскохозяйственное производство, а также на здоровье и жизнь человека в целом.

При образовании туманов и дымок резко изменяются оптические свойства атмосферы.

6.1. Сопоставление данных по Петербургу и Белогорке

Выполним прежде всего анализ наиболее полных данных о туманах и дымках [1]. В основу анализа положены ежедневные восьмисуточные метеорологические наблюдения в течение двадцати лет (1975 – 1994 гг.) в Петербурге (СПб) и посёлке Белогорка (Бел.), удалённом от СПб на 80 км к югу.

6.1.1. Туманы

Сведения о сезонной повторяемости (число случаев) трех видов туманов и их продолжительности приведены в табл. 6.1.

В основу таблицы и анализа положены ежедневные метеонаблюдения за восемь сроков в сутки.

Число туманов всех видов, наблюдавшихся в различные сезоны за 20 лет, составило:

Пункт	Время суток	Весна	Лето	Осень	Зима
СПб	день	138	25	116	112
	ночь	125	51	100	92
	сутки	263	76	216	204
Бел.	день	213	145	369	136
	ночь	243	241	396	180
	сутки	456	386	765	316

В Бел. почти в два раза чаще, чем в другие сезоны туманы образуются осенью. В городе сезонный максимум повторяемости не столь чётко выражен, как вне его; зато здесь очень хорошо выражен минимум повторяемости, особенно днём – он приходится на лето.

Приведём ещё данные об общем числе туманов трёх видов, образовавшихся за весь 20-летний период:

Пункт	Время суток	Сильные	Умеренные	Слабые	Все виды
СПб	день	4	92	295	391
	ночь	2	65	301	368
	сутки	6	157	596	759
Бел.	день	5	170	688	863
	ночь	19	264	777	1060
	сутки	24	434	1465	1923

В среднем за год наблюдалось 38 туманов в СПб и 96 в Бел. Как по данным каждой пятилетки, так и за весь 20-летний период повторяемость туманов в большом городе существенно меньше, чем в естественных (сельских) условиях. В табл. 6.2 представлены значения отношения числа туманов в Бел. к числу их в СПб за весь 20-летний период. Для всех видов туманов и во все сезоны года это отношение больше единицы (для не включённых в табл. 6.2 сильных туманов оно равно за день – 1,25, ночь – 9,5 и сутки – 4,0). Среди сезонов отношение достигает максимума летом, минимально же оно зимой, лишь ночью в случае умеренных туманов – весной. 28 значений (из 45) в табл. 6.2 больше 2; 20 больше 3; 13 больше 4 и 7 больше 5. За весь 20-летний период число туманов в Бел. превосходит (по данным за сутки) число их в СПб: сильных – в 4 раза, умеренных – в 2,76, слабых – в 2,46 и всех видов – 2,53 раза.

Таблица 6.1

Повторяемость (число случаев) сильных, умеренных и слабых туманов
и их продолжительность (ч) в Петербурге (СПб) и Белогорке (Бел.); д - день, н - ночь

Время суток	Сильные		Умеренные		Слабые		Продолжит.		Сильные		Умеренные		Слабые		Продолжит.	
	СПб	Бел.	СПб	Бел.	СПб	Бел.	СПб	Бел.	СПб	Бел.	СПб	Бел.	СПб	Бел.	СПб	Бел.
Весна																
1975 - 1979 гг.																
д	1	4	15	14	34	48	147	231	0	1	1	6	1	29	21	168
н	0	7	16	13	37	48			1	7	1	12	10	53		
1980 - 1984 гг.																
д	0	0	6	20	31	54	68	243	0	0	2	11	6	33	5	167
н	0	0	7	43	19	47			0	0	0	22	17	42		
1985 - 1989 гг.																
д	0	0	6	5	18	44	64	146	0	0	0	4	8	33	21	252
н	0	0	1	10	18	42			0	0	0	8	10	60		
1990 - 1994 гг.																
д	0	0	10	7	17	17	239	126	0	0	3	11	4	17	30	60
н	0	0	15	16	17	28			0	1	4	9	8	27		
1975 - 1994 гг.																
д	1	4	37	46	100	163	518	746	0	1	6	32	19	112	77	647
н	0	7	39	82	86	154			1	8	5	51	45	182		
Осень																
Зима																
1975 - 1979 гг.																
д	2	0	8	20	35	88	101	403	1	0	6	13	20	24	38	267
н	1	3	4	25	25	96			0	1	3	12	19	25		

Продолжение таблицы б.1

1980 – 1984 гг.															
д	0	0	5	20	19	106	86	498	0	0	10	10	34	34	208
н	0	0	6	41	31	87		0	0	3	17	27	55	94	
1985 – 1989 гг.															
д	0	0	6	13	24	78	66	454	0	0	5	2	18	33	142
н	0	0	0	16	11	67		0	0	1	1	13	41	39	
1990 – 1994 гг.															
д	0	0	6	12	11	32	123	166	0	0	3	2	15	18	84
н	0	0	3	14	19	47		0	0	1	5	25	23	99	
1975 – 1994 гг.															
д	2	0	25	65	89	304	376	1521	1	0	24	27	87	109	701
н	1	3	13	96	86	297		0	1	8	35	84	144	270	

Таблица 6.2

Отношение числа туманов в Белогорке к их числу в Петербурге.
1975–1994 гг. (д – день; н – ночь; с – сутки)

Сезон	Умеренные			Слабые			Все туманы		
	д	н	с	д	н	с	д	н	с
Весна	1,24	2,10	1,68	1,63	1,79	1,70	1,54	1,94	1,73
Лето	5,33	10,20	7,55	5,89	4,04	4,59	5,80	4,73	5,08
Осень	2,60	7,38	4,24	3,42	3,45	3,43	3,18	3,96	3,54
Зима	1,12	4,38	1,94	1,25	1,71	1,48	1,21	1,96	1,55
Год	1,85	4,06	2,76	2,33	2,58	2,46	2,21	2,88	2,53

О преобладании (по сравнению с СПб) туманов свидетельствуют и данные о их продолжительности. Согласно табл. 6.1, во все сезоны года и во всех пятилетках, кроме одного сезона – весны – в одной пятилетке (1990–1994 гг.), продолжительность туманов в Бел. существенно больше, чем в СПб.

За весь 20-летний период отношение продолжительности туманов в Бел. к продолжительности их в СПб составляет:

Весна	Лето	Осень	Зима	Год
1,44	8,40	4,05	2,60	2,92

Так же как и для числа туманов, отношение их продолжительностей достигает максимума летом, минимум же этого отношения приходится на весну (для умеренных туманов в этом же сезоне отмечается минимум отношения их числа).

Наряду с абсолютными значениями продолжительности тумана, приведёнными за сезон в табл. 6.1 и равными за 20 лет 1241 ч в СПб и 3615 ч в Бел., оценим вероятность существования туманов, т.е. отношение продолжительности их к общему интервалу времени наблюдения (сезон, год).

Для всех видов туманов эти вероятности (%) равны:

Пункт	Весна	Лето	Осень	Зима	Год
СПб	1,173	0,174	0,861	0,623	0,708
Бел.	1,689	1,465	3,482	1,618	2,062

Хотя число туманов, особенно вне города, значительно (в среднем за год 96 в Бел. и 38 в СПб), вероятность их существования, даже в таком увлажнённом районе, как северо-запад Европейской части России, достаточно мала: она заключена между 1,4 и 3,5 % в сельской местности и между 0,17 и 1,2 % – в большом городе. Ве-

роятность эта исключительно мала по сравнению с другим явлением, обусловленным той же конденсацией водяного пара, – облаками, количество которых в том же районе превышает 50 %.

Приводим данные о средней (за 20 лет) продолжительности существования (ч) одного тумана:

Пункт	Весна	Лето	Осень	Зима	Год
СПб	1,97	1,01	1,74	1,32	1,64
Бел.	1,64	1,68	1,99	2,22	1,88

В Бел. наиболее длительное время туман в среднем существует зимой, в СПб – весной, наименьшее время – в Бел. весной, в СПб – летом.

Большинство туманов – слабые. Приводим отношение числа слабых туманов к умеренным (по данным за сутки):

Пункт	Весна	Лето	Осень	Зима	Год
СПб	2,45	5,82	4,61	5,34	3,80
Бел.	2,48	3,54	3,73	4,08	3,38

Что касается сильных туманов, то их повторяемость за обсуждаемый 20-летний период вообще крайне мала, при этом все туманы (6 в СПб и 23 в Бел.), кроме одного, наблюдались в первой пятилетке.

Согласно табл. 6.1, число умеренных и слабых туманов за пятилетку было больше ночью, чем днём, в 36 сезонах; меньше ночью, чем днём в 24 и было равным в 4 сезонах. Только летом повторяемость туманов за 20-летний период примерно в 1,5 раза больше ночью, чем днём (в Бел. всех видов туманов, в СПб – только слабых). В другие сезоны года число туманов, наблюдавшихся днём и ночью, отличается значительно меньше. При этом весной и осенью повторяемость слабых туманов (за 20 лет) как в Бел., так и в СПб ночью меньше, чем днём. В таком же соотношении находятся повторяемости умеренных туманов в СПб во все сезоны года (весной они практически равны). Лишь в Бел. повторяемость умеренных туманов в течение всего года больше ночью, чем днём.

Полученные данные позволяют оценить роль различных факторов в образовании туманов. Широко распространено мнение (нашедшее отражение в учебной литературе) о важной (определяющей) роли радиации в возникновении туманов ночью и о преобладании радиацион-

ных туманов над другими (по крайней мере, в эту часть суток). Представленные выше данные не подтверждают это мнение.

В самом деле, в дневную часть суток под влиянием радиации туманы образовываться не могут, поскольку радиационный баланс во все сезоны года (не исключая и зимы) днём положителен. Таким образом, в эту часть суток туманы возникают только под влиянием адвективных и турбулентных притоков тепла и влаги. Поскольку адвекция равновероятна как днём, так и ночью, то ночью под её влиянием образуется столько же туманов, сколько наблюдается их днём.

В Бел., как следует из приведённых выше данных, за 20 лет образовались ночью 863 адвективных тумана (столько же, сколько их возникло днём). Под влиянием радиации в Бел. образовалось, таким образом, $1060 - 863 = 197$ туманов, т.е. доля радиационных туманов составляет всего лишь 10 % от общего числа (1923) туманов.

Для различных сезонов доля радиационных туманов в Бел. составляет: 6,6 % – весной, 24,9 % – летом, 3,5 % – осенью и 13,9 % – зимой. В Бел. радиация играет определяющую роль в образовании умеренных туманов в 21,7 % случаев и всего лишь в 6,1 % при возникновении слабых туманов. Что касается СПб, то только летом значительна роль радиации: под её влиянием возникает $51 - 25 = 26$ туманов, т.е. 34,2 % от общего числа летних туманов. В другие сезоны года все туманы в СПб имеют адвективную природу (поскольку число туманов днём больше, чем ночью).

6.1.2. Дымки

Сведения о сезонной повторяемости (числе случаев) трёх видов дымок и общей за сезон продолжительности их представлены в табл. 6.3.

Распространено очень устойчивое мнение (нашедшее отражение в монографической [2,3] и учебной литературе) относительно того, что повторяемость дымок в большом городе значительно больше, чем в сельской местности. Мотивируется это тем, что в городе атмосфера более загрязнена различными примесями. Однако данные табл. 6.3 не только не подтверждают распространённое мнение, но и приводят к противоположному заключению: число дымок в СПб существенно меньше, чем в Бел.

Повторяемость (число случаев) сильных, умеренных и слабых дождей
и их продолжительность (ч) в Петербурге (СПб) и Белогорске (Бел.); д — день, н — ночь

Время суток	Сильные		Умеренные		Слабые		Продолжит.		Сильные		Умеренные		Слабые		Продолжит.	
	СПб	Бел.	СПб	Бел.	СПб	Бел.	СПб	Бел.	СПб	Бел.	СПб	Бел.	СПб	Бел.	СПб	Бел.
Весна																
1975 — 1979 гг.																
д	0	0	35	59	114	199	481	1066	0	0	1	46	21	132	117	868
н	0	0	30	66	90	216			0	0	6	47	5	262		
1980 — 1984 гг.																
д	0	0	52	93	205	344	859	1529	0	0	11	56	62	240	263	1203
н																
1985 — 1989 гг.																
д	0	2	79	57	124	202	900	983	0	1	34	37	121	157	801	863
н	0	1	92	46	157	144			0	0	61	46	162	182		
1990 — 1994 гг.																
д	1	0	51	35	49	172	497	964	0	1	9	13	12	29	99	180
н	1	1	66	39	68	194			0	1	21	21	34	36		
1975 — 1994 гг.																
д	1	2	217	244	492	917	2737	4538	0	2	55	152	216	558	128	3114
н	1	2	225	221	392	844			0	1	97	173	323	770	0	
Осень																
1975 — 1979 гг.																
д	0	1	48	132	174	466	822	2097	0	0	27	149	127	215	530	1355
н	0	0	44	90	182	384			0	1	21	161	112	198		
1980 — 1984 гг.																
д	0	0	33	144	352	452	1477	1847	0	0	64	99	288	218	153	1304
н	0	1	55	77	282	233			0	0	33	80	263	196	6	

Продолжение таблицы 6.3

1985 – 1989 гг.															
д	0	0	123	87	202	246	145	110	0	0	0	99	62	245	219
н	0	0	118	58	174	173	0	8	0	0	0	70	37	248	113
															979
1990 – 1994 гг.															
д	0	1	53	77	73	316	657	163	0	1	47	62	60	236	631
н	0	0	62	68	87	263		6	0	0	47	52	62	156	1138
1975 – 1994 гг.															
д	0	2	257	440	801	1480	440	668	0	1	237	372	720	688	427
н	0	1	279	293	725	1053	6	8	0	1	171	330	685	663	1
															4776

За 20-летний период, согласно табл. 6.3, только 4 (из 45) отношения числа дымок в Бел. к их числу в СПб близки к единице, все остальные значительно больше единицы (в том числе 9 значений больше 2). Как и в случае туманов (табл. 6.2), максимальные значения этого отношения наблюдаются летом, минимальные – по слабый и всем видам дымок – зимой, а по умеренным – весной.

Выпишем число дымок всех видов, наблюдавшихся в различные сезоны за 20 лет, и значения отношений Бел./СПб:

Пункт	Время суток	Весна	Лето	Осень	Зима
СПб	день	710	271	1508	957
	ночь	618	420	1004	856
	сутки	1328	691	2062	1813
Бел.	день	1163	712	1922	1061
	ночь	1067	883	1347	994
	сутки	2230	1595	3269	2055
Бел./СПб	сутки	1,68	2,31	1,59	1,13

Максимум повторяемости дымок как в СПб, так и в Бел., особенно чётко выраженный в сельской местности (Бел.), приходится на осень, минимум её, особенно чёткий в СПб, – на лето.

Приведём ещё данные об общем числе дымок трёх видов, образовавшихся за 20-летний период, и значения отношения Бел./СПб:

Пункт	Время суток	Сильные	Умеренные	Слабые	Все виды
СПб	день	1	766	2229	2996
	ночь	1	772	2125	2898
	сутки	2	1538	4354	5894
Бел.	день	7	1208	3643	4858
	ночь	5	1017	3269	4291
	сутки	12	2225	6912	9149
Бел./СПб	сутки	6,00	1,45	1,59	1,55

В среднем в течение одного года образуется 295 дымок в СПб и 450 дымок в Бел. Число дымок как за отдельные сезоны, так и за весь год, равно как днём, так и ночью, в СПб меньше, чем в Бел. Поскольку, однако, на условия образования дымок в городе оказывает влияние не только температурно-влажностный режим (как в случае туманов), но и загрязнение атмосферы примесями антропогенного происхождения, то и число дымок в городе уменьшается (по сравнению с Бел.) не столь значительно, как в случае туманов: если в среднем за год число туманов в СПб в 2,53 раза меньше, чем в Бел. (см. табл. 6.2), то число дымок – в 1,55 раза.

Дымки, равно как и туманы, образуются в процессе конденсации водяного пара на ядрах конденсации. Водяной пар начинает оседать (конденсироваться) на гигроскопичных частицах (ядрах) задолго до достижения состояния насыщения. По данным работы [4], уже начиная с относительной влажности 60 %, доля воды, осевшей на такой частице, превосходит массу этой частицы. При дальнейшем увеличении относительной влажности эта доля всё более возрастает, а частица (теперь уже капля) увеличивается в размерах.

Совершенно естественно, что при этом сначала возникает дымка, а затем, если относительная влажность достигает значений, близких к 100 %, возможно и образование тумана. Поскольку состояние насыщения достигается далеко не всегда, то и переход дымки в туман также далеко не всегда возможен. Вследствие этого повторяемость дымок всюду существенно больше, чем повторяемость туманов.

По данным, приведённым выше, отношение сезонного числа дымок к числу туманов следующее:

	Весна	Лето	Осень	Зима
СПб	5,1	9,1	9,6	8,9
Бел.	4,9	4,1	4,3	6,5

Годовые значения этого же отношения:

Пункт	Время	Умеренные	Слабые	Все виды
СПб	день	8,3	7,6	7,7
	ночь	11,9	7,1	7,9
	сутки	9,8	7,3	7,8
Бел.	день	7,1	5,3	5,6
	ночь	3,9	4,2	4,0
	сутки	5,1	4,7	4,8

В естественных условиях (Бел.) дымок образуется в 4–5 раз больше, чем туманов. В городе (СПб) число туманов уменьшается (по сравнению с Бел.) только под влиянием изменения температурно-влажностного режима. На формирование же дымок оказывает влияние ещё и загрязнение воздуха, способствующее увеличению их числа по сравнению с тем, что наблюдалось бы при отсутствии загрязнения. Вследствие этого отношение числа дымок к числу туманов увеличивается в городе до 7–9 (исключение составляет весна).

В согласии с данными о числе дымок находятся сведения о продолжительности дымок, приведённые в той же табл. 6.3. В 17 из 20 пар продолжительность дымок в Бел. больше, чем в СПб. За весь 20-летний период отношение продолжительности дымок в Бел. к продолжительности их в СПб равно:

Весна	Лето	Осень	Зима	Год
1,65	2,43	1,52	1,12	1,51

Эти значения близки к отношениям числа дымок, максимум и минимум приходится на одни и те же сезоны (лето и зиму), годовые значения практически равны. Близость отношений числа и продолжительности дымок по данным за сутки даёт основание предположить, что и для дня и ночи эти отношения также не отличаются очень существенно.

Продолжительность дымок за 20 лет равна 12 694 ч в СПб и 19 116 ч в Бел., общее число их 5894 в СПб и 9149 в Бел. Оценим вероятность дымок – отношение продолжительности существования их к общему интервалу времени наблюдения (сезон, год).

Для всех дымок эти вероятности (%) равны:

Пункт	Весна	Лето	Осень	Зима	Год
СПб	6,198	2,899	10,087	9,859	7,240
Бел.	10,274	7,052	15,311	11,025	10,903

По сравнению с туманами вероятность существования дымок уже более значительна: она колеблется между 3 и 10% в СПб и между 7 и 15% в Бел. Среднее время существования (ч) одной дымки составляет:

Пункт	Весна	Лето	Осень	Зима	Год
СПб	2,061	1,852	2,137	2,356	2,154
Бел.	2,035	1,952	2,046	2,324	2,089

Время существования дымки в СПб и Бел. практически одно и то же: они отличаются в данном сезоне не более чем на 0,1 ч (6 мин). Время это минимально летом и максимально зимой.

Сравнение с вышеприведёнными оценками времени существования туманов показывает, что дымка в среднем существует более длительное время, чем туман. Выпишем значения отношения времени существования дымок к такому же времени для туманов:

Пункт	Весна	Лето	Осень	Зима	Год
СПб	5,3	16,6	11,7	15,8	10,2
Бел.	6,1	4,8	4,4	6,8	5,3

В Бел. эти (временные) отношения вполне сопоставимы с приведёнными выше отношениями числа дымок к числу туманов. Однако в СПб первые (временные) отношения значительно больше вторых (исключение составляет весна, для которой оба отношения практически равны и намного меньше, чем в другие сезоны). Это свидетельствует о том, что в СПб увеличивается под влиянием загрязнения не только число дымок, но ещё в большей степени время существования дымки.

Большинство дымок – слабые. Приводим отношение числа слабых дымок к числу умеренных (за сутки):

Пункт	Весна	Лето	Осень	Зима	Год
СПб	2,0	3,5	2,8	3,4	2,8
Бел.	3,8	4,1	3,5	1,9	3,1

Число сильных дымок ($1 < \text{МДВ} \leq 2 \text{ км}$), так же как и сильных туманов, очень мало: в СПб за 20 лет наблюдались только 2 таких дымки, в Бел. – 12. С 1995 г. сильная дымка объединена с умеренной.

Сведения о дымках свидетельствуют, вопреки распространённому мнению, о том, что дымки возникают днём ничуть не реже, чем ночью. Умеренные дымки, по данным табл. 6.3, в 17 сезонах (из 32), а слабые – в 15 сезонах (из тех же 32) фиксировались в обоих пунктах днем чаще, чем ночью. Большинство случаев (по умеренным дымкам – 14 и слабым – 17), когда ночью отмечалось дымок больше, чем днем, приходится на лето (7 – для умеренных и 8 – для слабых дымок).

За весь 20-летний период слабые дымки как в СПб, так и в Бел. днем отмечались чаще, чем ночью, во всех сезонах, кроме лета; умеренные – в 3 сезонах из 4 в Бел. и в 1 сезоне из 4 в СПб.

Поскольку в большинстве сезонов на долю дневных дымок приходится больше, чем ночных, то те же рассуждения, что и относительно туманов, позволяют заключить, что определяющую роль в формировании дымок играют адвективный и турбулентный приток тепла и влаги. Лишь летом некоторая часть (от 20 до 40 %) дымок ночью образуется под влиянием радиационных потерь тепла земной поверхностью и воздухом.

В заключение отметим, что и наблюдения в других районах находятся в согласии с развитым выше взглядом на условия образования туманов и дымок. В последнее время данные наблюдений на 7 метеостанциях Москвы обобщены и кратко проанализированы в монографии [5]. Приводим по наблюдениям за 1950–1989 гг. отношения числа туманов на обсерватории Сельскохозяйственной академии им. К.А. Тимирязева (ТСХА), расположенной в 8–9 км от центра (к северо-северо-западу от него), к количеству их на метеостанции Балчуг в центре города:

Весна	Лето	Осень	Зима
1,63	3,30	1,83	1,17

Несмотря на то, что обсерватория находится в черте города (правда, в хорошо озелененной местности) и недалеко от центра, туманов на ней образуется существенно больше, чем в центре города. Выписанные отношения числа туманов по Москве вполне сравнимы с приведенными в табл. 6.2 по Петербургу (хотя за счет меньшего расстояния между сравниваемыми точками, первые меньше вторых). Однако сезонный ход отношений полностью совпал: максимум – летом, минимум – зимой. В столь же хорошем согласии находятся данные по образованию и повторяемости туманов в различные сезоны года, в дневную и ночную части суток. Среднее годовое число туманов (38) в центре СПб значительно больше, чем в центре Москвы (23) и даже несколько больше, чем в ТСХА (36), не говоря уже о том, что в Бел. (на расстоянии 80 км от СПб) туманов образуется намного больше, чем в СПб и Москве.

Можно выразить некоторое сожаление по поводу того, что авторам монографии не представилось возможности ознакомиться с работами [6, 7], поскольку в этой же монографии приведены данные, однозначно указывающие на основную причину наблюдаемых особенностей формирования туманов в Балчуге и ТСХА.

В самом деле, средние (за 40 лет) месячные температуры в ТСХА ниже температуры в Балчуге: от 0,6 °C в ноябре до 1,1 °C в июне и июле (отметим, что по сравнению с Немчиновкой, находящейся примерно на таком же расстоянии от центра, как ТСХА, но к юго-западу, средние месячные температуры в Балчуге выше на 1,8 °C в июне и июле и на 1 °C в ноябре).

Таблица 6.4

Повторяемость (число случаев) умеренных и слабых туманов днём (д)
и ночью (н) и их продолжительность (ч). Сосново, 1980–1994 гг.

Период наблюдения	Весна		Лето	
	Умеренные	Слабые	Умеренные	Слабые
1980–1984 гг.	д	4	42	15
	н	4	38	53
1985–1989 гг.	д	2	21	39
	н	8	32	63
1990–1994 гг.	д	2	16	5
	н	2	26	8
1980–1994 гг.	д	8	79	59
	н	14	96	124
			Продолжит.	Продолжит.
			358	175
			209	340
			47	13
			614	528

	Осень		Зима	
	Умеренные	Слабые	Умеренные	Слабые
1980–1984 гг.	д	8	70	33
	н	11	79	32
1985–1989 гг.	д	1	50	20
	н	1	53	20
1990–1994 гг.	д	0	13	11
	н	1	20	6
1980–1994 гг.	д	9	133	64
	н	13	165	58
			Продолжит.	Продолжит.
			545	224
			470	181
			93	125
			1108	530

Средние месячные значения относительной влажности в Балчуге на 3–10 % ниже, чем в ТСХА, Немчиновке и особенно в Ленино-Дачном. Совершенно естественно, что как повышение температуры, так и понижение относительной влажности способствуют уменьшению числа туманов в центре города (Балчуг) по сравнению с пунктами на окраине города. Можно лишь пожалеть, что в [5] не приведено более полных данных о температуре и относительной влажности как в самой Москве, так и в удаленных от нее на 50–150 км пунктах.

Что касается Петербурга и Москвы, то, конечно, разность в числе туманов обусловлена общециркуляционными факторами. Однако нельзя исключить и того, что температура в Москве увеличилась за последние 100 лет на 1,5–2,5 °С, в то время как в Петербурге – на 1,0–1,5 °С.

6.2. Сопоставление данных по Петербургу и Сосново

После достаточно полного анализа данных о туманах и дымках в СПб и Бел. более кратко рассмотрим эти явления в Сосново (Сос.) в сопоставлении с Петербургом (СПб).

6.2.1. Туманы

Приводим в табл. 6.4 средние сезонные значения повторяемости и продолжительности туманов в Сос. за три пятилетки.

На основе данных табл. 6.1 и 6.4 составлена табл. 6.5.

Сопоставление табл. 6.2 и 6.5 показывает, что в Сос. туманов образуется несколько меньше, чем в Бел. Если для Бел. все отношения Бел./СПб больше единицы, то в Сос. некоторые из отношений Сос./СПб, особенно для умеренных туманов днём, а для зимы днём и ночью, меньше единицы.

Таблица 6.5

Отношение числа туманов в Сосново к числу их в Петербурге. 1980–1994 гг.
(д–день, н–ночь, с–сутки).

Сезон	Умеренные			Слабые			Все виды		
	д	н	с	д	н	с	д	н	с
Весна	0,36	0,61	0,49	1,20	1,78	1,46	0,88	1,43	1,19
Лето	0,40	1,25	0,77	3,28	3,54	3,45	2,65	3,31	3,06
Осень	0,53	1,44	0,84	2,46	2,70	2,59	2,00	2,54	2,27
Зима	0,22	0,20	0,21	1,12	0,89	1,00	0,91	0,84	0,90

Таблица 6.6

Отношения Сос./СПб и Бел./СПб по числу туманов (ч.т)
и по их продолжительности (пр). 1975–1994 гг.

		Весна		Лето		Осень		Зима		Год	
		ч.т	пр	ч.т	пр	ч.т	пр	ч.т	пр	ч.т	пр
Сос./СПб	д	0,90		3,44		1,42		0,75		1,17	
	н	1,26		3,53		1,93		0,83		1,67	
	с	1,08	1,81	3,50	9,82	1,66	4,14	0,78	2,47	1,41	3,16
Бел./СПб	д	1,54		5,80		3,18		1,21		2,21	
	н	1,94		4,73		3,96		1,96		2,88	
	с	1,73	1,44	5,08	8,40	3,54	4,05	1,55	2,60	2,53	2,92

Однако, наряду с числом, существенное значение имеет продолжительность туманов. В табл. 6.6 представлены по наблюдениям за 20-летний период (1975–1994 гг.) отношение как числа (за день, ночь и сутки), так и продолжительности (за сутки) туманов в Сос. и Бел. к соответствующим значениям в СПб. Видно, что если число туманов зимой в Сос. меньше, чем в СПб, то продолжительность их существенно (в 2,47 раза) больше. Более того, продолжительность туманов в Сос. во все сезоны (кроме зимы) даже больше, чем в Бел.

С учётом продолжительности данные по Сос. подтверждают вывод о существенном влиянии большого города на условия образования и существования туманов.

Среднее (за 20 лет) время существования (ч) одного тумана:

Пункт	Весна	Лето	Осень	Зима	Год
Сос.	3,29	2,84	4,50	4,16	3,66
СПб	1,97	1,01	1,74	1,32	1,64

В Сос. наибольшее время существования тумана приходится на осень, наименьшее – на лето.

В Сос., как в СПб и Бел., большинство туманов – слабые. Приводим для Сос. отношение числа слабых туманов к числу умеренных (за 1980–1994 гг.).

Время суток	Весна	Лето	Осень	Зима	Год
День	9,88	29,50	14,78	16,00	14,56
Ночь	6,86	24,80	12,69	58,00	13,42
Сутки	7,95	26,14	13,59	20,33	13,89

Следует отметить, что эти отношения в Сос. значительно (до 3–5 раз) больше, чем в Бел. и СПб. Обусловлено это тем, что в Сос.

очень мало число умеренных туманов, в то время как повторяемость слабых туманов вполне сравнима с Бел. и СПб.

Общее время (ч) существования туманов за 20 лет в Сос. составило:

Весна	Лето	Осень	Зима	Год
938	756	1557	667	3918

Оценим вероятность существования туманов – отношение их общей продолжительности к общему интервалу времени наблюдения (год, сезон).

Для всех видов туманов эти вероятности (%) в Сос. равны:

Весна	Лето	Осень	Зима	Год
2,124	1,708	3,565	1,539	2,238

Вероятность существования туманов (она же вероятность МДВ менее 1 км) в Сос. в несколько раз больше, чем в СПб, и во все сезоны (кроме зимы) несколько больше, чем в Бел.

6.2.2. Дымки

Кратко обсудим данные о дымках с подразделением на умеренные и слабые за 15-летний (1980–1994 гг.) период. Результаты представлены в табл. 6.7.

Умеренных дымок образуется, по сравнению со слабыми, в Сос. ещё меньше, чем умеренных туманов. За 15-летний период отношение числа слабых к числу умеренных туманов и дымок за сутки составляет:

	Весна	Лето	Осень	Зима
Туман	7,9	26,1	13,5	24,8
Дымка	29,4	108,7	22,6	11,4

Поскольку в образовании тумана и дымки важную роль играет конденсация водяного пара, то первоначально образуется слабый туман (дымка) и только за тем – умеренный туман (дымка).

По этой же причине дымки образуются чаще чем туманы. Отношение числа дымок к числу туманов весной – 2,01, летом – 1,73, осенью – 1,77, зимой – 3,22. Эти значения существенно (до 2–5 раз) меньше, чем в СПб и Бел. Это означает, что загрязнение среды влияет на увеличение дымок в Сос. меньше, чем в СПб и Бел.

Таблица 6.7

Повторяемость (число случаев) умеренных и слабых дымов днём (д) и ночью (н)
и их продолжительность (ч). Сосново 1980–1994 гг.

Период наблюдения		Весна		Продолжит.	Лето	
		Умеренные	Слабые.		Умеренные	Слабые
1980–1984 гг.	д	2	43	214	1	22
	н	2	48		0	75
1985–1989 гг.	д	4	87	647	1	65
	н	5	105		1	101
1990–1994 гг.	д	0	39	136	0	45
	н	0	61		0	45
1980–1994 гг.	д	6	169	1299	2	105
	н	7	214		1	221
						877

		Осень			Зима	
		Умеренные	Слабые		Умеренные	Слабые
1980–1984 гг.	д	4	95	538	11	71
	н	2	98		7	57
1985–1989 гг.	д	6	100	819	8	83
	н	4	115		7	70
1990–1994 гг.	д	3	54	222	0	50
	н	5	80		0	204
1980–1994 гг.	д	13	249	1924	19	204
	н	11	293		14	172
						1579

Приводим данные о числе и продолжительности дымок в Сосново за 20-летний период и значения отношения их к соответствующим величинам в Петербурге:

	Весна	Лето	Осень	Зима	Год
Число дымок	620	431	660	483	2194
Продолж. (ч)	1685	1122	2236	1922	6965
Сос./СПб по числу	0,47	0,62	0,32	0,27	0,37
Сос./СПб по продолж.	0,62	0,88	0,51	0,45	0,55

Меньшее число туманов зимой в Сос. по сравнению с СПб компенсировалось их большей продолжительностью (см. табл. 6.6). Однако не только число, но и продолжительность дымок в Сос. меньше, чем в СПб, к тому же не только зимой, но и во все другие сезоны года. При обсуждении данных по Бел. (п. 6.1.2) уже отмечалось, что, наряду с температурой и влажностью, на дымки оказывает влияние и загрязнение атмосферы примесями (отношение Бел./СПб для дымок меньше, чем для туманов). В Сос. этот последний фактор – существенно более высокая концентрация примесей в СПб по сравнению с Сос. – играет определяющую роль. Следует к тому же иметь в виду, что метеостанция в Сос. расположена на окраине посёлка, вблизи крупного лесного (сосна) массива. Естественно, что концентрация примесей (прежде всего твёрдых) здесь ничтожно мала. Термодинамические условия (относительная влажность за сезон в СПб на 1–3 % меньше, чем в Сос.) способствует уменьшению числа и продолжительности дымок в СПб по сравнению с Сос. Однако высокое содержание примесей в СПб ведёт к противоположному эффекту – увеличению в СПб дымок и уменьшению отношения Сос./СПб как по числу, так и по продолжительности. Под влиянием этого же фактора уменьшается отношение Сос./СПб по сравнению с Бел./СПб для туманов.

Выпишем средние годовые отношения Сос./СПб и Бел./СПб для дымок по данным за 20 лет:

а) по числу 0,37 и 1,55; б) по продолжительности 0,55 и 1,51 соответственно.

Те же отношения Сос./СПб и Бел./СПб для туманов: а) по числу 1,41 и 2,53; б) по продолжительности 3,16 и 2,92 соответственно.

Средняя продолжительность (ч) существования одной дымки в Сос. составляет:

Весна	Лето	Осень	Зима	Год
2,72	2,60	3,39	3,98	3,17

Эти значения в 1,5 –2 раза больше, чем в Бел. и СПб: число дымок в Сос. по сравнению с Бел. и СПб уменьшилось более значительно, чем их продолжительность.

За 20-летний период в среднем за каждый год образовалось 110 дымок в Сос. и 294 дымки в СПб.

Средняя за сезон вероятность (%) образования дымок в Сос. (вероятность $1 \text{ км} < \text{МДВ} \leq 10 \text{ км}$) за 20-летний период составляет:

Весна	Лето	Осень	Зима	Год
3,843	2,551	5,144	4,437	3,982

Поскольку общая продолжительность дымок в Сос. меньше, чем в СПб и Бел., то и вероятность дымок в Сос. примерно в 2–3 раза меньше, чем в СПб и Бел. Однако вероятность дымок, несмотря на значительное уменьшение (по сравнению с СПб) времени их существования, всё же больше вероятности туманов. Приводим отношение первой из этих вероятностей ко второй:

Весна	Лето	Осень	Зима	Год
1,80	1,48	1,44	2,88	1,78

Близки к этим временным отношениям приведённые выше значения числа дымок, отнесенных к числу туманов.

6.3. Роль адвективных и радиационных притоков тепла и влаги в образовании туманов и дымок

Как уже отмечалось выше, в дневную часть суток под влиянием радиации туман образоваться не может, поскольку радиационный баланс во все сезоны года (не исключая и зимы) днём положителен: туман днём под влиянием этого фактора может только рассеиваться (что и наблюдается нередко уже в утренние часы). Возникнуть же туман в дневную часть суток может лишь под влиянием адвективных и турбулентных притоков тепла и водяного пара, называемых кратко адвекцией. Адвекция того или другого знака, определяемая общей синоптической обстановкой, равновероятна как днём, так и ночью.

Под влиянием адвекции ночью образуется столько же туманов, сколько их фактически наблюдается днём. Разность между ночным

(n_n) и дневным (n_d) числом туманов обусловлена влиянием радиационных потерь тепла с подстилающей поверхности.

Кроме данных по Петербургу, Белогорке и Сосново, выполнен анализ наблюдений за туманами и дымками в городах Брянске и Униче (последний находится в 100 км к северу от Брянска). Чтобы была возможность сравнивать повторяемость туманов и дымок за каждый срок наблюдения (а не только за день и ночь), приводим в табл. 6.8 и 6.9 сведения об их числе и продолжительности за все 8 сроков наблюдения.

Таблица 6.8

Число случаев (числитель) и продолжительность (ч, знаменатель) туманов.
Сосново: Сос. I – 1975–1979 гг.; Сос. II – 1990–1994 гг.; Брянск (Бр) и Унича (У) – 1997 г.

Сезон	Пункт	Время суток, ч							
		21	00	03	06	09	12	15	18
Весна	Сос. I	10/22	12/25	15/30	17/35	13/28	8/13	4/9	9/17
	Сос. II	9/28	2/10	10/11	7/33	4/27	2/9	11/9	1/2
	Бр	0/0	1/1	4/6	3/5	1/2	0/0	0/0	0/0
	У	0/0	0/0	0/0	0/0	3/5	0/0	0/0	0/0
Лето	Сос. I	6/20	2/12	14/47	29/78	21/33	4/8	0/0	0/0
	Сос. II	1/3	1/3	6/21	0/0	5/13	0/0	0/0	0/0
	Бр	0/0	2/2	3/3	10/13	5/10	0/0	0/0	0/0
	У	0/0	0/0	0/0	5/4	7/9	0/0	0/0	0/0
Осень	Сос. I	12/48	9/68	8/31	11/44	11/46	7/49	6/21	7/12
	Сос. II	0/0	3/36	8/60	10/33	8/44	1/5	2/30	2/8
	Бр	3/8	7/16	8/31	8/14	5/28	7/22	9/7	5/10
	У	1/2	1/3	3/8	3/9	9/11	5/10	3/5	1/3
Зима	Сос. I	4/7	4/11	5/38	5/26	6/23	3/17	5/15	1/3
	Сос. II	0/0	4/28	2/14	0/0	2/8	2/11	4/53	3/11
	Бр	8/14	7/21	6/12	8/16	5/12	5/14	8/18	8/19
	У	3/9	2/7	5/11	4/12	6/9	5/10	5/12	3/9

Из этих данных следует, что туманы и дымки наблюдаются не только в ночные, но со значительной частотой также и в дневные сроки наблюдения. Так, в Сосново за две пятилетки весной в 00 и 12 ч наблюдалось 14 и 10, в 03 и 15 ч – 25 и 15 туманов соответственно. В эти же сроки весной в 00 и 12 ч отмечено 46 и 23, а в 03 и 15 ч – 45 и 54 дымки. Осенью и зимой число туманов и дымок в дневные сроки ещё меньше отличается от ночных сроков. Более значительно отличаются повторяемости туманов и дымок лишь летом: в том же Сосново в 00 и 12 ч наблюдалось 3 и 4 тумана и 21 и 7 дымок соответственно.

Таблица 6.9

Число случаев (числитель) и продолжительность (ч, знаменатель) дымок.
 Сосново: Сос. I – 1975–1979 гг.; Сос. II – 1990–1994 гг.; Брянск (Бр) и Унеча (У) – 1997 г.

Сезон	Пункт	Время суток, ч							
		21	00	03	06	09	12	15	18
Весна	Сос. I	27/60	37/82	26/52	30/65	26/49	16/30	50/26	12/22
	Сос. II	14/28	9/46	19/116	19/112	13/47	7/32	4/8	15/49
	Бр	24/38	29/59	35/68	48/83	48/89	41/66	17/34	13/21
	У	13/23	25/54	41/83	49/110	45/82	28/65	12/28	8/19
Лето	Сос. I	9/14	9/34	21/57	23/53	23/35	7/7	4/8	6/27
	Сос. II	9/23	12/47	15/64	9/31	9/18	0/0	0/0	6/7
	Бр	15/28	38/79	55/143	69/161	68/139	29/56	9/18	7/20
	У	15/19	44/80	66/135	74/173	68/133	23/30	5/11	19/34
Осень	Сос. I	11/14	18/91	10/33	21/46	21/24	10/19	12/56	7/17
	Сос. II	21/51	12/57	27/119	25/118	21/50	6/20	14/100	16/44
	Бр	48/118	66/178	65/175	74/190	79/191	72/170	52/134	44/110
	У	40/91	64/172	76/192	63/179	78/191	46/104	28/60	30/62
Зима	Сос. I	6/9	5/23	9/56	7/31	14/58	19/59	8/80	6/30
	Сос. II	15/29	12/74	7/24	11/70	16/83	12/76	10/68	12/48
	Бр	67/143	55/134	57/150	71/166	72/162	61/166	54/121	50/118
	У	28/68	46/110	41/107	43/115	50/120	41/98	27/75	21/55

Отметим, что, как по данным табл. 6.1, 6.3, 6.4 и 6.7, так и табл. 6.8 и 6.9, число туманов и дымок, равно как и их продолжительность изменяется в достаточно широких пределах не только от одного года к другому, но и от пятилетки к пятилетке. В период с 1975 по 1994 г. особенно выделяется последняя пятилетка, в первую очередь лето.

Для количественной оценки роли различных факторов в образовании туманов и дымок введём параметр $P = (n_n - n_d) / (n_n + n_d)$, равный разности между ночным (n_n) и дневным (n_d) числом туманов (дымок), отнесённой к общему числу их за сутки.

Поскольку днём и ночью образуется одинаковое число адвективных туманов (адвекция не зависит от времени суток), а днём могут возникнуть только адвективные туманы, то разность $n_n - n_d$ представляет собой число туманов, сформировавшихся ночью под влиянием радиации и в какой-то степени испарения. Параметр P характеризует долю, которую вносит радиация в образование туманов.

Таблица 6.10

Значения параметра Р (%): а - 1975-1979; б - 1980-1984; в - 1985-1989; г - 1990-1994;
д - 1975-1994 гг. Бр - Брянск, У - Унеча

Сезон	Петербург				Белгород				Сосново				Бр	У			
	а	б	в	г	д	а	б	в	г	д	а	б			в	г	д
Туман																	
Весна	3	-17	-12	8	3	1	10	3	17	7	23	-5	27	22	15	78	-100
Лето	71	36	11	26	34	33	18	30	14	25	34	55	25	23	35	50	-16
Осень	-20	21	-46	13	-7	7	1	-5	16	4	-21	7	3	23	8	2	-36
Зима	-10	-19	-24	18	-10	1	24	9	17	14	3	-4	-2	-29	-5	5	-15
Дымка																	
Весна	-11	-9	10	14	-7	4	-10	-15	6	4	7	5	9	22	10	7	15
Лето	47	5	21	48	22	27	8	8	15	14	17	53	21	50	32	22	27
Осень	1	-7	-17	8	-3	12	-31	-18	-9	-18	-30	0	6	20	2	3	16
Зима	-7	-9	-4	1	-6	1	-7	-40	-18	-3	-27	-2	-9	-5	-12	3	6

Таблица 6.11

Плотность (%) распределения параметра P по числу явлений 1975–1994 гг.
(В-весна, Л-лето, О-осень, З-зима, Г-год).

		Значения P , %					Среднее P , %
		<0	0-10	10-20	20-30	>30	
Туман	В	27	40	13	20	0	-6
	Л	6	0	18	29	47	26
	О	35	41	12	12	0	-7
	З	53	23	18	6	0	-2
	Г	30	26	15	17	12	6
Дымка	В	29	53	12	6	0	6
	Л	0	18	18	35	29	18
	О	47	35	18	0	0	0
	З	76	24	0	0	0	-3
	Г	38	32	12	10	7	5

В табл. 6.10 представлены результаты расчёта параметра P по 5 пунктам и различным периодам осреднения (сезон, год, 5 и 20 лет). Согласно этим данным, параметр P изменяется в широких пределах. Плотность распределения P , по данным табл. 6.11, существенно выделяется лишь летом. Летом, в согласии с существующими представлениями, практически не наблюдаются отрицательные P : лишь одно значение (к тому же в Унича по данным только за 3 месяца) параметр $P < 0$ для туманов. Невелика также повторяемость малых положительных P : для $P \leq 0,20$ – в туманах 18 %, в дымках 36 %. Преобладают же летом значения $P > 0,20$: 76 % в туманах и в 64 % в дымках. Средние значения P равны 26 и 18 %.

В другие сезоны (весна, осень, зима) распределения P близки между собой. В эти сезоны достаточно высока повторяемость $P < 0$ (для туманов: В – 27, О – 35, З – 53 %; для дымок: В – 29, О – 47, З – 74 %): туманов (дымок) днём образуется больше, чем ночью, влияние радиации отсутствует. Велика повторяемость малых значений $P \leq 0,20$ (41–53 % в туманах и 24–65 % в дымках) и мала больших $P > 0,20$ (6–20 % в туманах и только 6 % в дымках).

Средние (за весь период наблюдений и по всем пунктам) значения P положительны и значительны только летом: 26 % по туманам и 18 % по дымкам. В другие сезоны и в среднем за год параметр P мал: по модулю не превышает 5–7 %, к тому же даже в среднем осенью и зимой туманов и дымок образуется больше днём, чем

ночью. В среднем годовом параметр P составляет 0,06 для туманов и 0,05 для дымок.

Можно, таким образом, утверждать: вклад радиации в формирование туманов даже летом не превышает 25–30 %, дымок – 15–20 %. В другие сезоны и в среднем за год роль радиации в образовании туманов и дымок не превышает 5–10 %.

Основную роль в возникновении туманов и дымок играют адвективный и турбулентный притоки тепла и влаги.

Все приведённые в табл. 6.11 оценки статистически значимы, поскольку объёмы выборок исчисляются тысячами единиц.

6.4. Толкование (объяснение) опытных данных

Капли воды могут образоваться в атмосфере только на ядрах конденсации – мелких гигроскопичных частицах различных веществ.

Конденсация водяного пара на них начинается только тогда, когда относительная влажность воздуха $f = e/E(T)$ приближается к 100 %. Давление насыщенного водяного пара E , строго говоря, зависит не только от температуры, но и от химического состава, электрического заряда и радиуса ядра конденсации. Вследствие этого на гигроскопичных ядрах конденсации состояние насыщения достигается уже при f , равных 70–80 % (например, на частицах поваренной соли NaCl при 78 %). Некоторую роль играет радиус ядра: при его уменьшении E увеличивается. Но эти факторы, равно как и электрический заряд, играют ощутимую роль только до тех пор, пока радиус (r) капли не достиг 1 мкм. Начиная с r , равного 1 мкм, давление водяного пара на поверхности капли практически не отличается от давления насыщения (E) над плоской поверхностью чистой воды.

Физически объясняется это тем, что масса ядра, на котором образуется капля, ничтожно мала по сравнению с массой воды, осевшей на ядре в процессе конденсации. В самом деле, известно, что радиус ($r_{\text{я}}$) ядер конденсации порядка 10^{-3} – 10^{-1} мкм. Поскольку масса ядра и капли пропорциональна $r_{\text{я}}^3$ и r^3 , то даже в случае довольно крупного ядра (10^{-1} мкм) и очень мелкой капли (1 мкм) масса ядра не превышает 0,001 от массы капли.

Длительное время в физике атмосферы сохранялось мнение (гипотеза), согласно которому определяющую роль в образовании

туманов и дымок играют ядра конденсации. Поскольку последних в городах значительно больше, чем в сельской местности, то и туманов в городе якобы должно быть также больше, чем вне его. Однако, согласно многочисленным измерениям, ядер конденсации более чем достаточно для начала образования капель не только в городах, но и в любой другой местности, не исключая океанов и полярных областей (на каждую каплю приходится десятки и сотни ядер конденсации). Ядра конденсации, таким образом, действительно необходимы для образования капель (туманов), но они не могут служить причиной различия в числе туманов (равно как дымок, облаков и осадков) в различных пунктах и районах Земли. К тому же, вопреки распространённому мнению (гипотезе), число туманов в городе не только не больше, но и в большинстве случаев меньше, чем в его окрестностях.

Определяющую роль в образовании туманов вообще и в городах в частности играют изменения содержания (давления) водяного пара и/или температуры воздуха.

Из вида выражения для относительной влажности $f = e/E$ следует, что достижение состояния насыщения и последующий рост капель происходит под влиянием увеличения содержания водяного пара (давления e) и/или понижения температуры (уменьшения E).

Разность относительных влажностей $\Delta f = f_{\text{гор}} - f_{\text{окр}}$ в городе ($f_{\text{гор}}$) и окрестностях ($f_{\text{окр}}$) зависит от разностей ΔT и Δe , при этом рост ΔT способствует уменьшению, а рост Δe – увеличению Δf .

При отрицательных значениях Δf , т.е. при $f_{\text{гор}} < f_{\text{окр}}$, следует ожидать уменьшения числа туманов и дымок в городе по сравнению с окружающей его сельской местностью.

Приведём результаты изучения разностей $\Delta f_1 = f_{\text{СПб}} - f_{\text{Бел.}}$ и $\Delta f_2 = f_{\text{СПб}} - f_{\text{Сос.}}$ между СПб и Бел. (Δf_1) и СПб и Сос. (Δf_2).

Для того периода (1980–1989 гг.), который обсуждается ниже, средние значения f (%) для выборок, включающих все состояния атмосферы, составляют:

	Петербург	Белогорка	Сосново
Весна-Лето (В-Л)	73	75	73
Осень-Зима (О-З)	83	85	80

Тогда, когда наблюдалась дымка, средние значения f (%) в тех же пунктах равны:

	Петербург		Белогорка		Сосново	
	В-Л	О-З	В-Л	О-З	В-Л	О-З
До дымки	88	88	93	90	94	94
В дымке	93	93	95	94	95	95
После дымки	87	90	87	95	92	93

При образовании дымки относительная влажность возрастает на 15–20 % весной-летом и на 10–12 % осенью-зимой. В самой дымке относительная влажность на несколько процентов (от 1 до 6) больше, чем в ближайшие сроки до начала и после окончания дымки.

В табл. 6.12 приведена функция распределения F относительной влажности – вероятность превышения фиксированных значений x . Из неё следует, что относительная влажность в дымках изменяется в широких пределах: от 60–65 до 100 %. В самой дымке в 92–99 % случаев относительная влажность превышает 80 %. Практически во всех случаях f в дымке больше 70 % (только в 1–2 % случаев f заключено между 60 и 70 %).

До начала и после дымки вероятность $f \geq 80$ % осенью-зимой практически такая же, как и в дымке, весной-летом эта вероятность на 10–15 % меньше, чем в дымке.

Средние значения f в СПб на несколько процентов (от 1 до 6) меньше, чем в Бел. и Сос.

Таблица 6.12

Функция распределения $F (f \geq x)$ относительной влажности в дымке – вероятность (%) превышения фиксированных значений x (объёмы каждой выборки – от 101 до 370). 1985–1989 гг.

Пункт	Весна-лето						Осень-зима					
	x						x					
	1,0	0,98	0,95	0,90	0,85	0,80	1,0	0,98	0,95	0,90	0,85	0,80
До начала дымки												
СПб	6	20	36	72	80	89	4	11	23	61	81	91
Бел.	7	33	53	74	78	84	1	13	32	59	81	94
Сос	5	21	63	83	92	95	14	30	57	84	94	97
В дымке												
СПб	2	23	47	82	94	96	7	25	44	73	90	99
Бел.	6	36	67	87	92	95	2	14	39	67	81	92
Сос	6	28	71	89	97	99	13	29	61	88	96	98
После дымки												
СПб	4	12	24	53	68	79	5	14	29	66	83	94
Бел.	2	19	33	48	57	86	2	11	30	65	84	93
Сос	9	24	48	69	78	76	11	29	50	76	91	95

Однако как средние значения, так и распределение f в Сос. практически не отличаются от Бел. Это означает, что условия образования дымки за счёт конденсации водяного пара в Сос. не отличаются от условий в Бел. Меньшее число дымок в Сос. по сравнению с Бел. и даже с СПб обусловлено влиянием твёрдых примесей (в том числе и тех ядер конденсации, на которых не образуются капли), концентрация которых в СПб и Бел. значительно больше, чем в Сос. (через Бел. проходит оживлённая транспортная магистраль).

Приводим средние значения f в Сос. по данным за 1980–1989 гг.:

	До тумана	В тумане	После тумана
Весна-лето	0,96	0,98	0,91
Осень-зима	0,95	0,97	0,94

Эти значения на 0,12–0,23 больше значений f при всех состояниях атмосферы.

Выше указано, что водяной пар на поверхности капли радиусом не меньше 1 мкм находится в насыщенном состоянии ($f = 1$). Однако такое заключение справедливо только для поверхности капли. Следует иметь в виду, что масса капель и соответственно объём, ими занимаемый, составляет очень малую часть (порядка 10^{-3}) от массы воздуха: объёмные водности тумана 10^{-1} – 10^0 г/м³, а плотность воздуха вблизи земной поверхности 1,1–1,4 кг/м³. Естественно, что относительная влажность в воздухе на некотором расстоянии от поверхности капли (а оно, по сравнению с радиусом капли, может быть очень значительным) может отличаться от 100 %, что и подтверждают данные наблюдений.

Таблица 6.13

Функция распределения $F(f \geq x)$ относительной влажности в тумане – вероятность (%) превышения фиксированных значений x (объёмы каждой выборки – от 106 до 336). Сосново. 1985–1989 гг.

	Весна-лето				Осень-зима			
	x				x			
	1,0	0,95	0,90	0,80	1,0	0,95	0,90	0,80
До начала тумана	14	83	95	98	25	71	91	98
В тумане	34	95	99	100	35	87	96	100
После тумана	10	50	68	88	25	59	83	96

Вероятность насыщенного пара ($f = 1$) в тумане, согласно табл. 6.13, значительно (до 3 раз и более) больше, чем в дымке.

В самом тумане в подавляющем большинстве случаев (96–99 %) относительная влажность превышает 0,90, но всё же, как правило, меньше 1,0.

Влияние города на поле влажности, а через него и на формирование туманов и дымок, было выявлено путём сравнения T , e , f в СПб и Бел. для тех случаев, когда в Бел. наблюдался туман или дымка, а в СПб они отсутствовали. Согласно выборке, включавшей для лета 84 таких случая, разность $\Delta T \geq 0$ в 83 %, а $\Delta e \geq 0$ в 60 % случаев.

В 89 % случаев разность $\Delta f \leq 0$ – относительная влажность в городе меньше, чем вне его.

Осенью по данным выборки, включавшей 24 случая при таких же условиях (в Бел. – туман или дымка, в СПб их нет) значения $\Delta T \geq 0$ и $\Delta e \geq 0$ наблюдались в 96 и 75 % соответственно, а разность $\Delta f \leq 0$ – в 93 % случаев.

Приведённые данные достаточно убедительно свидетельствуют о том, что основной причиной рассеяния или уменьшения интенсивности тумана (дымки) и, как следствие, сокращение числа их в городе по сравнению с его окрестностями служит уменьшение относительной влажности в городе под влиянием повышения температуры.

Следует обратить внимание на одну немаловажную особенность туманов, равно как дымок, облаков и даже осадков: они исключительно чувствительны к изменению температуры, а также к содержанию водяного пара.

Поскольку водяной пар в тумане насыщен, то при повышении температуры часть жидкой воды должна испариться, а водность тумана уменьшиться. Обозначая через ΔE приращение давления водяного пара, необходимое для сохранения состояния насыщения при повышении температуры на ΔT , по уравнению Клаузиуса – Клапейрона будем иметь

$$\Delta E = LE\Delta T / (R_n T^2), \quad (6.1)$$

где L – удельная теплота парообразования; R_n – газовая постоянная водяного пара.

Соответствующие ΔE повышение абсолютной (объёмной) влажности $\Delta a_m = 217\Delta E/T$ и равное ему уменьшение объёмной (абсолютной) водности тумана $(\delta^*)' = -b\Delta T$.

Если под влиянием притока водяного пара (турбулентного, адвективного, конвективного) давление пара увеличивается на Δe , то объёмная водность тумана возрастает на $(\Delta \delta^*)'' = a \Delta e$.

При одновременном изменении e и T на Δe и ΔT водность тумана изменяется на

$$\Delta \delta^* = a \Delta e - b \Delta T. \quad (6.2)$$

Здесь $a = 217/T$; $b = 217LE/(R_n T^3)$, Δe – в гПа, $\Delta \delta^*$ – в г/м³.

Коэффициент b для различных интервалов температуры равен следующим значениям:

$T^\circ\text{C}$	$-25 \div -15$	$-15 \div -5$	$-5 \div 5$	$5 \div 15$	$15 \div 25$
$b, \text{г}/(\text{м}^3 \cdot ^\circ\text{C})$	0,087	0,184	0,352	0,661	1,119

При температуре выше -15°C повышение её только на $0,5^\circ\text{C}$ приведёт к уменьшению водности тумана от 0,09 (при $T \sim -10^\circ\text{C}$) до $0,55 \text{ г}/\text{м}^3$ (при $T \sim 20^\circ\text{C}$).

В реальных условиях при соответствующих температурах водность тумана, особенно слабого, как правило не превышает этих значений. Это означает, что повышение температуры воздуха в городе только на $0,3 - 0,5^\circ\text{C}$ приведёт к рассеянию тумана. При одном и том же ΔT водность тумана уменьшается тем больше, чем выше сама температура. Именно вследствие этого летом особенно резко уменьшается, по сравнению с другими сезонами, число и продолжительность туманов в СПб относительно Бел. и Сос., хотя разность ΔT в дневные сроки летом значительно меньше, чем в другие сезоны года.

Литература

1. Карлин Л.Н., Матвеев Л.Т. Туманы и дымки в большом городе. // Оптика атмосферы и океана. 1998. №8. С. 843–851.
2. Смит К. Основы прикладной метеорологии. Пер. с англ. // Под ред. Л.Т. Матвеева. Л.: Гидрометеиздат. 1978. 423 с.
3. Рамад Ф. Основы прикладной экологии. Пер. с фр. // Под ред. Л.Т. Матвеева. Л.: Гидрометеиздат. 1987. 380 с.
4. Розенберг Г. Сумерки. М.: Физматгиз. 1963. 380 с.
5. Климат, погода, экология. Москва. // Под ред. Ф.Я. Клинова. СПб.: Гидрометеиздат. 1995. 437 с.
6. Матвеев Л.Т. Особенности метеорологического режима большого города. // Метеорология и гидрология. 1979. №5. С. 20–27.
7. Владимиров А.М., Ляхин Ю.И., Матвеев Л.Т., Орлов В.Г. Охрана окружающей среды. Л.: Гидрометеиздат. 1991. 421 с.

7. ВЛИЯНИЕ МЕЗОМАСШТАБНЫХ И СИНОПТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ПОЛЯ ОБЛАКОВ И ОСАДКОВ

7.1. Роль основных факторов в образовании и суточных колебаниях облаков

Принято считать, что кучевообразные (конвективные) облака наиболее часто образуются в дневную половину суток. С целью получения ответа на этот и более важный вопрос – под влиянием каких факторов образуются облака? – выполнен анализ распределений количества облаков, определенных по восьмисрочным ежедневным наблюдениям в Петербурге (СПб), Белогорке (Бел.) и Сосново (Сос.) весной и летом 1976 г., в марте 1978 – 1980 гг. и за четыре летних месяца в 1977 – 1979 гг.

Прежде всего, обратим внимание на то, что облака любого количества (балла) образуются не только в дневную, но и в ночную части суток. Днем облака возникают под влиянием неустойчивой термической стратификации приземного слоя атмосферы (термический фактор) и восходящего движения синоптического масштаба (динамический фактор). Последний однозначно связан с областями пониженного давления (циклонами и ложбинами) и поэтому равновероятен как ночью, так и днем. Днем под влиянием динамического фактора облаков образуется столько же, сколько и ночью. Поэтому если составить разность между числом облаков днем (N_d) и ночью (N_n), отнесенную к их числу за сутки ($N_d + N_n$):

$$P = (N_d - N_n) / (N_d + N_n),$$

то она будет характеризовать вклад термического фактора в формирование облака.

Первая выборка включает наблюдения за количеством облаков в марте 1978 – 1980 гг. Осредненные по всем трем пунктам данные о повторяемости каждого балла облаков представлены в табл. 7.1, а повторяемости групп облаков в каждом пункте – в таблицах 7.2 и 7.3.

С учетом того, что максимум температуры и других метеовеличин сдвинут на 2 – 3 ч относительно местного полдня, к дневной половине суток отнесены наблюдения в 09, 12, 15 и 18 ч, к ночной – в 21, 00, 03 и 06 ч московского декретного (зимнего) времени (по местному времени в СПб – на 1 ч меньше). Поскольку сдвиг по фазе

нередко превышает 2–3 ч, то, наряду с указанным делением на день и ночь (I), в порядке сравнения к дневной части суток отнесены сроки 12, 15, 18 и 21 ч, к ночной – 00, 03, 06 и 09 ч (II). Можно, например, указать, что температура воздуха в 21 ч, как правило (особенно летом), выше, чем в 09 ч, из чего следует, что срок 21 ч более целесообразно отнести к дневной половине. Однако применительно к облакам существенного различия в их характеристиках за день и ночь при том и другом делении суток не наблюдается. Во всяком случае, какой-либо общей закономерности (изменения в одну сторону) при переходе от I к II из данных таблиц 7.1–7.3 не следует.

Приведенное в таблицах 7.1–7.3 распределение количества облаков (n) согласуется с хорошо известной закономерностью: при наземных наблюдениях в фиксированном пункте максимумы повторяемости (плотности распределения n) приходятся на 0 (ясное небо) и 10 баллов (сплошная облачность) облаков. Так, в среднем за сутки и по всем трем пунктам при делении суток I повторяемость 0 баллов составляет 25,6 и 43,8 %, повторяемость 10 баллов – 56,8 и 46,2 % по общей и нижней облачности соответственно (для сравнения: при делении суток II: повторяемость 0 баллов – 25,4 и 43,2; 10 баллов – 55,9 и 45,8 %, т.е. различие между I и II не выходит за 1 %).

Таблица 7.1

Повторяемость (%) количества облаков и параметр Р (%) по данным, осредненным для Петербурга, Белогорки и Сосново. Март 1978 – 1980 гг.;
числитель – общая облачность, знаменатель – нижняя облачность.

д – день, н – ночь. I – день (09 + 12 + 15 + 18); II – день (12 + 15 + 18 + 21).

Объем каждой выборки – от 1109 до 1116

		Балл облачности										
		0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
I	д	17,7	1,2	4,2	3,3	3,4	1,5	3,6	0,8	3,4	1,1	59,4
		41,3	0,8	1,8	1,2	1,2	1,9	3,5	0,6	1,9	0,2	46,5
	н	33,6	0,4	2,1	2,2	3,1	1,1	1,4	0,8	1,9	0,4	54,2
		46,3	0,2	0,8	1,0	0,9	0,8	1,7	0,4	1,1	0,4	46,0
	Р%	–31	50	33	20	5	15	44	0	28	47	5
		–6	60	38	9	14	41	35	20	27	–33	0,5
II	д	18,5	1,2	4,2	3,5	3,5	2,3	2,9	1,0	3,6	1,8	58,4
		43,3	1,0	2,3	1,1	1,8	1,8	2,6	0,6	1,8	0,2	44,8
	н	32,3	0,4	1,8	1,9	3,1	0,8	1,5	0,4	2,1	0,3	53,4
		43,2	0,1	1,1	1,1	1,1	0,4	1,4	0,4	1,5	0,1	46,9
	Р%	–27	50	40	30	6	16	32	43	26	71	4
		0	82	35	0	24	64	30	20	9	33	–2

Таблица 7.2

Повторяемость (%) различных групп облаков и параметр P (%)
 1978 – 1980 гг. (март), д – день (09+12+15+18), н – ночь (21+00+03+06).
 Объем каждой выборки 370 – 372

Пункт		Балл облачности														
		0			1 – 3			4 – 6			7 – 9			10		
		д	н	P%	д	н	P%	д	н	P%	д	н	P%	д	н	P%
СПб	общ.	14,8	34,1	-39	8,4	2,4	68	7,0	5,1	16	8,1	3,7	37	61,7	55,6	5
	ниж.	45,9	50,1	-4	3,5	1,4	43	4,0	1,2	54	3,0	1,8	25	43,5	45,6	-2
Бел.	общ.	20,9	29,1	-16	9,6	5,7	14	5,8	-7,9	-15	7,2	5,8	11	53,5	51,2	2
	ниж.	40,1	42,5	-3	4,3	2,4	28	4,9	4,0	10	2,7	2,0	15	49,5	48,1	1
Сос.	общ.	17,5	32,5	-30	9,2	6,9	14	9,6	4,0	41	0,8	0,6	14	62,9	55,9	6
	ниж.	37,9	46,2	-10	5,3	2,2	41	7,8	5,1	21	2,5	2,1	9	46,5	44,5	2

Таблица 7.3

Повторяемость (%) различных групп облаков и параметр P (%)
 1978 – 1980 гг. (март), д – день (12+15+18+21), н – ночь (00+03+06+09). Объем
 каждой выборки 370 – 376

Пункт	Балл облачности															
	0			1 – 3			4 – 6			7 – 9			10			
	д	н	P	д	н	P	д	н	P	д	н	P	д	н	P	
СПб	общ.	18,5	32,7	-28	7,4	2,4	51	7,4	5,3	17	6,7	4,4	21	59,9	56,3	4
	ниж.	49,1	41,2	8,7	3,9	1,6	42	3,1	2,1	19	2,9	1,3	38	40,9	47,4	-7
Бел.	общ.	17,9	28,7	-23	11,5	3,8	50	9,5	6,5	19	8,8	3,7	41	54,3	56,7	-2
	ниж.	40,3	40,8	-0,6	4,9	2,5	32	5,9	2,1	48	2,9	3,2	-5	7,1	52,3	-5
Сос.	общ.	19,1	35,5	-30	11,0	6,1	29	9,7	4,7	35	0,8	0,5	23	61,0	56,0	4
	ниж.	40,3	47,7	-8,4	4,5	2,7	25	7,2	4,7	21	1,9	2,5	-14	46,5	42,7	4

На все другие значения n приходится только 17,6 % по общей и 10 % по нижней облачности (при делении II: 18,7 и 11 % соответственно), при этом нет четко выраженного минимума повторяемости.

Наша главная цель – сравнить количество облаков и распределение их в ночное и дневное время суток. Отмеченный выше U-образный характер распределения n справедлив также для дня и ночи.

Вероятность появления облаков (любой балльности) составляет по общей облачности 82 % днем и 66 % ночью, по нижней – 59 % днем и 54 % ночью (по отношению к общему числу наблюдений).

Оценить роль термического фактора в образовании облаков позволяет введенный выше параметр P . Приводим значения $P(\%)$, характеризующие совокупное влияние термического (радиационного) фактора на все облака (любой балльности) при делении суток I и II:

		СПб	Бел.	Сос.	Три пункта
I	общ.	19,3	5,5	10,0	10,7
	ниж.	4,0	2,0	7,2	4,4
II	общ.	9,5	7,1	11,3	9,2
	ниж.	-7,0	0	6,6	0

По этим данным наибольшее влияние термический фактор оказывает на общую облачность. При делении суток II образование нижних облаков практически равновероятно как днем, так и ночью.

При оценке параметра P для каждого балла и групп облаков отметим, что он изменяется в достаточно широких пределах. Повторяемость (%) параметра P по данным таблиц 7.1 – 7.3 составляет (объем выборок 44):

P %	< 0	0 – 10	10 – 20	20 – 30	30 – 40	40 – 50	> 50
I	7	25	23	11	9	16	9
II	14	16	11	20	16	14	9

Наименьших значений параметр P достигает при сплошной облачности (каковой наиболее часто является кучево-дождевая, слоисто-дождевая и слоисто-кучевая): по данным таблиц 7.1 – 7.3 значение P для нее не превышает 6 %, к тому же пять значений (из 16) меньше нуля (днем облака образуются реже, чем ночью). Подчеркнем, что очень близки к этим P значения этого параметра для осадков (общих и ливневых).

По поводу облаков от 1 до 9 баллов прежде всего отметим, что повторяемость их, по сравнению с 10 баллами, достаточно мала: не превышает 3–4 %. Однако и эти облака наблюдаются не только днем, но и ночью. Значения параметра P для этих облаков практически во всех случаях больше, чем для сплошной облачности. Тем не менее лишь в четырех случаях (из 36) по данным для каждого балла (табл. 7.1) и в трех случаях (из 36) для групп облаков (таблицы 7.2 и 7.3) параметр P превышает 50 %, в основном для нижних облаков в 1 б, что представляется вполне естественным: для кучевых облаков хорошей погоды (Cu hum) роль термического фактора более значительна, чем для других форм облаков. К тому же большие значения P наблюдаются для облаков с малой повторяемостью: в этих случаях велика погрешность расчета P . В большинстве случаев (в 21 из 36) для групп облаков (таблицы 7.2 и 7.3) и в 18 случаях из 36 для каждого балла (табл. 7.1) роль термического фактора не

превышает 30 %: $P \leq 30$ %. Влияние термического фактора в образовании облаков любого балла не превосходит 50 % в 91 % случаев.

С учетом большого веса сплошной облачности и малых значений P для нее, суммарная роль термического фактора при делении I составляет 10,7 % по общей и 4,4 % по нижней облачности (при делении II соответственно 9,2 % и 0).

По СПб и Бел. выполнен анализ распределения облаков не только за март, но и за другие весенние месяцы.

Сведения о повторяемости ясного неба, сплошной облачности и групп облаков 1–3, 4–6 и 7–9 баллов весной 1976 г. приведены в табл. 7.4.

Таблица 7.4

**Повторяемость (%) групп облаков и параметр P (%) в СПб и Бел.
Весна 1976 г. (д – день, н – ночь). Объем каждой выборки – 368**

Пункт	Группы облаков, баллы														
	0			1–3			4–6			7–9			10		
	д	н	P	д	н	P	д	н	P	д	н	P	д	н	P
Нижняя облачность															
СПб	46	51	–5	7,1	2,7	44	8,4	1,9	63	4,1	1,6	43	35	43	–11
Бел.	38	53	–16	13	7,1	31	14	6,8	35	7,1	1,9	58	27	31	–7
Общая облачность															
СПб	17	30	–28	6,5	6,0	4	4,6	5,0	3	8,4	3,5	41	64	56	7
Бел.	15	31	–33	12	13	–1	10	6,5	21	15	7,3	33	48	43	5

Как и в марте 1978 – 1980 гг., весной 1976 г. параметр P мал (меньше 10 %, а по нижней облачности даже отрицателен) для 10 баллов.

Приводим средние (по всем группам облаков) значения параметр P (%) за весну 1976 г.:

	Нижняя	Общая
СПб	4,5	8,5
Бел.	13,5	9,9

Среди представленных в табл. 7.4 значений P 22 % по нижней и 29 % по общей меньше нуля. Наиболее часто, как в СПб, так и в Бел., наблюдаются два состояния: ясное небо и сплошная облачность. Повторяемость каждого балла (от 1 до 9) заключена между 0,3 и 2,8 % по нижней и между 0,3 и 4,3 % по общей.

Естественно предположить, что наиболее значительна роль термического фактора летом: велики потоки солнечной радиации и повторяемость неустойчивой стратификации. Сведения о повторяе-

мости (числе случаев) каждого балла облаков и групп облаков (1 – 3, 4 – 6, 7 – 9 и 10 баллов) по наблюдениям в СПб, Бел. и Сос. в течение 4 летних месяцев представлены в таблицах 7.5 и 7.6 (чтобы сохранить сведения об объеме выборок по каждому баллу облаков, в этих таблицах приведено число случаев, а не их частость, как в табл. 7.1 – 7.3).

Летом, как и весной, наиболее часто (среди всех состояний неба) наблюдаются 0 (ясное небо) и 10 баллов облаков. Вероятность сплошной облачности летом выше любого другого состояния, не исключая и «ясно».

Таблица 7.5

Суммарная (в трех пунктах) повторяемость (число случаев) и параметр P (%) каждого балла облаков. Июнь 1977, июль 1977 и 1979, август 1979 гг.; д – день (12+15+18+21), н – ночь. Объем каждой выборки – 1476

	Балл облаков										
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Нижняя облачность											
д	277	55	87	116	112	105	147	80	73	52	372
н	511	61	65	52	71	47	60	33	34	21	521
$P\%$	-30	-1	14	38	22	38	42	50	36	42	-16
Общая облачность											
д	83	35	54	70	89	57	100	74	114	120	680
н	208	61	71	68	88	24	63	48	57	56	732
$P\%$	-43	-27	-22	1	1	41	23	21	33	36	-4

Таблица 7.6

Повторяемость (число случаев) и параметр P (%) ясного неба и различных групп облаков в СПб, Бел. и Сос. Июнь 1977, июль 1977 и 1979 и август 1979 гг.; Объем каждой выборки – 488 – 496

Пункт	Группа облаков, баллы														
	0			1 – 3			4 – 6			7 – 9			10		
	д	н	$P\%$	д	н	$P\%$	д	н	$P\%$	д	н	$P\%$	д	н	$P\%$
СПб	35	83	-41	36	52	-18	55	60	-4	145	73	33	221	224	0
	ниж.	98	189	-32	73	42	27	102	52	32	93	36	44	126	173 -16
Бел.	16	73	-64	47	58	-10	96	51	31	135	74	29	198	230	-7
	ниж.	76	140	-27	79	65	10	116	52	38	90	37	42	131	198 -20
Сос.	32	52	-24	76	90	-8	95	59	23	28	13	37	261	278	93
	ниж.	103	182	-28	106	71	20	146	74	33	22	15	19	115	150 -13

Перейдя к оценке распределений n днем и ночью с помощью параметра P , приведем прежде всего значения P (%) летом для облаков всех баллов:

Облачность	СПб	Бел.	Сое.	Три пункта
Общая	5,5	6,3	2,2	4,7
Нижняя	13,1	9,3	11,4	10,8

Можно отметить: вклад радиации в образование нижней облачности более существен, чем общей. Однако весной соотношение между P по общей и нижней облачности обратное.

Параметр P , при оценке его для каждого балла и групп облаков (таблицы 7.4 – 7.5), изменяется в широких пределах. Повторяемость (%) значений P следующая (объем выборки – 44):

P , %	< 0	0 – 10	10 – 20	20 – 30	30 – 40	40 – 50
Повторяемость	32	9	7	14	25	13

Летом, по сравнению с весной, значительно больше повторяемость случаев с $P < 0$ (днем облаков меньше, чем ночью): 32 % летом против 14 % весной.

В целом же данные по весне и лету согласуются между собой. Из анализа их следует: а) облака всех форм и баллов образуются как днем, так и ночью; б) довольно значительно (от 7 до 32 %) число случаев, когда облаков ночью образуется больше, чем днем ($P < 0$); в) хотя параметр P изменяется в целом в достаточно широких пределах, средние значения его (для всех баллов облаков), а вместе с этим и вклад термического фактора в формирование облаков, не превышают 10–12 %.

Выше представлены данные о распределении облаков за летние месяцы различных лет. По СПб и Бел. выполнен анализ распределений облаков за лето фиксированного года. В табл. 7.7 приведены сведения о повторяемости ясного неба, сплошной облачности и групп облаков 1–3, 4–6 и 7–9 баллов за лето 1976 г.

Во всех случаях, кроме группы 7–9 баллов, значения параметра P не превышают 20 %.

Еще более значительные объемы использованы для определения P в г. Алексин (Тульская область). Поскольку пункт этот расположен южнее Петербурга и в более континентальной части материка, то значения параметра P , особенно по нижней облачности, здесь больше, чем на северо-западе России.

Таблица 7.7

Повторяемость (%) групп облаков, параметр P (%) в СПб и Бел. Лето 1976 г.
(д – день, н – ночь;; объем каждой выборки – 368)

Пункт	Группа облаков, баллы														
	0			1-3			4-6			7-9			10		
	д	н	P	д	н	P	д	н	P	д	н	P	д	н	P
Нижняя облачность															
СПб	20	35	-27	12	9,2	13	18	11	25	11	4,9	39	39	40	-1
Бел.	15	30	-3,3	26	19	1	21	15	17	8,4	3,0	48	36	32	5
Общая облачность															
СПб	6,3	16	-43	11	8,7	14	10	8,2	12	17	13	14	55	54	1
Бел.	3,5	14	-60	15	15	2	14	13	31	20	16	10	47	42	6

Таблица 7.8

Повторяемость (%) каждого балла облаков и параметр P в Алексине
(Тульская обл.). Лето 1980 – 1984 гг. (объем выборок за день и ночь – 1840)

	Балл облаков										
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Нижняя облачность											
День	28,8	3,3	3,8	6,8	9,1	3,6	9,1	6,5	6,6	3,3	19,1
Ночь	64,2	0,8	1,7	1,7	1,7	0,7	2,0	2,1	1,8	0,6	22,7
$P, \%$	-38	63	37	59	69	69	64	51	57	57	-8
Общая облачность											
День	10,1	1,7	3,2	4,2	6,3	1,2	8,4	6,5	9,5	7,7	41,2
Ночь	28,8	0,5	3,0	3,8	5,2	0,4	4,2	4,3	4,8	1,9	43,1
$P, \%$	-48	55	-3	5	15	47	34	20	33	60	-2

Следует, однако, подчеркнуть, что и в Алексине нет ни одного балла облаков, который не наблюдался бы ночью.

Приводим осредненные значения параметра P (%) за лето 1976 г.:

	Петербург	Белогорка	Алексин
Нижняя	10,5	9,9	4,5
Общая	5,3	5,7	11,6

Вклад радиационно-термического фактора в формирование облаков в целом, согласно этим данным, не превышает 10–12 %

Остановимся еще на таком вопросе: насколько часто наблюдаются одинаковые значения количества облаков в двух или трех пунктах в один и тот же момент времени?

Согласно табл. 7.9, общее число одинаковых (при делении облаков на группы) синхронных состояний атмосферы достаточно высокое: 60–73 % – в двух и 48–57 % в трех пунктах. Однако абсо-

люютное большинство таких состояний относится к сплошной облачности или безоблачной атмосфере (табл. 7.10).

Видно, что на 10 баллов и 0 баллов в совокупности приходится днем 95–97 %, а ночью 98–99 % состояний атмосферы. На все другие группы облаков (1–3, 4–6 и 7–9) приходится менее 1–5 %. Если при этом оценивается обстановка по каждому баллу облаков (от 1 до 9), то число совпадений исчисляется единицами (для СПб – Бел. по 2 случая по нижней и общей облачности, для СПб – Сос. – 2 случая по нижней и 4 по общей). Но и для групп облаков (1–3, 4–6 и 7–9) вероятность одинаковых состояний не превышает 2 – 3%. Так, повторяемость групп 1–3 и 4–6 в СПб – Сос. составляет днем 2,8 и 2,0 % по общей облачности, 1,6 и 1,2 % по нижней; в СПб – Бел. днем повторяемость группы 7–9 баллов – 1,6 % по общей и 1,2 % по нижней облачности. Для других групп днем, а ночью – для всех групп облаков повторяемость не превышает 0,8 %.

Таблица 7.9

Отношение числа одинаковых состояний атмосферы к общему числу наблюдений. Март 1978–1980 гг. (объем каждой выборки – 372)

Пункт	Нижняя облачность		Общая облачность	
	день	ночь	день	ночь
СПб – Бел.	0,72	0,73	0,72	0,73
СПб – Сос.	0,67	0,70	0,68	0,70
Бел. – Сос.	0,60	0,67	0,68	0,67
СПб – Бел. – Сос.	0,48	0,57	0,48	0,57

Синхронные одинаковые (по количеству облаков) состояния атмосферы в трех пунктах (СПб – Бел. – Сос.) наблюдаются только в случаях сплошной облачности и безоблачной атмосферы (табл. 7.10). Отношение числа таких состояний к общему числу наблюдений составляют: 0,31 для 10 баллов нижней и 0,40 для общей облачности как днем, так и ночью. Эти данные подтверждают уже сделанный ранее вывод: сплошная облачность одновременно наблюдается в трех пунктах одинаково часто как днем, так и ночью.

Согласно табл. 7.11, летом отношение числа одинаковых синхронных состояний атмосферы (по количеству облаков) к общему числу наблюдений в двух и трех пунктах, по сравнению с весной, значительно меньше. Соответственно летом несколько больше вероятность других (кроме 0 и 10 баллов) групп облаков: она колеблется между 2–5 и 10–15 %. Тем не менее и летом преобладают сплошная

облачность и отсутствие облаков. Согласно данным табл. 7.12, велика повторяемость облачности 10 баллов: по общей облачности в двух пунктах она колеблется между 63 и 83 %, в трех – между 89 и 92 %. Совокупная доля 0 и 10 баллов заключена по общей облачности между 71 и 90 % в двух и 95 и 97 % в трех пунктах, по нижней – между 73 и 95 % в двух и между 90 и 99 % в трех пунктах. Среди групп облаков несколько чаще других наблюдается группа 1–3 балла, реже – 7–9 баллов (хотя встречаются и отдельные исключения).

Таблица 7.10

Повторяемость (%) ясного неба и сплошной облачности относительно числа одинаковых состояний атмосферы. Март 1978 – 1980 гг.

Пункт	Нижняя облачность				Общая облачность			
	день		ночь		день		ночь	
	0	10	0	10	0	10	0	10
СПб – Бел.	47	50	51	48	14	84	40	59
СПб – Сос.	47	50	50	49	15	80	32	66
Бел. – Сос.	37	60	44	54	18	76	32	66
СПб – Бел. – Сое.	35	65	46	54	17	83	31	69

Таблица 7.11

Отношение числа одинаковых состояний атмосферы к общему числу наблюдений. Два летних месяца 1977–1978 гг. (объем каждой выборки – 248)

	Время суток	Пункт			
		СПб – Бел.	СПб – Сос.	Бел. – Сос.	СПб – Бел. – Сос.
Нижняя облачность	день	0,39	0,37	0,25	0,25
	ночь	0,47	0,41	0,36	0,27
Общая облачность	день	0,41	0,41	0,29	0,25
	ночь	0,42	0,41	0,36	0,25

Таблица 7.12

Повторяемость (%) одинаковых синхронных состояний атмосферы (по количеству облаков) относительно общего числа их в двух и трех пунктах. Два летних месяца 1977–1978 гг. (объем каждой выборки – 248)

		Общая облачность, баллы					Нижняя облачность, баллы				
		0	1–3	4–6	7–9	10	0	1–3	4–6	7–9	10
СПб – Бел.	д	18	3	3	10	66	33	2	11	14	40
	н	18	5	5	9	63	47	4	0	1	48
СПб – Сос.	д	8	5	3	3	81	45	6	13	1	35
	н	12	3	6	1	78	60	3	6	1	30
СПб – Бел. – Сос.	д	5	3	0	0	92	37	3	5	2	53
	н	6	3	2	0	89	64	1	0	0	35
Бел. – Сос.	д	6	14	0	5	75	48	7	16	3	26
	н	6	8	3	0	83	56	5	6	0	33

Таблица 7.13

Вероятность (%) одинаковых синхронных состояний атмосферы в
Петербурге и Белогорке. 1976 г. (объем каждой выборки – 368)

Сезон	Время суток	Группа облаков, баллы									
		0		1–3		4–6		7–9		10	
		ниж.	общ.	ниж.	общ.	ниж.	общ.	ниж.	общ.	ниж.	общ.
Весна	день	30	12	3,0	4,1	1,4	1,6	0,3	3,0	23	44
	ночь	40	21	1,1	2,2	0,3	–	–	0,5	28	41
Лето	день	10	1,4	3,3	5,2	7,6	4,3	2,4	7,1	27	40
	ночь	18	8,2	2,7	3,8	1,9	1,6	0,5	3,0	23	35

По наблюдениям 1976 г. оценена вероятность одинаковых синхронных состояний в СПб и Бел. не только за отдельные месяцы (как в табл. 7.9 и 7.11), но за весну и лето в целом (табл. 7.13). По этим данным также наиболее часто одновременно наблюдаются 0 и 10 баллов: весной по нижней облачности в 53 % днем и 68 % ночью, летом – в 37 и 41 % соответственно; других состояний (групп облаков): по нижней облачности в 13,3 % днем и 5,1 % ночью.

Обратим в заключение внимание на повторяемость ясной погоды на северо-западе России. Сравнение табл. 7.2 и 7.4 с табл. 7.5 – 7.7 показывает, что в СПб, Бел. и Сос. ясное небо наблюдается весной чаще (до 2–3 раз), чем летом. Об этом же свидетельствуют и данные табл. 7.13. Если еще учесть, что, наряду с прямой радиацией, весной более значителен поток отраженной (вне СПб, прежде всего, от снега) радиации, то становится очевидным: условия для облучения и загара (во время, например, ходьбы и гонок на лыжах) весной более благоприятны, чем летом.

7.2. Влияние антропогенных факторов на поле облаков

Образование и развитие облаков тесно связано с полями температуры и влажности воздуха. Вследствие этого нельзя исключить того, что большой город с его особенностями режимов температуры и влажности оказывает влияние и на поле облаков.

В первой части обсуждены, следуя [1], данные ежедневных 8-срочных наблюдений за количеством общей облачности в период с 1975 по 1979 г. в Петербурге (СПб) и поселке Белогорка (Бел.), а также за отдельные годы в поселке Сосново (Сос.).

Во второй части анализируются среднемесячные значения количества нижних облаков в тех же пунктах (СПб и Бел.) за 20-летний период (1975–1994 гг.).

Как и для других метеовеличин, анализу подвергнута разность $\Delta n = n_{\text{СПб}} - n_{\text{Бел}}$ между количествами облаков в СПб ($n_{\text{СПб}}$) и Бел. ($n_{\text{Бел}}$).

Таблица 7.14

Функция распределения F (%) разности $\Delta n = n_{\text{СПб}} - n_{\text{Бел}}$ количества общей облачности, N — объем выборки

Сезон	$\Delta n \leq$, баллы													N
	-10	-8	-6	-4	-2	-1	0	1	2	4	6	8	10	
Зима	2	3	5	8	12	14	82	84	88	91	94	97	100	3608
Лето	1	2	5	9	19	27	67	75	81	91	96	99	100	3680

Согласно табл. 7.14, в которой представлена функция распределения F разности Δn , количество облаков в СПб может существенно отличаться от n в Бел., вплоть до того, что в 4 % случаев зимой и в 2 % летом в одном из пунктов ясно, а в другом — сплошная облачность. На 5 баллов и более количество облаков в СПб отличается от n в Бел. в 13 % случаев зимой и летом. Повторяемость (%) разности для различных градаций Δn такова:

Сезон	-10÷-6	-5÷-3	-2÷-1	0	1÷2	3÷5	6÷10
Зима	5	4	5	68	6	5	8
Лето	5	8	14	40	14	12	7

Зимой, когда преобладают слоистообразные облака, наиболее часто (в 68 % случаев) в том и другом пункте одновременно наблюдается одинаковое количество облаков ($\Delta n = 0$). Летом за счет конвективных облаков повторяемость разности Δn , равной нулю, существенно меньше — только 40 %. Однако как зимой, так и летом повторяемость положительных Δn лишь на несколько процентов больше повторяемости $\Delta n < 0$: на 4 % — зимой и на 6 % — летом.

Сравним еще повторяемости (%) Δn в дневную и ночную части суток:

Градации Δn , баллы

Время суток	-10÷-6	-5÷-3	-2÷-1	0	1÷2	3÷5	6÷10
Зима							
Ночь	6	4	4	70	4	3	9
День	4	5	6	65	8	6	6
Лето							
Ночь	6	9	12	41	12	11	9
День	4	8	15	38	17	13	5

Зимой повторяемость $\Delta n > 0$ больше повторяемости $\Delta n < 0$ на 4 % ночью и на 5 % днём, летом – соответственно 5 и 8 %. Значения Δn также близки ночью и днём.

Наряду с разностями Δn для синхронных значений количества облаков предпринята попытка исследовать разность $\Delta n = n(0) - n(\tau)$ между значениями n , разделёнными интервалом времени τ . Эта разность увязана с направлением скорости ветра. Высказана гипотеза: если ветер, например, южный, то по истечении времени τ воздушный поток принесет в СПб облака, которые наблюдались в начальный момент в Бел. Это означает, что разность $n_{\text{Бел.}}(0) - n_{\text{СПб}}(\tau)$ между количеством облаков в Бел. в начальный момент ($n_{\text{Бел.}}(0)$) и количеством облаков в СПб в момент времени τ ($n_{\text{СПб}}(\tau)$) должна быть меньше, чем та же разность в начальный момент или та же разность при другом направлении ветра.

Такие выборки составлены для южного и северного направлений ветра (отклонение ветра от 180 и 0° не превышало 22,5°). Выбранные пункты (Бел., СПб и Сос.) расположены практически на одном меридиане (30° в.д.), Бел. – южнее СПб, а Сос. – севернее СПб.

Результаты расчета повторяемости Δn для нескольких градаций вблизи $\Delta n = 0$ представлены в табл. 7.15. В левой половине таблицы выписаны разности, на которых в случае справедливости гипотезы должно сказаться влияние переноса облаков, а в правой – разности, на которые перенос не оказывает влияния.

Нетрудно видеть, что приведенные в табл. 7.15 данные не подтверждают гипотезу о влиянии переноса на количество облаков. В самом деле, все значения повторяемости при τ , равных 3 и 6 ч, при существенном влиянии переноса должны быть больше, чем при $\tau = 0$. С одной стороны, соотношение между указанными значениями повторяемости – обратное (исключение составляют только 3 случая из 48), а с другой – повторяемости в правой половине табл. 7.15 практически не отличаются от левой.

По поводу полученного результата следует сделать следующее замечание. Хорошо известно, что поля облаков переносятся воздушными потоками. Этот перенос лежит в основе прогноза облаков и осадков. Однако это переносы крупномасштабных полей облаков (фронтальных, циклона в целом), к тому же чаще всего полей сплошной облачности.

Таблица 7.15

Повторяемость (%) разностей между количеством облаков в СПб ($n_{СПб}$),
Сос. ($n_{Сос.}$) и Бел. ($n_{Бел.}$), 1979 г. Лето

τ, ч	Градации Δn, баллы				Градации Δn, баллы				N
	0	-1÷1	-2÷2	-3÷3	0	-1÷1	-2÷2	-3÷3	
Северный ветер									
$n_{\text{Coc.}}(0) - n_{\text{СПб}}(\tau)$					$n_{\text{СПб}}(0) - n_{\text{Coc.}}(\tau)$				94
0	47	52	63	72	47	52	63	72	
3	43	51	58	67	42	50	57	64	
6	28	32	40	47	33	37	42	49	
$n_{\text{СПб}}(0) - n_{\text{Бел.}}(\tau)$					$n_{\text{Бел.}}(0) - n_{\text{СПб}}(\tau)$				94
0	46	56	65	73	46	56	65	73	
3	40	49	58	64	43	54	64	75	
6	36	42	51	61	46	53	58	68	
$n_{\text{Coc.}}(0) - n_{\text{Бел.}}(\tau)$					$n_{\text{Бел.}}(0) - n_{\text{Coc.}}(\tau)$				94
0	46	55	66	73	46	55	66	73	
3	43	51	59	70	44	50	60	70	
6	48	57	63	69	42	45	52	57	
Южный ветер									
$n_{\text{СПб}}(0) - n_{\text{Coc.}}(\tau)$					$n_{\text{Coc.}}(0) - n_{\text{СПб}}(\tau)$				50
0	26	38	50	58	26	38	50	58	
3	15	25	37	42	12	26	40	49	
6	10	20	26	42	26	32	45	48	
$n_{\text{Бел.}}(0) - n_{\text{СПб}}(\tau)$					$n_{\text{СПб}}(0) - n_{\text{Бел.}}(\tau)$				50
0	40	48	64	78	40	48	64	78	
3	29	36	53	65	22	34	51	55	
6	25	28	37	46	23	32	48	48	
$N_{\text{Coc.}}(0) - n_{\text{СПб}}(\tau)$					$n_{\text{СПб}}(0) - n_{\text{Coc.}}(\tau)$				50
0	30	40	48	60	30	40	48	60	
3	24	44	49	54	29	41	48	57	
6	13	25	31	37	25	37	46	49	

В нашем случае рассматриваются мезомасштабные поля (горизонтальный размер – десятки километров), к тому же оценивается влияние переноса на каждый балл облаков. Совершенно естественно, что если даже облачность вновь не образуется, она в процессе переноса трансформируется, обеспечивая переход одних облаков в другие.

Насколько этот процесс существен, видно из табл. 7.16. В ней представлены сведения о вероятности сохранения фиксированной градации количества облаков n_0 и вероятности перехода этого n_0 в

другие градации $n(t)$ по истечении различных интервалов времени t от исходного момента (когда было зафиксировано n_0).

Уже через 3 ч количество облаков существенно изменяется. Только безоблачное состояние ($n_0 = 0$) и сплошная облачность ($n_0 = 10$ баллов) через 3 ч сохраняются с вероятностью 65 и 52 %. В последующем эта вероятность уменьшается (особенно при $n_0 = 10$ баллов).

Вероятность сохранения других градаций (1–3 баллов, 4–6 баллов) составляет всего лишь 20–30 %. Вероятности перехода n_0 в другие градации близки между собой, особенно через 24 ч. Так, вероятности перехода безоблачного состояния ($n_0 = 0$ баллов) в градации 1–3, 4–6 и 10 баллов через 24 ч составляют 15, 19 и 16 % соответственно; перехода $n_0 = 4–6$ баллов в градации 0, 1–3 и 10 баллов – 23, 24 и 23 % и перехода $n_0 = 10$ баллам в градации 0, 1–3 и 4–6 баллов – 29, 16 и 22 %.

Таблица 7.16

Вероятность (%) сохранения и перехода количества облаков n в другие градации. Сосново, 1979 г. Лето, N – объем выборки

Исходное n_0 , баллы	$n(t)$, баллы	$t, \text{ч}$					N
		–12	3	6	12	24	
0	0	45	65	56	44	49	268
	1–3	19	13	16	17	15	
	4–6	19	10	12	20	19	
	7–9	1	1	2	2	1	
	10	11	16	14	17	16	
1–3	0	35	30	34	38	31	137
	1–3	17	33	25	18	24	
	4–6	24	23	23	21	20	
	7–9	1	0	1	1	2	
	10	23	14	17	22	23	
4–6	0	34	20	25	31	23	157
	1–3	18	18	19	22	24	
	4–6	21	40	33	21	27	
	7–9	3	3	1	0	3	
	10	24	19	22	26	23	
7–9	0	42	25	18	25	36	12
	1–3	8	25	9	8	0	
	4–6	0	25	18	42	36	
	7–9	8	8	18	8	0	
	10	42	17	36	17	28	
10	0	27	12	19	28	29	162
	1–3	18	14	16	20	16	
	4–6	26	20	25	25	22	
	7–9	1	2	1	3	2	
	10	28	52	39	24	31	

Приводим значения повторяемости (%) различных градаций n_0 за три сезона 1979 г.

Сезон	Исходное n_0 , баллы				
	0	1-3	4-6	7-9	10
Весна ($N=736$)	45	11	6	2	36
Лето ($N=736$)	36	19	2	2	22
Осень ($N=736$)	20	8	10	1	61

В теплую половину года (весна, лето) повторяемость ясного неба более значительна, чем повторяемость сплошной облачности, в холодную (осень, зима) – соотношение между этими повторяемостями обратное. Для данной выборки особенно велика повторяемость ясного неба в мае и июне: она равна 53 и 49 % соответственно, повторяемость 10 баллов в эти месяцы составляет 21 и 13 %.

Поскольку анализируются данные наземных наблюдений, то полученное распределение количества облаков U -образное, характерное для малых площадей обзора [2]: максимумы повторяемости приходятся на 0 и 10 баллов. Повторяемость всех других значений n существенно меньше повторяемости 0 и 10 баллов (приведенные выше повторяемости 1-3 и 4-6 баллов для сравнения с 0 и 10 баллов следует разделить на три). Особенно ничтожно мала повторяемость градаций 7-9 баллов: она не превышает 0,3-0,6 % на 1 балл из этой градации.

В связи с этим отметим, что нередко приводимая в справочниках повторяемость 8-10 баллов практически совпадает с повторяемостью 10 баллов. U -образное распределение количества облаков характерно не только для исходных значений (n_0), но и для тех выборок, которые формируются при фиксированном n_0 через различные интервалы времени. При этом сохраняется отмеченная выше особенность: летом, согласно табл. 7.16, повторяемость безоблачного состояния ($n = 0$) больше повторяемости 10 баллов. В этом нет ничего неожиданного в отношении облаков, появляющихся после ясного неба ($n_0 = 0$): при всех t повторяемость $n(t)$, равных 0 баллов, в несколько раз (от 2,5 до 6) больше повторяемости $n(t) = 10$ баллам – сказывается влияние инерционности процесса. В течение 3-6 ч инерционность оказывает влияние на распределение $n(t)$ и при исходной сплошной облачности ($n_0 = 10$ баллов): повторяемость $n(t) = 10$ баллам при t , равных 3 и 6 ч, в 4 и 2 раза больше повторяемости $n(t) = 0$ баллов. Однако уже через 12 и 24 ч повторяемость

0 баллов практически не отличается от повторяемости 10 баллов. Такая же закономерность справедлива для выборок $n(t)$, сформировавшихся при фиксированных n_0 , равных 1–3 и 4–6 баллов.

Такая трансформация распределения $n(t)$ объясняется влиянием поля температуры на поле облаков: в теплую половину года преобладает повышение температуры над ее понижением, что способствует рассеянию облаков и позволяет сформулировать еще один важный вывод. Для этого нужно сравнить при различных n_0 распределения $n(t)$ при t , равных 12 и 24 ч. Эти распределения $n(t)$, особенно при $n_0 = 0$ и $n_0 = 10$ баллам, практически совпадают. Это означает, что существенного влияния на поле облаков в фиксированной точке (области) суточные колебания температуры и термической устойчивости не оказывают.

В самом деле, предположим (следуя традиции), что большая часть конвективных облаков градаций 1–3 и 4–6 баллов образовалась днем через 12 ч после безоблачного состояния ночью (на долю таких облаков, согласно табл. 7.16, приходится 17 и 20 %). Но в таком случае в последующие 12 ч, за счет перехода от дня к ночи, эти облака должны рассеяться и, таким образом, при определяющем влиянии термической стратификации, через 24 ч от исходного (ночного) состояния повторяемость градаций 1–3 и 4–6 баллов была бы близка к нулю. В действительности повторяемость этих облаков и через 24 ч практически такая же (15 и 19 %), как и через 12 ч.

Аналогичное заключение следует из анализа других градаций n_0 . Так, если в исходном состоянии преобладают кучевые облака ($n_0 = 1–3$ или 4–6 баллов), то как через 12 ч, так и через 24 ч распределение $n(t)$ будет практически одинаковым: доля кучевых облаков (1–6 баллов) составляет 39 % через 12 ч и 44 % через 24 ч при $n_0 = 1–3$ балла и соответственно 43 и 51 % при $n_0 = 4–6$ баллов.

Наряду с обсужденными выше данными о количестве общей облачности приведем сведения о нижней облачности. Физически очевидно, что если город оказывает влияние на поле облаков, то оно будет наиболее существенным на нижние облака. Согласно табл. 7.17, в которой наряду со средними сезонными значениями n в Петербурге представлены разности $\Delta n = n_{СПб} - n_{Бел.}$ сезонных значений n в СПб и Бел., практически во всех случаях (в 28 из 32) в СПб количество нижних облаков в среднем за сезон меньше, чем в Бел.: $n_{СПб} < n_{Бел.}$ При этом в 14 случаях (из тех же 32) сезонные зна-

чения $n_{\text{Бел.}}$ превышают $n_{\text{СПб}}$ более чем на 0,5 балла ($|\Delta n| \geq 0,5$ балла). Особенно ощутимы разности Δn в последней пятилетке.

Вывод об уменьшении количества нижних облаков в большом городе по сравнению с сельской местностью подтверждают данные табл. 7.18 и 7.19.

Таблица 7.17

**Средние сезонные значения количества нижних облаков
в Петербурге и разности $\Delta n = n_{\text{СПб}} - n_{\text{Бел.}}$**

Время суток	$n_{\text{СПб}}$, баллы				10 Δn , баллы			
	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима
1975 – 1979 гг.								
День	4,7	5,0	6,9	6,2	-0,8	-4,4	1,0	-5,0
Ночь	4,6	4,9	6,2	6,3	-0,6	-0,4	0,2	+0,1
1980 – 1984 гг.								
День	4,4	5,2	7,2	7,0	-5,4	-4,0	-1,8	-3,4
Ночь	3,8	4,2	6,7	7,2	-0,1	-0,4	-0,1	+0,1
1985 – 1989 гг.								
День	4,5	5,5	6,9	6,0	-6,4	-5,8	-1,4	-7,0
Ночь	4,1	4,3	6,3	6,1	-0,3	-0,4	-0,1	+0,1
1990 – 1994 гг.								
День	4,7	4,6	6,7	6,9	-8,0	-12,8	-6,6	-8,4
Ночь	4,1	3,8	6,4	7,0	+0,3	-0,1	-0,1	-0,3
					-11,4	-5,2	-5,2	-5,0

Таблица 7.18

**Функции распределения (%) разности Δn среднемесячных значений
количества облаков в СПб и Бел. 1975 – 1994 гг.**

Время суток	10 $\Delta n \leq$, баллы														
	-20	-16	-12	-10	-8	-6	-4	-2	0	2	4	6	8	10	12
Весна															
День	3	7	18	28	42	45	65	78	83	92	97	98	100	—	—
Ночь	3	5	15	25	34	42	54	71	80	81	88	88	92	95	97
Лето															
День	3	10	25	32	35	47	60	77	83	92	98	100	—	—	—
Ночь	2	8	20	28	33	40	50	58	73	85	85	87	90	93	97
Осень															
День	5	8	8	17	27	42	58	70	80	88	88	88	98	98	98
Ночь	5	5	7	12	24	28	41	50	67	79	81	88	91	95	97
Зима															
День	2	3	10	25	42	53	70	78	90	98	100	—	—	—	—
Ночь	3	3	17	33	47	55	63	68	88	92	98	100	—	—	—

Согласно табл. 7.18, весной, летом и зимой месячные значения в 80–90 % случаев в СПб меньше, чем в Бел. (осенью вероятность $\Delta l \leq 0$ близка к 70 %). В 25–30 % случаев количество нижних облаков на 1–2 балла в Бел. больше, чем в СПб (осенью вероятность $\Delta l \leq -1$ балла около 15 %). Число случаев Δl достаточно равномерно распределено между градациями, указанными в табл. 7.19.

Можно допустить, что основную роль в уменьшении количества облаков в СПб, равно как туманов и дымок, играет повышение температуры воздуха в городе.

Таблица 7.19

Повторяемость (число случаев) среднемесячных значений разности

$$\Delta l = n_{\text{СПб}} - n_{\text{Бел.}} \text{ 1975–1994 гг.}$$

Время суток	10 Δl , баллы					
	-12÷-10	-9÷-7	-6÷-4	-3÷-1	0÷2	3÷5
Весна						
День	7	9	13	9	7	4
Ночь	9	6	11	12	4	4
Лето						
День	4	6	11	12	7	5
Ночь	6	6	7	9	8	4
Осень						
День	5	4	7	8	6	5
Ночь	3	6	9	9	12	3
Зима						
День	12	17	10	8	9	1
Ночь	12	12	6	9	8	4

В дополнение к приведенным в п. 7.1 сведениям оценим роль термического фактора по усредненным за пятилетние периоды данным. Согласно табл. 7.20, сезонные значения параметра P лишь в трех случаях (из 32) превышают 10 %.

Таблица 7.20

Сезонные значения параметра P (%). Нижняя облачность

Период	Петербург				Белогорка			
	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима
1975–1979	1,1	1,0	5,3	–0,8	–5,7	–3,2	6,9	0
1980–1984	7,3	10,6	3,6	–1,4	6,8	6,7	3,6	0
1985–1989	4,6	12,2	4,5	–0,8	1,3	8,9	3,8	0
1990–1994	6,8	9,5	2,3	–1,4	13,0	8,5	1,7	–3,1

Во всех случаях зимой и даже в двух случаях весной и летом параметр $P < 0$: облаков ночью наблюдается больше, чем днем. Из

четырёх пятилетних периодов выделяется пятилетка 1975 – 1979 гг. с наименьшим влиянием термического фактора.

Из сравнения параметра P в СПб и Бел. следует, что влияние термического фактора на образование облаков в СПб. несколько больше, чем в Бел.: все P в СПб превышают весной и летом соответствующие значения этого параметра в Бел. (исключение составляет лишь весна 1990 – 1994 гг.).

Из приведенных выше данных следует:

а) влияние антропогенных факторов на поле облаков, прежде всего общей облачности, не столь существенно, как на туманы и дымки, поля температуры и влажности; б) количество нижних облаков, под влиянием поля температуры, в городе несколько меньше (для среднемесячных значений – до 1–2 баллов), чем в сельской местности; в) количество облаков уже в течение 3–24 ч претерпевает значительные изменения во времени; г) данные наблюдений не согласуются с широко распространенным мнением о значительной роли термического фактора в образовании облаков в дневную часть суток; д) преобладающую роль в формировании поля облаков (в том числе кучевых и кучево-дождевых) играют динамические факторы, прежде всего вертикальные движения синоптического масштаба.

7.3. Влияние большого города на поле осадков

Поскольку режимы температуры и влажности в большом городе существенно отличаются от этих режимов в окружающей его сельской местности, то естественно предположить, что и поле осадков в городе будет обладать некоторыми особенностями по сравнению с естественной средой [3].

Результаты подсчета за 20-летний период (1975–1994 гг.) сезонной повторяемости (числа случаев) и количества осадков раздельно для дневной (от 8 до 20 ч местного солнечного времени) и ночной (от 20 до 8 ч того же времени) частей суток представлены по наблюдениям в СПб и Бел. в табл. 7.21.

Таблица 7.21

Повторяемость (число случаев) и количество осадков (мм) в дневную (д) и ночную (н) части суток, число дней и продолжительность (ч) всех видов и ливневых осадков в Петербурге (СПб) и Белогорке (Бел.) за 1975–1994 гг.

В – весна, Л – лето, О – осень, З – зима

Сезон и время суток	Число случаев		Количество осадков		Число дней с осадками						Продолжительность осадков, ч					
					Все виды			Ливневые			Все виды			Ливневые		
	СПб	Бел.	СПб	Бел.	СПб	Бел.	СПб	Бел.	СПб	Бел.	СПб	Бел.	СПб	Бел.		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14			
1975 – 1979 гг.																
В	д	338	276	253	293	237	240	106	153	1153	1056	387	643			
	н	329	262	300	340											
Л	д	197	204	526	537	238	222	236	221	875	844	866	800			
	н	187	189	471	481											
О	д	419	341	472	478	309	298	127	177	1787	1586	617	794			
	н	422	360	468	427											
З	д	510	499	366	361	430	416	150	340	3420	2795	739	1754			
	н	513	492	370	360											
1980 – 1984 гг.																
В	д	222	226	253	240	223	244	114	253	1190	1042	433	938			
	н	215	223	231	258											
Л	д	196	196	475	604	244	231	224	226	935	792	759	788			
	н	191	224	451	568											
О	д	332	312	645	534	341	332	177	315	2315	1817	855	1694			
	н	330	296	524	512											
З	д	383	367	399	391	388	386	108	331	2734	2575	683	1906			
	н	362	372	446	331											

Продолжение таблицы 7.21

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1985 – 1989 гг.													
В	д	286	291	233	308	235	236	117	213	1279	1184	385	1090
	н	251	252	224	268								
Л	д	280	269	741	751	313	319	282	312	1003	846	906	824
	н	269	270	656	643								
О	д	378	402	456	460	326	317	201	293	1911	1813	818	1642
	н	367	365	422	433								
3	д	507	470	287	261	372	352	94	306	3129	2186	538	1694
	н	453	419	299	272								
1990 – 1994 гг.													
В	д	292	317	306	333	235	251	129	229	1216	1049	452	875
	н	267	279	290	280								
Л	д	194	178	595	702	220	234	215	232	648	613	598	593
	н	212	167	519	516								
О	д	362	378	382	489	311	307	162	277	1592	1532	510	1241
	н	326	345	412	549								
3	д	485	461	296	333	361	372	132	305	2401	2420	550	1758
	н	470	451	321	356								
1975 – 1994 гг.													
В	д	1138	1110	1045	1174	930	971	466	848	4843	4331	1657	3546
	н	1062	1016	1045	1146								
Л	д	867	847	2337	2594	1015	1006	957	991	3461	3095	3129	3005
	н	859	850	1097	2208								
О	д	1491	1433	1955	1961	1287	1254	667	1052	7605	6748	2800	5371
	н	1445	1366	1826	1921								
3	д	1885	1797	1348	1346	1551	1526	484	1282	11684	9976	2510	7112
	н	1798	1734	1436	1319								

Таблица 7.22

Среднее (за 20 лет) число случаев выпадения осадков

Пункт	Время суток	Весна	Лето	Осень	Зима	Год
СПб	день	57	43	75	94	269
	ночь	53	43	72	90	258
	сутки	110	86	147	184	527
Бел.	день	55	42	72	90	259
	ночь	51	42	68	87	248
	сутки	106	85	140	177	707

Наиболее часто, согласно табл. 7.22, выпадают осадки зимой, наименее часто – летом. Такой же годовой ход повторяемости осадков наблюдается и в каждой пятилетке. Повторяемости осадков в СПб и Бел. близки между собой: за год в целом только на 20 случаев (при общем числе свыше 500) в СПб больше, чем в Бел.

Таблица 7.23

Среднее (за 20 лет) число дней с осадками

Вид осадков	Весна		Лето		Осень		Зима		Год	
	СПб	Бел.	СПб	Бел.	СПб	Бел.	СПб	Бел.	СПб	Бел.
ВВО	46	49	51	50	64	63	78	76	239	238
ЛО	23	42	48	49	33	53	24	64	128	209

Число дней с осадками всех видов (ВВО) в обоих пунктах, согласно таблице 7.23, максимально зимой, а минимально – весной (хотя и летом число дней близко к минимальному). Это число в СПб и Бел. практически одно и то же. Однако очень существенно отличаются повторяемости ливневых осадков (ЛО). Во все сезоны, кроме лета, число дней с ливневыми осадками (дождем или снегом) в Бел. в 1,5–2,5 раза больше, чем в СПб. В некоторых случаях (зима второй и третьей пятилеток) это отношение больше 3. В отдельные месяцы (ноябрь второй и третьей пятилеток, март, апрель, декабрь и февраль второй, январь и февраль третьей) повторяемость ливневого снега в Бел. в 4–5 раз больше, чем в СПб.

В Бел. число дней с ливнем, так же как число случаев и число дней с осадками всех видов, наибольшее зимой, а наименьшее – весной или летом. В СПб, за счет резкого уменьшения зимой дней с ливневым снегом, максимум числа дней с ливнем смещается на лето; зимой же число дней с ливнем так же мало, как и весной. Ниже приведено среднее число случаев выпадения осадков всех видов в сутки с осадками:

	Весна	Лето	Осень	Зима	Год
СПб	2,39	1,69	2,3	2,36	2,2
Бел.	2,16	1,7	2,22	2,33	2,13

В течение суток с осадками в среднем свыше 2 раз начинают выпадать осадки какого-либо вида.

Таблица 7.24

Среднее (за 20 лет) количество осадков (мм)

Пункт	Время	Весна	Лето	Осень	Зима	Год
СПб	день	52	117	98	67	334
	ночь	52	105	91	72	320
	сутки	104	222	189	139	654
Бел.	день	73	130	98	67	368
	ночь	57	110	96	66	329
	сутки	130	240	194	133	697

Наибольшее количество осадков, по данным табл. 7.24, как в СПб, так и в Бел. выпадает летом, затем идут осень и зима. Самое сухое время года (как по количеству осадков, так и по числу дней с осадками) – весна. Количества осадков в СПб и Бел. осенью и зимой близки между собой. Поскольку ливней в Бел. значительно больше, чем в СПб (зимой в 2,5 раза), а число дней с осадками всех видов почти равное, то отсюда следует, что ливни в Бел. менее интенсивны, чем в СПб. Летом и весной в Бел. осадков выпадает ощутимо больше, чем в СПб: за сутки в 1,08 и 1,25 раза, за день – в 1,11 и 1,40 раза соответственно.

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что условия для образования осадков днем близки к ночным условиям. В самом деле, количество осадков, выпавших осенью и зимой в дневную и ночную части суток, практически одно и то же. Летом и весной осадков выпадает днем несколько больше (особенно в Бел.), чем ночью. Однако именно в эти сезоны число случаев с осадками днем наиболее близко к ночному их числу (летом они просто равны).

Усредненная за 20 лет сезонная и годовая продолжительность всех видов (ВВО) и ливневых (ЛО) осадков дана в табл. 7.25.

Таблица 7.25

Продолжительность осадков (ч)

Пункт	Весна		Лето		Осень		Зима		Год	
	ВВО	ЛО	ВВО	ЛО	ВВО	ЛО	ВВО	ЛО	ВВО	ЛО
СПб	242	83	173	156	380	140	584	126	1379	505
Бел.	216	177	155	150	327	268	499	356	1197	952

В согласии с приведенным в табл. 7.22 и 7.23 числом случаев и дней продолжительность всех видов осадков максимальна зимой, затем идут осень и весна, а минимальна летом. В сельской местности (Бел.) такой же годовой ход продолжительности сохраняется и для ливневых осадков. В городе (СПб) наибольшая продолжительность (равно как и число дней) ливневых осадков наблюдается летом, затем идут осень, зима и весна.

Продолжительность всех осадков во все сезоны в СПб несколько больше, чем в Бел. (в среднем за год – на 182 ч). Однако как и число дней, продолжительность ливневых осадков во все сезоны, кроме лета, в Бел. в 1,5–2,5 раза больше, чем в СПб.

Ниже приводим значения отношения числа дней и продолжительности ливневых осадков в Бел. к их числу и продолжительности в СПб.

Отношение (Бел./СПб):	Весна	Лето	Осень	Зима	Год
числа дней	1,83	1,02	1,61	2,67	1,63
продолжительности	2,13	0,96	1,91	2,83	1,89

Согласно этим данным, в Бел. во все сезоны (кроме лета) и за год в целом не только число ливней существенно больше, чем в СПб, но и каждый ливневый дождь или снег в Бел. более продолжителен (в среднем), чем в СПб.

Число дней с осадками и особенно число случаев как в СПб, так и в Бел. (равно как в целом на северо-западе Европы) довольно значительно: весной и летом один день из двух, осенью – два дня из трех и зимой – три дня из четырех с осадками.

Вероятность (%) выпадения всех (ВВО) и ливневых (ЛО) осадков, равная отношению продолжительности их к общему интервалу времени наблюдения, приведена в табл. 7.26.

Таблица 7.26

Вероятность (%) осадков

Пункт	Весна		Лето		Осень		Зима		Год	
	ВВО	ЛО	ВВО	ЛО	ВВО	ЛО	ВВО	ЛО	ВВО	ЛО
СПб	11,0	3,8	7,8	7,1	17,4	6,4	27,0	5,8	15,7	5,8
Бел.	9,8	8,0	7,0	6,8	15,0	12,3	23,0	16,4	13,7	10,9

Вероятность выпадения всех видов осадков колеблется между 8 % (лето) и 27 % (зима) в СПб и между 7 % (лето) и 23 % (зима) в Бел.

Ниже приведены средние сезонные значения интенсивности всех видов осадков (мм/ч) – отношения количества осадков к их продолжительности:

	Весна	Лето	Осень	Зима	Год
СПб	0,43	1,28	0,50	0,24	0,47
Бел.	0,60	1,55	0,59	0,27	0,58

Интенсивность осадков максимальна летом (когда большинство осадков – ливневые) и минимальна зимой.

Сопоставим характеристики осадков в СПб с данными о них в Сосново (Сос.). Сведения о числе случаев выпадения, количестве и продолжительности ливневых осадков, по наблюдениям в Сос. за 1991–1995 гг., приведены в табл. 7.27. С учетом данных табл. 7.27 оценены отношения количества осадков и продолжительности ливневых осадков в Сос. к соответствующим величинам в СПб.

Таблица 7.27

Основные сведения о ливневых осадках в Сосново. 1991 – 1995 гг.

(д – день, н – ночь; В – весна, Л – лето, О – осень, З – зима)

Сезон и время суток	Число случаев	Кол-во осадков, мм	Продолж. осадков, ч	Отношение Сос./СПб		Вероятность образования, %
				кол-во осадков	продолж. за сутки	
В	д	167	381	1,24	1,90	7,5
	н	168	346	1,19		8,0
Л	д	299	597	1,0	1,06	6,0
	н	195	329	0,63		5,5
О	д	340	461	1,21	3,04	13,7
	н	286	520	1,26		14,7
З	д	362	358	1,21	3,95	21,8
	н	327	314	0,98		18,4

Как и в Бел., количество осадков в большинстве случаев в Сос. больше, чем в СПб (исключение составляет ночь в летний сезон). Наиболее значительно отличаются в СПб и Сос. продолжительности ливневых осадков: она в Сос., особенно осенью и зимой, в 2–3 раза больше, чем в СПб.

Вероятность образования осадков – отношение продолжительности осадков к общему периоду наблюдения – заключено между 5 и 22 %: наименьшая – летом, наибольшая – зимой.

Одним из факторов уменьшения времени выпадения ливневых осадков в городе по сравнению с сельской местностью служит значительно большая в городе концентрация твердых примесей, в том

числе гигроскопичных. Это способствует образованию большого числа мелких капель и уменьшает число крупных. Вследствие этого в городе чаще выпадают обложные, а в сельской местности ливневые осадки.

Из изложенного выше следует:

а) влияние антропогенных факторов на повторяемость, количество, интенсивность и продолжительность осадков менее существенно, чем на туманы и дымки, поля температуры и влажности;

б) исключение составляют ливневые осадки, повторяемость и продолжительность которых в большом городе значительно меньше, чем в сельской местности;

в) не наблюдается сколько-нибудь существенного различия в характеристиках осадков в дневную и ночную части суток.

7.4. Суточные и сезонные колебания количества осадков

Осадки, как и облака, формируются под влиянием нескольких факторов. Широко распространено представление, закрепленное в учебной литературе [4–6], о важной (определяющей) роли в образовании осадков (прежде всего, ливневых) радиационно-термического фактора: сухонеустойчивой стратификации в приземном слое, возникающей под влиянием притока солнечной радиации к земной поверхности.

Согласно другой точке зрения, обоснованной в работах [7,8], определяющую роль в образовании облаков практически всех видов и, в первую очередь, слоисто-дождевых (Ns) и кучево-дождевых (Cb), из которых только и выпадают осадки, играют динамические факторы: вертикальные движения синоптического масштаба и распределение скорости их по высоте, а также адвективные и турбулентные притоки тепла и влаги.

Для получения ответа на один из основных вопросов физики облаков и осадков привлечем и проанализируем данные измерений количества осадков в нескольких пунктах страны за дневную (с 8 до 20 ч местного времени) и ночную (с 20 до 8 ч того же времени) части суток.

В п. 7.3. приведены сведения об осадках в СПб, Бел. и Сос. Из них следует, что значения количества осадков, выпадающих днем и ночью, близки между собой.

С целью количественной оценки вклада радиационно-термического фактора в образование осадков введем параметр P :

$$P = \frac{Q_d - Q_n}{Q},$$

равный разности между дневным (Q_d) и ночным (Q_n) количествами осадков, отнесенной к их суточному значению (Q).

Ночью осадки могут образоваться только под влиянием динамических факторов, поскольку сухонеустойчивая стратификация в эту часть суток не может возникнуть и не наблюдается. С другой стороны, вероятность образования осадков под влиянием динамических факторов днем такая же, как и ночью: вертикальные движения тесно связаны с синоптическими вихрями, возникновение которых от времени суток не зависит. Это означает, что разность $Q_d - Q_n$ представляет собой количество осадков, образовавшихся днем под влиянием радиационно-термического фактора, а параметр P – доля этих осадков в суточном количестве их.

Результаты расчета параметра P по данным табл. 7.21 приведены в табл. 7.28.

Таблица 7.28

Вклад радиационно-термического фактора в образование осадков – параметр P , %

Период	Петербург				Белогорка			
	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима
1975–1979	–8,5	5,5	0,3	0,5	–7,4	5,5	5,6	0,1
1980–1984	1,6	1,8	0,3	2,0	2,6	3,8	–2,7	0,7
1985–1989	2,0	6,0	3,9	–2,0	6,9	7,7	3,0	–1,7
1990–1994	2,7	6,8	–3,8	–4,0	8,6	7,7	–5,8	–3,3

Все значения P меньше 10 %. В 10 случаях (из 32) $P < 0$: ночью выпадает осадков больше, чем днем.

Средние (за 20 лет) значения P (%):

	Весна	Лето	Осень	Зима
СПб	0,0	5,4	3,4	–3,0
Бел.	1,2	6,1	1,0	1,0

Даже летом, когда условия для возникновения неустойчивой стратификации и проявления термического фактора наиболее благоприятны, вклад последнего по пятилетним данным не превышает 8 %.

Таблица 7.28 составлена по значениям Q_d и Q_n для общего количества осадков. Однако в общем количестве преобладает доля ливневых осадков. Отношение суточного количества ливневых осадков к общему, по данным табл. 7.21, за 20-летний период (1975–1994 гг.) составляет:

	Весна	Лето	Осень	Зима
СПб	0,50	0,94	0,52	0,31
Бел.	0,87	0,98	0,84	0,84

В Бел. доля ливневых осадков достигает 80–90 %. В СПб летом осадки также выпадают в основном как ливневые. В другие сезоны, как указано в п. 7.3, в большом городе резко уменьшается (по сравнению с окрестностями) количество ливневых осадков: весной и осенью их доля близка к 0,50, а зимой – даже к 0,30.

Согласно [9], 70–80 % общего количества осадков также приходится на ливневые.

Уже из приведенных данных следует, что значения P менее 10 % (табл. 7.28) характеризуют вклад термического фактора в формирование преимущественно ливневых осадков.

Однако, чтобы исключить какие-либо сомнения, составлена выборка, в которую включены только ливневые осадки (табл. 7.27).

Значения P по данным и этой выборки, как показывает табл. 7.29, также не превышают 10 %.

Таблица 7.29

Значения параметра P (%). Ливневые осадки. Сосново. 1991 – 1995 гг.

Сезон	По количеству осадков	По продолжительности осадков
Весна	4,4	–3,2
Лето	6,0	4,3
Осень	–6,0	–2,0
Зима	6,5	1,1

Кроме северо-запада, приведем данные о количестве осадков и оценкам параметра P по другим районам страны. По наблюдениям в двух точках Москвы (Балчуг и ВДНХ) и пяти пунктах Московской области, согласно табл. 7.30, сезонные значения P не превышают 17 %.

Таблица 7.30

Средние месячные и сезонные значения количества осадков (мм) и параметра P . Москва и Московская область

Год		Март	Апрель	Май	Весна	Июнь	Июль	Август	Лето
1980 г.	день	6,5	11,8	61,1	79,4	53,0	70,9	83,0	206,9
	ночь	7,7	19,6	30,9	58,2	34,2	67,7	55,3	157,3
	$P, \%$	–8,5	–24,8	19,7	15,4	21,6	2,3	20,0	13,6
1981 г.	день	16,4	13,4	23,7	56,3	32,4	37,5	56,8	126,7
	ночь	18,0	13,0	9,4	40,5	31,9	11,4	50,3	93,6
	$P, \%$	14,7	1,5	43,2	16,3	0,8	53,4	6,1	15,0

Среди месячных значений P только 3 (из 12) превышают 20 %, но зато 2 (из тех же 12) меньше нуля.

Вполне сопоставимые значения количества осадков днем и ночью наблюдаются в Белгородской (табл. 7.31) и Тульской (табл. 7.32) областях.

Таблица 7.31

Месячные и сезонные значения количества осадков (мм) за 4 года (1979 – 1981 и 1983 гг.) и параметр $P(\%)$

Пункт		Март	Апрель	Май	Весна	Июнь	Июль	Август	Лето
Белгород	день	125	123	68	316	184	182	172	538
	ночь	63	94	106	262	71	228	145	443
	P	33	14	22	8	44	-11	9	10
Старый Оскол	день	68	148	78	294	98	198	173	469
	ночь	181	93	82	357	70	112	160	342
	P	-45	23	-3	-9	16	28	4	16
Алексеевка	день	46	93	83	222	142	186	166	494
	ночь	67	96	87	250	51	124	69	244
	P	-19	-1	-2	-7	48	20	41	34
Валуйки	день	84	126	134	344	95	125	158	378
	ночь	59	108	46	213	49	143	52	244
	P	12	7	49	23	32	-7	51	20

В первой из этих областей среди сезонных значений P два (из 8) превышают 20 % и там же из 24 месячных P восемь превышают 25 % и семь меньше нуля.

Таблица 7.32

Декадные, месячные и сезонные значения количества осадков (мм) за 5 лет (1980 – 1984 гг.) и параметр $P(\%)$. Алексин (Тульская обл.)

Декада		Июнь	Июль	Август	Лето
Первая	день	53,3	94,7	70,3	218,3
	ночь	46,5	94,3	52,9	193,7
	P	7	2	14	6
Вторая	день	86,6	151,9	84,9	323,4
	ночь	66,1	81,8	58,0	205,9
	P	13	29	19	22
Третья	день	105,3	96,5	53,3	255,1
	ночь	78,3	29,8	73,7	181,8
	P	15	53	-16	17
Месяц	день	245,2	343,1	208,5	796,8
	ночь	190,9	205,9	184,6	581,4
	P	12	25	6	16

В Алексине (табл. 7.32) все, кроме одного, не только месячные и сезонные, но и декадные значения P меньше 30 %.

Остановимся на более детальном анализе годовых колебаний осадков. Из таблиц 7.21, 7.27, 7.30 и 7.31 следует, что летом осадков выпадает больше, чем в любой другой сезон. Все отношения, согласно табл. 7.33, летнего количества осадков к зимнему количеству практически во всех случаях больше единицы.

Таблица 7.33

Отношение летнего количества осадков к зимнему

Пункт	Период	День	Ночь
СПб	1975 – 1979	1,44	1,27
	1980 – 1984	1,19	1,01
	1985 – 1989	2,58	2,10
	1990 – 1994	2,01	1,62
Бел.	1975 – 1979	1,49	1,34
	1980 – 1984	1,54	1,72
	1985 – 1989	2,58	2,36
	1990 – 1994	2,11	1,45
Сос.	1991 – 1995	1,67	1,05

В Челябинске отношение ночного летнего количества осадков (Q_n) к ночному же зимнему (Q_z) в отдельные годы составило:

Год	1980	1981	1982	1983	1984
Q_n/Q_z	2,57	2,11	4,50	3,73	2,52

Такое соотношение справедливо не только для сезонных, но и для месячных значений Q . По данным для 15 пунктов Свердловской области за 1985 – 1989 гг. отношение месячных Q в летние и соответствующие зимние месяцы следующее: июнь/декабрь – 1,70; июль/январь – 2,02; август/февраль – 3,05; лето/зима – 2,19.

Поскольку ночью термический фактор не действует, то увеличение количества ночных осадков при переходе от зимы к лету можно объяснить влиянием только динамического фактора. Однако и дневные осадки за счет термического фактора увеличиваются, согласно данным таблиц 7.28 – 7.31, как правило, не более чем на 10–20 %. Можно, таким образом, утверждать, что как обложные, так и ливневые осадки формируются преимущественно под влиянием динамического фактора – вертикальных движений синоптического масштаба и возникновения влажно-неустойчивой стратифи-

кации за счет увеличения вертикальной скорости с высотой. Такие условия создаются в циклонах и ложбинах.

В первой главе показано, что на материках более благоприятные условия создаются летом для образования циклонов с их восходящими движениями, а зимой — антициклонов с их нисходящими движениями. Согласно одной из наиболее полных работ этого направления [10], за 20-летний период (1962-1981 гг.) на материках северного полушария (севернее 20° с.ш.) летом циклоны образуются в 3,5 раза чаще, чем антициклоны; зимой, наоборот, антициклонов в 6 раз больше, чем циклонов. Совершенно естественно, что летом, за счет преобладания циклонической обстановки, благоприятны условия для образования облаков и осадков, зимой же в антициклонах облака могут только рассеиваться.

7.5. Статистические связи количества осадков с другими метеорологическими величинами

Формирование полей облаков и осадков в значительной степени обусловлено вертикальными движениями. Эти последние, в свою очередь, тесно связаны с полем давления.

7.5.1. Связь осадков с полем давления

Вследствие этого оценим, прежде всего, статистическую связь количества осадков (Q) с атмосферным давлением (p) и его изменением (Δp) во времени.

По данным ежедневных метеорологических наблюдений в теплую половину года (май — октябрь) пятилетнего периода (1994 — 1999 гг.) на 34 станциях Европы, Азии и Африки, расположенных в широтной зоне от 4 до 60° с.ш., определены коэффициенты корреляции (r) между Q и p , а также между Q и Δp . Обозначим через r' — коэффициенты для всех дней подряд (с осадками и без осадков); r'_{01} — для дней с осадками при условии, что в предшествующие сутки осадков не было; r'_{10} — для дней с осадками при условии, что осадков не было в следующие сутки; r'_{11} — для дней с осадками при условии, что и в предшествующий день выпадали осадки. Коэффициенты корреляции между Q и изменением давления (Δp) от одних суток к другим при тех же соотношениях между днями с дождем и без дождя обозначим через r''_{01} , r''_{10} и r''_{11} .

Поскольку слоисто-дождевые и кучево-дождевые облака, из которых выпадают осадки, образуются в циклонах [11], то следует ожидать, что связь между Q и p должна быть отрицательной: более низким значениям давления должны соответствовать повышенные значения Q .

Коэффициенты корреляции для 13 станций Советского Союза приведены в табл. 7.34. Другие не включенные в эту таблицу пункты расположены в Западной Европе, юго-восточной Азии и Африке (соответственно 12, 3 и 6 станций). Сведения о плотности распределения (повторяемости) коэффициентов корреляции по данным всех 34 станций представлены в табл. 7.35. Согласно табл. 7.34, значения r' меньше нуля: в большинстве случаев понижению давления соответствует увеличение Q .

При тех объемах выборок (N), по которым определены коэффициенты корреляции, все значения r' , кроме одного, статистически значимы: среднее квадратическое отклонение σ_r , определенное по формуле

$$\sigma_r = \frac{1-r'^2}{\sqrt{N}},$$

существенно меньше самого r' : $\sigma_r \leq |r'|$. Для других r квадратические отклонения наиболее часто заключены между 0,05 и 0,07. Можно, таким образом, статистически значимыми считать значения r , превышающие (по модулю) 0,10. Таких коэффициентов, согласно табл. 7.35, 75–80 % – для r'_{01} и r'_{11} , около 60 % – для r'_{10} , r''_{11} и r''_{01} и только 45 % – для r'_{10} . Отрицательные значения r наблюдаются в 80 % – для r' , в 79 % – для r'_{01} , r''_{01} и r'_{11} , в 76 % – для r''_{11} и r'_{10} и только в 55 % – для r'_{10} . Однако для всех r , кроме r' , велика повторяемость статистически незначимых ($|r| < 0,1$) значений. Вследствие этого, вероятность значимых ($|r| \geq 0,1$) коэффициентов корреляции составляет 91 % – для r' , 79 % – для r'_{01} , 76 % – для r'_{11} , 58–61 % – для r''_{01} , r''_{11} и r'_{10} и только 46 % – для r''_{10} . Среди значимых r доля отрицательных значений составляет: 77 % – для r' , 70 % – для r'_{11} , 64 % – для r'_{01} и 34–52 % – для r'_{01} , r''_{11} и r''_{10} .

Таблица 7.34

Коэффициенты корреляции (увеличенные в 100 раз)

	Станция												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
r'	-11	-29	-12	-40	-17	-20	-23	-24	-13	-18	-18	-22	-33
r'_{01}	-14	-26	-18	-40	-12	-22	-25	-11	-01	-31	-25	-24	-22
r''_{01}	-05	-19	-08	-20	-09	-36	-26	-16	-14	-03	-11	-10	-13
r'_{11}	01	-18	05	-27	-11	-09	-12	-09	-14	-14	-12	-21	-17
r''_{11}	-20	-11	-05	-22	-26	-01	-04	-22	-07	-	03	-17	-19
r'_{10}	02	-06	06	-25	-11	-27	-09	-02	-09	00	-14	-02	-18
r''_{10}	-0,5	-02	-18	16	-07	03	14	12	-01	-30	09	-25	20

Примечание. Номера станций: 1 – Ленинград, 2 – Вильнюс, 3 – Минск, 4 – Ростов, 5 – Владимир, 6 – Москва, 7 – Тула, 8 – Свердловск, 9 – Уфа, 10 – Иркутск, 11 – Хабаровск, 12 – Владивосток, 13 – Киев.

Объемы выборок: 121 – 926 – для r' ; 140 – 447 – для r'_{11} и r''_{11} ; 50 – 151 – для r'_{10} и r''_{10} .

Таблица 7.35

Плотность распределения (%) коэффициентов корреляции

	$10^2 r$									
	<-40	-40÷ -30	-30÷ -20	-20÷ -10	-10 ÷0	0÷ 10	10÷ 20	20÷ 30	30÷ 40	>40
r'	-	21	27	29	3	6	14	-	-	
r'_{01}	6	18	25	15	15	6	6	3	-	
r''_{01}	3	6	12	31	27	15	3	-		
r'_{11}	-	6	18	46	9	15	6	-	-	
r''_{11}	9	6	12	19	30	9	6	3	-	
r'_{10}	9	-	25	15	27	12	9	-	-	
r''_{10}	-	3	12	19	21	33	-	3	3	

Связь Q с изменением давления (Δp) более слабая, чем связь Q с давлением (p): повторяемость значимых r''_{01} , r''_{11} и r''_{10} существенно (на 10 – 20 %) меньше соответствующих r'_{01} , r'_{11} , r'_{10} .

Выделяя из общей выборки группы с различной последовательностью дней с осадками и без осадков, мы предполагали, что коэффициенты корреляции для некоторых групп значений r (прежде всего, r'_{01}) должны значительно отличаться (в сторону усиления связи) от r' для общей выборки. Данные табл. 7.35 частично подтверждают это ожидание: повторяемость значимых r'_{01} и r'_{11} больше, чем всех других r . Однако повторяемость значимых r'_{01} и r'_{11} , особенно отрицательных значений, существенно уступает повторяемости r' для общей выборки. Возможно, объясняется это тем,

что за счет меньшего объема выборок повторяемость незначимых коэффициентов r'_{01} , r'_{11} значительно больше, чем r' .

На основе данных таблиц 7.34 и 7.35 заключаем: давление воздуха и его изменение во времени (динамический фактор) играет определяющую роль в формировании осадков: в большинстве случаев осадки образуются в областях пониженного давления (циклонах и ложбинах).

Однако некоторые r больше нуля. Большая часть их статистически незначима (меньше 0,10). Большинство значимых r относится к низким широтам.

При положительных r (особенно больших) основную роль в образовании осадков играет температура воздуха. Так, на станции Нджамена ($\varphi = 9^{\circ}20'$) при $r'_{01} = 0,73$ коэффициенты корреляции между Q и T и между p и T равны: $-0,48$ и $-0,56$. Это означает, что при понижении p температура возрастает (ибо $r'_{pT} < 0$), а количество осадков уменьшается (ибо $r'_{01} > 0$). Повышение T сопровождается уменьшением влажности облака и, как следствие, количества осадков Q , что и подтверждает $r'_{QT} < 0$. Известно, что изменение T влияет на Q тем значительнее, чем выше сама температура. Повышение T в подобных случаях связано не с уменьшением потока радиации в циклоне, а с притоком тепла от подстилающей поверхности (перекрывающий эффект уменьшения потока радиации).

Возможен и такой случай: при повышении давления в тыловой части циклона температура понижается ($r_{pT} < 0$), что приводит к увеличению влажности и количества осадков и, как следствие, к положительному r_{Qp} .

Просмотр всех таблиц, содержащих коэффициенты r_{Qp} , r_{QT} и r_{pT} , показал: во всех случаях статистически значимых $r_{Qp} > 0$ два других коэффициента всегда меньше нуля: $r_{QT} < 0$, $r_{pT} < 0$.

7.5.2. Связь осадков с температурой воздуха

Обсудим более детально вопрос о влиянии на поле осадков температуры воздуха. Сведения о коэффициентах корреляции между Q и T и между Q и ΔT , а также о плотности распределения (повторяемости) их по ежедневным наблюдениям на тех же 34 станциях приведены в таблицах 7.36 и 7.37. При этом общая выборка разбита на те же группы, а коэффициенты корреляции обозначены так же, как и в таблицах 7.34 и 7.35. Легко видеть, что связь между Q и

T существенно менее устойчивая, чем между Q и p . Об этом свидетельствует как достаточно высокая повторяемость статистически незначимых коэффициентов ($|r| < 0,1$), так и отсутствие резкого преобладания значений r одного знака. Повторяемость незначимых r , сравнимых с σ_r , колеблется между 29 (для r'_{01}) и 65 (для r') процентами. Вероятность значимых отрицательных r достигает 59 % для r''_{01} и 46 % для r''_{11} . Для всех других r эта вероятность не превышает 15–30 %.

Для ряда r (r'_{01} , r'_{10} , r''_{10}) повторяемость положительных r больше, чем отрицательных. Объясняется более слабое (по сравнению с p) влияние T на Q тем, что температура изменяется под влиянием не только вертикальных движений (которые, прежде всего, и определяют связь Q с p).

Таблица 7.36

Коэффициенты корреляции (увеличенные в 100 раз): r' и r'_{01} – между Q и T , r''_{01} – между Q и ΔT

	Станция												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
r'	1	-2	-4	-3	2	0	-1	1	-2	-2	2	4	-9
r'_{01}	-10	10	16	1	7	4	-6	18	8	6	18	7	-3
r''_{01}	-8	-28	7	-16	6	14	-29	-23	0	-44	7	-11	-24

Примечание. Номера станций и объемы выборок такие же, как в табл. 7.34. Индекс "01" означает отсутствие осадков в день, предшествующий дню с дождем, ΔT – изменение T за сутки.

Приведем еще данные о статической связи самой температуры с давлением воздуха. Согласно табл. 7.38, преобладают незначимые коэффициенты корреляции (обозначаемые так же, как и в табл. 7.34). Среди значимых коэффициентов ($|r| > 0,10$) доля отрицательных и положительных r' и r'' соответственно составляет: 79 и 6 % – для r'_{10} , 72 и 0 % – r'_{11} , 72 и 9 % – r''_{01} , 49 и 3 % – r' , 48 и 20 % – r'_{01} , 48 и 29 % – r'_{11} и 44 и 30 % – для r'_{10} .

На поле температуры воздуха в циклоне оказывают влияние адвективные, турбулентные, радиационные и конденсационные притоки тепла.

В разных частях циклона знаки притоков тепла различны. Так, в передней части с приближением циклона связано чаще всего уменьшение давления и рост температуры, в тыловой – рост давле-

ния и понижение температуры, что способствует отрицательной корреляционной связи. Немаловажную роль играет конденсационный приток тепла в циклоне, способствующий повышению температуры при углублении циклона (падении давления), что также способствует $r < 0$. Отметим, что слабая связь между Q и T получена в работе [12].

Таблица 7.37

Плотность распределения (%) коэффициентов корреляции между количеством осадков и температурой (r') и между Q и изменением температуры за сутки (r'')

	$10^2 r$									
	< -40	-40÷-30	-30÷-20	-20÷-10	-10÷0	0÷10	10÷20	20÷30	30÷40	> 40
r'	—	6	12	13	38	27	4	—	—	—
r'_{01}	3	3	10	10	18	29	21	3	3	3
r''_{01}	6	6	18	29	12	17	3	6	3	—
r'_{11}	—	—	6	18	21	34	12	3	3	3
r''_{11}	6	—	9	31	19	19	13	—	3	—
r'_{10}	6	—	5	15	6	35	15	12	3	3
r''_{10}	—	3	3	9	32	23	21	—	—	9

Таблица 7.38

Плотность распределения (%) коэффициентов корреляции между давлением и температурой воздуха (r') и между суточными изменениями давления и температуры (r'')

	$10^2 r$									
	< -40	-40÷-30	-30÷-20	-20÷-10	-10÷0	0÷10	10÷20	20÷30	30÷40	> 40
r'	12	12	18	7	21	27	3	—	—	—
r'_{01}	15	15	3	15	9	23	14	6	—	—
r''_{01}	13	20	15	24	12	17	6	—	—	3
r'_{11}	18	3	9	18	6	17	20	9	—	—
r''_{11}	13	6	22	31	16	12	—	—	—	—
r'_{10}	20	9	12	3	15	11	9	15	3	3
r''_{10}	9	17	38	15	9	6	—	—	3	3

7.5.3. Корреляционная связь между величинами по декадным значениям

Наряду с ежедневными выполнен расчет коэффициентов корреляции по декадным (осредненным за 10 суток) значениям величин. По наблюдениям в Сосново за 1991 – 1995 гг. в табл. 7.39 при-

ведены результаты расчета коэффициентов корреляции между: Q и p (r_{Qp}), Q и T (r_{QT}) и Q и e (r_{Qe}) за каждый сезон и год в целом.

Таблица 7.39

Коэффициенты корреляции между количеством осадков и другими метеовеличинами (д – день, н – ночь, с – сутки). Сосново, 1991 – 1995 гг.

Сезон	r_{Qp}			r_{QT}			r_{Qe}		
	д	н	с	д	н	с	д	н	с
Весна	-0,39	-0,40	-0,48	0,07	-0,14	-0,07	0,12	-0,06	0,00
Лето	-0,29	-0,43	-0,47	-0,19	-0,26	-0,21	0,20	-0,07	-0,14
Осень	-0,40	-0,39	-0,47	0,08	0,29	0,22	0,09	0,34	0,26
Зима	-0,62	-0,49	-0,64	0,09	0,04	0,07	0,15	0,09	0,14
Год	-0,35	-0,35	-0,44	0,15	0,03	0,10	0,23	0,07	0,18

Средние квадратические отклонения (σ_r) коэффициента корреляции r при тех объемах выборок N (для сезонов 42 – 45, для года – 176) составляют 0,05 – 0,10 и 0,02 – 0,03 для сезонных и годовых r соответственно. Наибольшие (по модулю) значения r , согласно табл. 7.39, отмечаются между Q и атмосферным давлением: они заключены между -0,29 и -0,64, что свидетельствует о достаточно тесной статистической связи полей осадков и давления. Все значения r_{Qp} меньше нуля: понижение давления сопровождается увеличением Q .

Подчеркнем, что с циклонами связано образование не только слоисто-дождевых облаков и обложных осадков, но и кучево-дождевых облаков и ливневых осадков [7,8].

Все значения r_{Qp} статистически значимы: средние квадратические отклонения σ_r примерно на порядок меньше самих r .

Значительно более слабая связь отмечается между Q и T , равно как и между Q и e . Большая часть коэффициентов r_{QT} и r_{Qe} статистически незначимы: их значения (по модулю) сравнимы с σ_r . Статистически же значимые r_{QT} (их 6 из 15) и r_{Qe} (их 7 из 15) согласуются с существующими представлениями: осенью и зимой с циклоном связано увеличение температуры воздуха (поскольку с увеличением количества облаков уменьшается эффективное излучение земной поверхности) и количества осадков: $r_{QT} > 0$. Весной и летом с циклоном связано уменьшение T и увеличение Q : $r_{QT} < 0$.

Отметим, что в работе [12] по месячным Q и T получены также достаточно низкие r_{QT} , они только на юго-востоке Европейской час-

ти России достигают 0,2 – 0,3, на всей остальной части России – меньше 0,1 (по модулю).

Из данных табл. 7.39 следует, что связь между Q и e слабая: летом и весной лишь один коэффициент больше σ_r . Несколько более высокие r_{Qe} отмечаются осенью и за год в целом. Не представленные в табл. 7.39 коэффициенты корреляции между p и e и между p и T в Сосново очень низкие: 0,01 – 0,04 (меньше σ_r). Однако, как и по другим выборкам, очень высоки r между T и e : годовые значения 0,83 днем, 0,97 ночью и 0,95 за сутки.

В Сочи, согласно табл. 7.40, все коэффициенты r_{QP} также меньше нуля (один среди них статистически незначим). Однако в Сочи несколько более тесная, чем в Сосново, связь между Q и T , а также между p и T . Объяснить это можно отмеченным выше влиянием притока тепла и водяного пара с земной поверхности, которое более значительно в низких широтах по сравнению с умеренными.

Таблица 7.40

Коэффициенты корреляции между суточным количеством осадков и осредненными за сутки метеовеличинами. Сочи, 1998 г.

Сезон	r_{Op}	r_{OT}	r_{Oe}	r_{pT}	r_{eT}
Весна	-0,04	-0,20	0,01	-0,11	0,69
Лето	-0,19	-0,20	-0,15	-0,34	0,80
Осень	-0,36	-0,15	0,04	-0,58	0,80
Зима	-0,35	0,03	0,25	-0,21	0,81

7.6. Влияние метеорологических условий на вертикальные профили и потоки атмосферных примесей

Среди современных исследований по проблеме загрязнения и контроля окружающей среды важное место занимает анализ особенностей распределения загрязняющих веществ при различных метеорологических условиях [13]. Известно, что большая часть антропогенных примесей сосредоточена в приземном слое атмосферы – до высоты в несколько сотен метров. Поэтому ограничимся анализом тех соотношений, которые получены на основе приложения теории подобия к проблеме загрязнения атмосферы.

Привлекая уравнения движения, притока тепла и переноса примесей в приземном слое, получаем, согласно результатам работ [14, 15] и гл. 2, следующие выражения для концентрации примеси (q), температуры воздуха (T) и скорости ветра (c):

$$q(z) = q_1 + q_* \ln(\eta / \eta_1), \quad (7.6.1)$$

$$T(z) = T_2 + T_* \ln(\eta / \eta_2) - \gamma_a(z - z_2), \quad (7.6.2)$$

$$c(z) = (u_* / \chi) \ln(\eta / \eta_0) \quad (7.6.3)$$

Здесь q_* и T_* — масштабы (характерные значения) изменения q и T в пределах приземного слоя, связанные с турбулентными потоками примесей $Q_q(0)$ и тепла $Q_T(0)$ соотношениями:

$$q_* = -Q_q(0) / (\chi \rho_1 u_*);$$

$$T_* = -Q_T(0) / (\chi c_p \rho_1 u_*).$$

Показательно-логарифмические формулы отражают особенности распределения по высоте метеорологических величин (скорости ветра, температуры воздуха, массовой доли водяного пара) и концентрации примесей.

Воспользуемся разложением переменной η в ряд

$$\eta = \exp(z / L_*) - 1 = z / L_* + z^2 / (2L_*^2) + z^3 / (6L_*^3) + \dots \quad (7.6.4)$$

На малых высотах при любых значениях параметра L_* распределение q и c , равно как и T , описывается логарифмическими формулами (законами):

$$q(z) = q_1 + q_* \ln(z / z_1), \quad (7.6.5)$$

$$c(z) = (u_* / \chi) \ln(z / z_0), \quad (7.6.6)$$

в которые переходят (7.6.1) и (7.6.3), если в правой части (7.6.4) сохранить лишь первое (линейное) слагаемое.

При сохранении трех членов в разложении формулы принимают вид:

$$q(z) = q_1 + q_* \left[\ln(z / z_1) + \frac{z - z_1}{2L_*} + \frac{z^2 - z_1^2}{6L_*^2} \right]; \quad (7.6.7)$$

$$c(z) = \frac{u_*}{\chi} \left[\ln(z / z_0) + \frac{z - z_0}{2L_*} + \frac{z^2 - z_0^2}{6L_*^2} \right]. \quad (7.6.8)$$

Для этого нужно η записать в виде: $\eta = x(1+x/2+x^2/6)$, где $x = z/L_*$. Воспользовавшись при малом $y = x/2+x^2/6$ представлением $\ln(1+y) \approx y$, получим $\ln \eta = \ln x + x/2 + x^2/6$.

Анализ данных наблюдений показал, что для описания профиля скорости ветра при стратификации, существенно отличающейся от равновесной (когда $|L_*| \approx 5-50$ м), в правых частях следует учитывать не только первое и второе слагаемые (в этом случае формулу называют линейно-логарифмической), но также и третье (квадратичное) слагаемое.

Профили $q(z)$, $c(z)$ и $T(z)$ практически (погрешность менее 5 %) совпадают с логарифмическими до высоты $z_* = 0,1|L_*|$. При дальнейшем увеличении высоты эти профили все более отклоняются от логарифмического. Скорость ветра растет при увеличении z более быстро, чем $\ln(z)$, при устойчивой ($L_* > 0$) и менее быстро – при неустойчивой ($L_* < 0$) стратификации приземного слоя.

За последние десятилетия выполнен анализ многочисленных данных градиентных измерений c и T в различных районах земного шара. Этот анализ показал, что с помощью формулы (7.6.8) и более общих формул (7.6.2) и (7.6.3) с высокой точностью аппроксимируются экспериментальные данные. На этом основании можно заключить, что и формула (7.6.7) со столь же высокой точностью описывает распределение q по высоте.

Результаты расчета по формуле (7.6.1) безразмерного отношения

$$\beta = \frac{q(z) - q_1}{q_*} = -\chi \rho_{1u_*} \frac{q(z) - q_1}{Q_q(0)} \quad (7.6.9)$$

приведены для нескольких значений L_*/z_1 в табл. 7.41. При обычно наблюдаемом положительном потоке примеси ($Q_q(0) > 0$) концентрация ее убывает с высотой: $q(z) < q_1$ при $z/z_1 > 1$. Однако скорость уменьшения q с высотой существенно различна при устойчивой ($L_* > 0$) и неустойчивой ($L_* < 0$) стратификации атмосферы. При $L_* > 0$ концентрация убывает с высотой значительно быстрее, чем при $L_* < 0$: при $z/z_1 = 100$ отношение β достигает 12,25 при $L_*/z_1 = 10$ и равно лишь 2,35 при $L_*/z_1 = -10$.

Отношение $10^2\beta$

L/z_1	z/z_1								
	0,25	0,5	2	5	10	20	40	100	200
10	-142	-72	74	182	279	411	623	1225	2225
25	-141	-70	71	169	249	340	457	718	1120
0	-139	-69	69	161	230	300	369	460	530
-25	-137	-68	67	153	213	264	301	322	324
-10	-135	-67	64	142	189	221	233	235	235

Через посредство параметров L^* и u^* разность $q_1 - q(z)$ довольно сложно зависит от скорости ветра, вертикального градиента температуры ($\gamma = -\partial T/\partial z$) и параметра шероховатости (z_0). Оценим разность $q_1 - q(z)$ для двух значений c_1 в предположении, что все другие параметры (Q_T , Q_q , z_0) одни и те же. Пусть при слабом ветре (c'_1) масштаб L^*/z_1 близок к 10. Если скорость ветра возрастает до c''_1 , превосходящей c'_1 в 5 раз, то L^* возрастает примерно в 125 раз. При таком $L^*/z_1 \approx 1250$ распределение q по высоте описывается логарифмической формулой (7.6.5).

Приведем значения отношения $b = (q_1 - q)'/(q_1 - q)''$ разностей $q_1 - q$ при c'_1 и $c''_1 = 5c'_1$:

z/z_1	0,25	0,5	2	5	10	20	100	200
b	5,17	5,23	5,43	5,72	6,14	7,34	13,5	21,2

При возрастании скорости ветра разность $q_1 - q$ увеличивается быстрее, чем отношение β .

Согласно (2.1.19), увеличение параметра шероховатости z_0 влияет на β и b в ту же сторону, что и рост c_1 . Приводим значения отношения $a = (q_1 - q)'/(q_1 - q)''$ разностей $q_1 - q$, отвечающих $z'_0/z_1 = 10^{-2}$ и $z''_0/z_1 = 0,25$:

z/z_1	0,25	0,5	2	5	10	20	100	200
a	3,43	3,51	3,60	3,80	4,08	4,87	8,95	14,1

Зависимость разности $q_1 - q$ от γ , оказывающего определяющее влияние на поток тепла $Q_T(0)$, а через него на L^*/z_1 , непосредственно следует из данных табл. 7.41. Так, если при некотором $\gamma' < \gamma_a$ (устойчивая стратификация: $Q_T(0) < 0$) масштаб $L^*/z_1 = 10$, а при другом $\gamma'' > \gamma_a$ ($Q_T(0) > 0$) масштаб $L^*/z_1 = -10$, то отношение $(q_1 - q)'/(q_1 - q)''$ изменяется от 1,08 при $z/z_1 = 0,25$ до 9,31 при $z/z_1 = 200$.

Нетрудно видеть, что все отмеченные закономерности объясняются влиянием турбулентного обмена на перенос и распределение примеси по высоте. В обсуждаемой модели зависимость коэффициента турбулентности k_z от высоты описывается формулой

$$k_z = \chi u_* L_* (1 - \exp(-z / L_*)).$$

При устойчивой стратификации ($L_* > 0$, $\gamma < \gamma_a$) на фиксированной высоте k_z тем больше, чем больше L_* и u_* . Поток примеси $Q_q = -\rho k_z (\partial q / \partial z)$, с одной стороны, сохраняет в приземном слое постоянное значение (по высоте), а с другой – это значение определяется тем количеством примесей, которые поступают вблизи земной поверхности из различных источников. Отсюда следует, что увеличение интенсивности турбулентного обмена (чему способствует рост c_1 , z_0 и γ , при этом c_1 и z_0 оказывают на k_z двойное влияние в одну сторону через u_* и L_*) сопровождается уменьшением $-\partial q / \partial z$: концентрация примеси понижается с высотой тем медленнее, чем больше c_1 , z_0 и γ .

При неустойчивой стратификации ($L_* < 0$, $\gamma > \gamma_a$), на данной высоте k_z также возрастает при увеличении L_* (т.е. при уменьшении L_* по модулю). Поэтому и здесь концентрация примеси убывает с высотой тем медленнее, чем больше γ . Однако зависимость распределения q от c_1 и z_0 при $\gamma > \gamma_a$ не столь однозначна, как при $\gamma < \gamma_a$. При $\gamma > \gamma_a$ ($L_* < 0$) рост c_1 и z_0 через u_* ведет к увеличению k_z , а через L_* – к уменьшению k_z . Так, если при $L_*/z_1 = -10$ и $c'_1 = 1$ м/с скорость ветра возрастает до $c''_1 = 5$ м/с, то k_z на высоте 10 м увеличивается почти в 5 раз под влиянием u_* и уменьшается в 1,72 раза под влиянием L_* , т.е. в итоге k_z возрастает в 2,9 раза. Введенное выше отношение $b = (q_1 - q)' / (q_1 - q)''$ принимает следующие значения при $c''_1 = 5c'_1$ и $L_*/z_1 = -10$:

z/z_1	0,25	0,5	2	5	10	20	100	200
b	4,86	4,82	4,65	4,40	4,11	3,52	2,55	2,22

Представим турбулентный поток примесей $Q_q(0)$ в следующем виде:

$$Q_q(0) = -\rho_1 \alpha_q c_1 (q_3 - q_2),$$

где q_3 и q_2 – концентрации примесей на уровнях z_3 и z_2 ; c_1 – скорость ветра на z_1 ; α_q – коэффициент газообмена.

При распределении $q(z)$ и $c(z)$ по высоте, описываемом формулами (7.6.1) и (7.6.3), для α_q получаем соотношение

$$\alpha_q = \frac{\chi^2}{\ln(\eta_3 / \eta_2) \ln(\eta_1 / \eta_0)},$$

где, как и выше, η_3 , η_2 , η_1 и η_0 — значения переменной η при z_3 , z_2 , z_1 и z_0 , при этом $z_3 = nz_1$; $z_2 = z_1/n$.

Таблица 7.42

Коэффициент газообмена $10^4 \alpha_q$ ($n = 2$; $z_3 = 2z_1$; $z_2 = 0,5z_1$)

z_1/L^*	z_0/z_1							
	10^{-4}	10^{-3}	10^{-2}	$5 \cdot 10^{-2}$	0,1	0,15	0,25	0,50
1	64,7	84,7	123	179	226	267	351	648
0,8	71,9	94,5	137	203	257	310	405	811
0,6	80,1	106	154	232	293	358	468	893
0,4	89,6	119	172	264	340	410	545	1057
0,2	101	134	197	304	389	470	640	1258
0,1	107	142	204	319	409	500	692	1301
0,05	109	146	218	337	436	529	708	1437
0,025	110	149	223	343	446	542	739	1475
0	113	151	226	348	452	549	751	1503
-0,025	115	153	230	354	460	559	766	1536
-0,05	116	155	234	360	469	570	782	1571
-0,1	120	160	241	374	486	593	815	1646
-0,2	127	171	258	402	525	641	885	1804
-0,4	144	193	294	465	619	749	1046	2172
-0,6	163	220	337	540	711	879	1239	2628
-0,8	185	250	384	628	830	1032	1470	3183
-1,0	211	286	444	720	974	1218	1756	3889

Результаты расчета α_q при $n = 2$ приведены в табл. 7.42. При фиксированном z_0/z_1 коэффициент газообмена увеличивается в несколько раз при переходе от сильно устойчивой, когда $L^* \approx (5,0-1,0)z_1$, к сильно неустойчивой стратификации, когда $L^* \approx -(5,0-1,0)z_1$. Столь же существенно α_q зависит от параметра шероховатости: при фиксированном L^* коэффициент газообмена увеличивается примерно на порядок при росте z_0/z_1 от 10^{-4} – 10^{-3} до 0,25–0,50.

Для расчета потока примеси по формуле необходимы, помимо скорости ветра c_1 на уровне z_1 , данные о концентрации примеси на двух уровнях: z_3 и z_2 . В реальных условиях измерения q выполняются, как правило, только на одном уровне. В связи с этим наряду с $n = 2$ выполнен расчет α_q при $n = 50$ (табл. 7.43). Если при этом $z_1 = 10$ м, то $z_3 = 500$ и $z_2 = 0,2$ м. Оценки показывают, что на высоте 500 м концентрация примеси q_3 примерно на порядок меньше ее значений q_2 вблизи земной поверхности. Это означает, что с погрешностью менее 10 % расчет $Q_q(0)$ можно производить лишь по измеренной на уровне z_2 концентрации q_2

$$Q_q(0) = \rho_1 \alpha_q c_1 q_2,$$

где c_1 — скорость ветра на уровне 10 м.

Таблица 7.43

Коэффициент газообмена $10^4 \alpha_q$ ($n = 50$; $z_3 = 50z_1$; $z_2 = 0,02z_1$)

$z_1/L*$	z_0/z_1							
	10^{-4}	10^{-3}	10^{-2}	$5 \cdot 10^{-2}$	0,1	0,15	0,25	0,50
1	2,75	3,59	5,22	7,59	9,55	11,3	14,9	27,5
0,8	3,40	4,46	6,47	9,59	12,1	14,6	19,1	38,3
0,6	4,40	5,83	8,46	12,8	16,1	19,2	25,7	49,1
0,4	6,17	8,20	11,8	18,2	23,4	28,3	37,6	72,8
0,2	10,0	13,3	19,6	30,2	38,2	46,7	63,6	125
0,1	14,0	18,5	26,6	41,6	53,4	65,2	83,8	170
0,05	16,6	22,3	33,3	51,5	66,6	80,8	108	220
0,025	18,3	24,6	36,8	56,6	73,6	89,4	122	243
0	20,0	26,7	40,0	61,6	80,0	97,2	133	266
-0,025	21,7	28,8	43,3	56,7	86,7	105	144	289
-0,05	22,9	30,6	46,3	71,2	92,7	113	155	311
-0,1	25,4	33,58	50,9	79,1	103	125	172	348
-0,2	28,6	38,5	58,1	90,5	118	144	199	406
-0,4	33,1	44,4	67,6	92,5	142	172	241	500
-0,6	36,5	49,3	75,5	121	159	197	277	588
-0,8	39,5	53,4	81,9	134	177	220	314	679
-1,0	42,2	57,4	89,1	144	196	244	352	781

Анализ данных таблиц 7.42 и 7.43 показывает, что поток примеси под влиянием метеорологических условий (термической стратификации, скорости ветра) и шероховатости земной поверхности может изменяться в десятки и даже сотни раз.

Литература

1. Матвеев Л.Т., Матвеев Ю.Л. Влияние антропогенных факторов на поле облаков. // Оптика атмосферы и океана. 1998. №8. С. 833–838.
2. Матвеев Ю.Л. Функция распределения количества облаков. // Тр. ВНИИГМИ – МЦД. 1986. В. 126. С. 18–27.
3. Матвеев Ю.Л. Влияние большого города на поле осадков. // Оптика атмосферы и океана. 1998. №8. С. 839–842.
4. Тверской. П.Н. Курс метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеоздат 1963. 700 с.
5. Хргиан А.Х. Физика атмосферы.– Л.: Гидрометеоздат. 1978. Т.1– 247 с. Т.2– 319 с.
6. Матвеев Л.Т. Основы общей метеорологии . Физика атмосферы.– Л.: Гидрометеоздат. 1965. 875 с.
7. Матвеев Ю.Л.. О роли крупномасштабных вертикальных движений в возникновении конвективных явлений в атмосфере. // Метеорология и гидрология. 1986. №4. С. 5–12.
8. Глобальное поле облачности. / Под.ред. Л.Т. Матвеева.– Л.: Гидрометеоздат. 1986. С. 114–123.
9. Довгалюк Ю.А., Оренбургская Е.В., Углонова Т.Л. Характеристики ресурсных конвективных облаков. – Л.: Гидрометеоздат. 1991. 88 с.
10. Хайруллин Р.Р. Структура и динамика циклогенеза в северном полушарии. – Казань. Изд. Казанского госуниверситета. 1989. 134 с.
11. Матвеев Ю.Л. Физико-статистический анализ условий образования облаков. // Известия АН ФАО. 1994. №3. С. 345–351.
12. Дроздов О.А. Григорьева А.С. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. – Л.: Гидрометеоздат. 1971. 158 с.
13. Матвеев Ю.Л., Матвеев Л.Т. Функции и плотность распределения загрязняющих веществ и температуры воздуха. // Оптика атмосферы и океана. 1994. №2. С. 244–249.
14. Матвеев Ю.Л. Влияние метеорологических условий на вертикальные профили и потоки атмосферных примесей. // Оптика атмосферы и океана. 1996. №4. С. 464–469.
15. Матвеев Л.Т., Солдатенко С.А. Параметризация переноса загрязняющих веществ в атмосфере большого города. // Оптика атмосферы и океана. 1994. №2. С. 204–212.

8. ОСОБЕННОСТИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА БОЛЬШОГО ГОРОДА

Мы уже анализировали особенности метеорологического и экологического режимов некоторых крупных городов (С.-Петербург, Челябинск, Екатеринбург, Кемерово) и, в частности, обсуждали формирование острова тепла [3-7, гл.5].

Столица Российской Федерации – Москва – предоставляет наибольшие возможности для выявления и количественной оценки влияния антропогенных факторов на метеорологический режим большого города. В Москве ведутся наблюдения в наибольшем (по сравнению с другими городами не только России, но и всего мира) числе пунктов (метеостанций), столь же значительно число метеостанций в окрестностях Москвы.

Совершенно естественно, что изучению метеорологического режима Москвы посвящено большое число работ (назовем здесь лишь монографии и некоторые статьи [1-7, 9-13]). Однако мало уделено внимания количественному сопоставлению метеоусловий в Москве и в ее окрестностях (под последними имеется в виду пояс – преимущественно вторая зона экологической защиты, удаленный от центра Москвы на несколько десятков километров). Процессы и явления, формирующие особенности – по сравнению с окрестностями – Москвы (равно как любого большого города – с населением свыше 0,5 – 1,0 млн. человек), относятся к числу мезомасштабных.

8.1. Температура воздуха

В табл. 8.1 приведены разности ΔT между температурами воздуха на каждой из пяти станций в городе ($T_{\text{гор}}$) и на каждой же из пяти станций в окрестностях ($T_{\text{окр}}$), осредненными за 20 лет – на ст. МГУ, ВДНХ и ТСХА в Москве и на ст. Волоколамск, Можайск и Наро-Фоминск в окрестностях; за 15 лет – на ст. Балчуг в городе; за 10 лет – на ст. Лосиноостровская в городе и на ст. Павловский Посад и Дмитров в окрестностях.

Все средние (за 10-20 лет) значения ΔT – положительные: любой пункт в городе теплее любого пункта в окрестностях. Самая теплая станция в Москве – Балчуг, расположенная в центре города: средняя за 15 лет температура воздуха на ней выше средней (по всем пунктам окрестностей) температуры на 2,48 °C зимой и на

2,06 °С летом; наиболее холодные – ст. Лосиноостровская зимой ($\Delta T = 0,60$ °С) и ст. ВДНХ летом ($\Delta T = 0,80$ °С).

Таблица 8.1

**РАЗНОСТИ (ΔT °С) МЕЖДУ СРЕДНИМИ ТЕМПЕРАТУРАМИ ВОЗДУХА
В ГОРОДЕ ($T_{\text{гор}}$) И ЕГО ОКРЕСТНОСТЯХ ($T_{\text{окр}}$):**
 $\Delta T = T_{\text{гор}} - T_{\text{окр}}$ 1971 – 1990 гг. (З – зима, Л – лето)

Станции Москвы	Волоко- ламск		Можайск		Наро- Фоминск		Павлов- ский Посад		Дмитров		Средние взвешен- ные	
	З	Л	З	Л	З	Л	З	Л	З	Л	З	Л
Балчуг	2,47	2,40	2,10	2,30	2,13	2,27	3,00	1,65	3,00	2,15	2,48	2,06
МГУ	1,22	1,22	0,28	1,10	0,62	1,10	0,85	0,40	1,50	0,85	0,69	1,01
ВДНХ (ВВЦ)	0,80	1,00	0,65	0,88	0,78	0,88	1,25	0,20	2,15	0,70	0,87	0,80
ТСХА	0,92	1,05	0,78	0,92	0,68	0,92	1,25	0,05	2,20	0,85	0,90	0,84
Лосино- островская	0,55	1,45	0,25	1,45	0,80	1,30	0,40	0,60	1,20	1,10	0,60	1,26
Средние взвешенные	1,19	1,37	0,81	1,26	1,00	1,24	1,35	0,58	2,01	1,17	1,11	1,16

В окрестностях наиболее высокая, по сравнению со всеми другими пунктами, температура наблюдается в Наро-Фоминске зимой ($\Delta T = 1,00$ °С) и Павловском Посаде летом ($\Delta T = 0,58$ °С); наиболее низкая – в Дмитрове зимой ($\Delta T = 2,01$ °С) и Волоколамске летом ($\Delta T = 1,37$ °С).

Средние взвешенные (по всем пунктам и периодам) значения разности $\Delta T = T_{\text{гор}} - T_{\text{окр}}$ составляют: 1,11 °С зимой и 1,16 °С летом.

8.2 Давление водяного пара

Разности Δe между давлениями водяного пара в городе ($e_{\text{гор}}$) и в окрестностях ($e_{\text{окр}}$) приведены в табл. 8.2, составленной для тех же станций и периодов осреднения, что и табл. 8.1.

В большинстве случаев (в 84 % зимой и 83 % летом) разности $\Delta e > 0$: содержание водяного пара (давление или абсолютная влажность) в городе больше, чем в окрестностях. Однако в отличие от ΔT , которые для всех пар станций больше нуля, в 16 % зимой и 17 % летом разности $\Delta e < 0$. По средним пятилетним данным повторяемость $\Delta e < 0$ еще более значительна: 28 % зимой и 48 % летом. Преобладание (в 1,7 раза) второго значения над первым свиде-

тelleствует о том, что летом испарение вносит более существенный вклад в формировании разности Δe , чем зимой.

Таблица 8.2

РАЗНОСТИ (Δe , гПа) МЕЖДУ СРЕДНИМИ ЗНАЧЕНИЯМИ ДАВЛЕНИЯ ВОДЯНОГО ПАРА В ГОРОДЕ ($e_{\text{гор}}$) И ЕГО ОКРЕСТНОСТХ ($e_{\text{окр}}$):

$\Delta e = e_{\text{гор}} - e_{\text{окр}}$. 1971–1990 гг. (З – зима, Л – лето)

Станции Москвы	Волоко- ламск		Можайск		Наро- Фоминск		Павлов- ский Посад		Дмитров		Средние взвешен- ные	
	З	Л	З	Л	З	Л	З	Л	З	Л	З	Л
Балчуг	0,20	0,93	-0,03	0,43	0,33	-0,13	-0,05	0,00	0,10	-0,45	0,12	0,22
МГУ	0,15	0,40	0,02	0,42	0,30	-0,40	-0,15	-0,25	-0,15	-0,10	0,08	0,07
ВДНХ (ВВЦ)	-0,08	0,85	0,05	0,62	0,20	0,05	-0,30	0,05	0,05	0,05	0,01	0,39
ТСХА	0,00	0,70	-0,02	-0,07	0,25	-0,15	-0,015	0,20	0,10	-0,05	0,05	0,13
Лосино- островская	-0,05	0,05	-0,20	-0,40	0,60	-0,05	-0,05	-0,05	0,10	-0,15	0,10	-0,13
Средние взвешен- ные	0,07	0,61	-0,02	0,32	0,31	-0,15	-0,14	-0,01	0,01	-0,16	0,07	0,16

Давление водяного пара максимально (по сравнению с другими пунктами в городе) летом на ВДНХ (ВВЦ), а зимой – на ст. Балчуг, минимально – на Лосиноостровской летом и ВДНХ зимой.

Среди пунктов в окрестностях наибольшее значение давления пара наблюдается в Дмитрове летом и Павловском Посаде зимой, наименьшее – в Волоколамске летом и Наро-Фоминске зимой.

Положительные летние Δe , равно как и значения e как правило, существенно больше зимних. Средние взвешенные (по всем парам пунктов и периодам осреднения) значения Δe равны: 0,07 гПа зимой и 0,16 гПа летом.

8.3 Относительная влажность воздуха

В согласии с выражением для относительной влажности $f = e/E(T)$, на изменение ее оказывают влияние давление водяного пара (e) и температура воздуха (через давление насыщения E). Наибольшее влияние оказывает T . Поскольку, по данным таблицы 8.1, $T_{\text{гор}} > T_{\text{окр}}$ и $E(T_{\text{гор}}) > E(T_{\text{окр}})$, то $f_{\text{гор}} < f_{\text{окр}}$, а разность $\Delta f = f_{\text{гор}} - f_{\text{окр}} < 0$.

Представленные в табл. 8.3 данные подтверждают это заключение: в 96 % летом и 88 % зимой разность $\Delta f < 0$: f в городе меньше f в окрестностях. Наиболее низкая (среди пунктов в городе)

относительная влажность наблюдается на ст. Балчуг: она по сравнению со всеми пунктами окрестностей выше на 9,7 % летом и на 3,9 % зимой; наиболее высокая – на ст. Лосиноостровская (на ней f только на 2,0 % летом и 0,3 % зимой больше, чем в окрестностях).

Таблица 8.3

**РАЗНОСТИ (Δf , %) МЕЖДУ СРЕДНИМИ ЗНАЧЕНИЯМИ
ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ВЛАЖНОСТИ В ГОРОДЕ ($f_{\text{гор}}$)
И ЕГО ОКРЕСТНОСТЯХ ($f_{\text{окр}}$): $\Delta f = f_{\text{гор}} - f_{\text{окр}}$, 1971–1990 гг.
(З – зима, Л – лето)**

Стан- ции Москвы	Волоко- ламск		Можайск		Наро- Фоминск		Павлов- ский Посад		Дмитров		Средние взвешен- ные	
	З	Л	З	Л	З	Л	З	Л	З	Л	З	Л
Балчуг	-3,7	-10,3	-4,0	-10,0	-2,0	-10,7	-4,0	-7,0	-6,0	-9,7	-3,93	-9,71
МГУ	-3,2	-7,5	-3,0	-7,8	-2,2	-7,8	-3,5	-3,5	-5,3	6,7	-3,35	-7,00
ВДНХ (ВВЦ)	-1,8	-4,2	-2,2	-4,5	0,2	-4,5	-2,5	-0,5	-3,3	-3,3	-1,71	-3,76
ТСХА	-1,5	-6,0	-2,0	-6,2	0,5	-6,2	-1,5	-1,5	-3,3	-4,3	-1,47	-5,29
Лосино- остров- ская	-1,0	-3,0	-0,5	-2,0	0,5	-3,5	0,0	2,5	-1,0	-3,0	-0,33	-2,00
Средние взве- шенные	-2,29	-6,35	-2,47	-6,35	-0,59	-6,65	-2,56	-2,22	-4,00	-5,57	-2,30	-5,74

Среди пунктов в окрестностях наименьшая f летом наблюдается в Наро-Фоминске, а зимой – в Дмитрове (соответственно на 6,6 % и 4 % меньше, чем по городу в целом); наибольшая f – в Павловском Посаде летом и Наро-Фоминске зимой (соответственно только на 2,2 % и 0,6 % меньше, чем по городу в целом).

Средние взвешенные (по всем парам пунктов и периодам осреднения) разности Δf равны: -2,3 % зимой и -5,7 % летом.

8.4 Туманы

Определяющее значение для начала образования дымок и последующего перехода их в туманы имеет относительная влажность воздуха. Она, согласно табл. 8.3, во всех пунктах в городе меньше, чем в окрестностях. После того как образовались дымка или туман, решающее значение для их существования имеет температура воздуха: повышение ее даже на 0,1–0,2 °C может привести к исчезновению дымки или тумана.

Более высокая в городе температура воздуха способствует, с одной стороны, снижению относительной влажности, а с другой – рассеянию образовавшихся под влиянием общей синоптической обстановки туманов. Тот и другой фактор способствуют уменьшению числа туманов в городе по сравнению с его окрестностями. Согласно данным табл. 8.4 (составленной для тех же пунктов и периодов осреднения, что и табл. 8.1), отношение числа туманов в окрестностях ($N_{\text{окр}}$) к их числу в городе ($N_{\text{гор}}$) во всех 25 случаях как зимой, так и летом больше единицы: $N_{\text{окр}}/N_{\text{гор}} > 1$ – туманов образуется в окрестностях больше, чем в городе (по пятилетним средним это отношение больше единицы летом во всех 69 случаях, а зимой в 65 из тех же 69).

Таблица 8.4

**ОТНОШЕНИЕ СРЕДНЕГО ЧИСЛА ТУМАНОВ В ОКРЕСТНОСТЯХ ($N_{\text{окр}}$)
К ИХ ЧИСЛУ В ГОРОДЕ ($N_{\text{гор}}$): $N_{\text{окр}}/N_{\text{гор}}$
1971–1990 гг. (З – зима, Л – лето)**

Станции Москвы	Волоколамск		Можайск		Наро-Фоминск		Павловский Посад		Дмитров		Средние взвешенные	
	З	Л	З	Л	З	Л	З	Л	З	Л	З	Л
Балчуг	3,37	6,40	4,20	8,93	3,10	5,93	3,85	3,15	2,60	11,10	3,22	7,12
МГУ	1,06	2,88	1,35	4,25	1,27	1,95	1,15	1,75	1,70	4,00	1,29	2,99
ВДНХ (ВВЦ)	3,32	4,32	3,92	9,20	3,68	4,90	2,60	2,75	2,80	5,60	3,41	5,64
ТСХА	3,32	3,62	4,02	7,30	3,65	3,22	3,70	3,50	6,80	5,75	4,08	4,69
Лосино-островская	4,65	6,35	2,45	3,25	2,10	5,00	9,60	9,00	2,40	4,80	4,24	5,38
Средние взвешенные	2,89	4,42	3,45	6,84	2,91	4,01	3,58	3,48	3,36	6,41	3,19	5,05

Отношение $N_{\text{окр}}/N_{\text{гор}}$ изменяется в достаточно широких пределах: от 1,06 до 9,60 зимой и от 1,75 до 9,20 летом. В Москве наименьшее число туманов образуется летом на ст. Балчуг, а зимой – на ст. Лосиноостровская, наибольшее – на ст. МГУ как летом, так и зимой. В окрестностях наибольшее число туманов в Можайске летом и Павловском Посаде зимой, наименьшее – в Волоколамске зимой и Павловском Посаде летом. Средние взвешенные (по всем пунктам и периодам) значения отношения $N_{\text{окр}}/N_{\text{гор}}$ для туманов равны 3,19 зимой и 5,05 летом.

Повторяемость туманов тесно связана с разностями температуры (ΔT) и относительной влажности (Δf). Во всех случаях, когда $\Delta T > 0$ и $\Delta f < 0$, отношение $N_{\text{окр}}/N_{\text{гор}} > 1$. Летние значения больше зимних в 84 % для Δf (по модулю) и в 80 % для $N_{\text{окр}}/N_{\text{гор}}$. Средние взвешенные Δf (по модулю) и $N_{\text{окр}}/N_{\text{гор}}$ во всех пунктах в городе и в 4 пунктах из 5 в окрестностях летом больше, чем зимой (отметим, что это условие не выполняется только в Павловском Посаде как для Δf , так и для $N_{\text{окр}}/N_{\text{гор}}$).

8.5 Дымки

Условия образования метеорологических (влажных) дымков (в которых метеорологическая дальность видимости заключена между 1 и 10 км) близки к условиям образования туманов. Дымки также состоят из капель воды или кристаллов льда, образовавшихся за счет конденсации водяного пара при достаточно высокой относительной влажности (как правило, свыше 70 %). Поскольку, однако, капли в дымке более мелкие, чем в тумане, и масса (водность) их мала, то, наряду с каплями, на видимость в дымке начинают оказывать влияние другие (кроме ядер конденсации) твердые (аэрозольные) частицы. Последних в городе, естественно, больше, чем в окрестностях.

Хотя на условия образования дымков оказывают влияние те же факторы, что и на туманы (температура и давление водяного пара), к ним добавляется влияние аэрозоля, действующего в сторону увеличения числа дымков в городе ($N_{\text{гор}}$) в большей степени, чем на число их в окрестностях ($N_{\text{окр}}$).

Вследствие этого отношение $N_{\text{окр}}/N_{\text{гор}}$ для дымков уменьшается по сравнению с этим отношением для туманов (на которые аэрозоль также оказывает влияние, но оно перекрывается влиянием T и f на конденсацию водяного пара).

По средним за 10 – 20 лет данным (табл. 8.5) отношение $N_{\text{окр}}/N_{\text{гор}}$ больше единицы в 65 % летом и 55 % зимой. Средние взвешенные значения этого отношения для 4 (из 5) пунктов летом и для 3 (из 5) зимой как в городе, так и в окрестностях также больше единицы. Средние взвешенные по всей выборке значения отношения $N_{\text{окр}}/N_{\text{гор}}$ для дымков равны: 1,11 зимой и 1,26 летом.

Таблица 8.5

**ОТНОШЕНИЕ СРЕДНЕГО ЧИСЛА ДЫМОК В ОКРЕСТНОСТЯХ ($N_{окр}$)
К ИХ ЧИСЛУ В ГОРОДЕ ($N_{гор}$): $N_{окр}/N_{гор}$
1971–1990 гг. (З – зима, Л – лето)**

Стан- ции Моск- вы	Волоко- ламск		Можайск		Наро- Фоминск		Павлов- ский Посад		Дмитров		Средние взве- шен- ные	
	З	Л	З	Л	З	Л	З	Л	З	Л	З	Л
Балчуг	0,64	1,17	0,91	1,17	1,27	1,50	1,25	1,75	1,23	1,30	1,05	1,35
МГУ	0,45	0,87	0,64	1,38	0,79	1,36	0,92	1,56	0,85	1,17	0,70	1,24
ВДНХ (ВВЦ)	1,03	0,58	1,33	0,73	2,04	0,82	2,43	1,10	2,14	0,84	1,70	0,78
ТСХА	0,55	0,91	0,90	1,21	1,03	1,18	1,02	1,14	1,00	0,97	0,88	1,08
Лоси- но- остров ская	1,09	1,96	1,38	2,02	1,66	1,25	2,27	3,96	2,16	2,17	1,29	2,36
Сред- ние взве- шенные	0,65	0,99	1,00	1,23	1,33	1,35	1,50	1,67	1,27	1,22	1,11	1,26

Чаше, чем в других пунктах города, дымки наблюдаются на ст. ВДНХ летом и на ст. МГУ зимой, реже – на ст. Лосиноостровская летом и на ст. ВДНХ зимой.

8.6 Влияние города на осадки

Отклонение температуры и влажности воздуха в городе от окружающей его среды могло сказаться на образовании осадков. Для количественной оценки этого эффекта в п.5 введен параметр

$$\mathcal{D} = (Q_{гор} - Q_{окр})/Q,$$

который равен разности между значениями количества осадков в городе ($Q_{гор}$) и в его окрестностях ($Q_{окр}$), отнесенной к общему количеству осадков $Q = Q_{гор} + Q_{окр}$.

Оценка параметра $\mathcal{D}$ в 4 пунктах (Балчуг, МГУ, ВДНХ, ТСХА) Москвы и 4 пунктах (Волоколамск, Можайск, Наро-Фоминск, Павловский Посад) окрестностей для осадков, выпадающих летом в дневную часть суток (когда эффект термической конвекции лишь и мог бы оказать влияние), показала, что только в 6 % (в 3 случаях из

49) значения $\mathcal{D}$ превышают 0,10. Более того, даже при этих условиях в 33 % (16 случаев из 49) параметр $\mathcal{D} < 0$: в городе выпадает осадков меньше, чем в окрестностях.

Таблица 8.6

СРЕДНИЕ (за 20 лет) ЗНАЧЕНИЯ ПАРАМЕТРА $\mathcal{D}$

Станции Москвы	Лето			Зима		
	день	ночь	сутки	день	ночь	сутки
Балчуг	-0,04	-0,02	-0,04	0,08	0,13	0,09
МГУ	0,06	0,05	0,05	0,14	0,11	0,12
ВДНХ (ВВЦ)	0,02	0,02	0,014	0,14	0,09	0,11
ТСХА	0,02	0,06	0,03	0,12	0,09	0,11
Средние взвешенные	0,015	0,03	0,01	0,12	0,10	0,11

Летом малы и средние (по отношению ко всем пунктам окрестностей) значения $\mathcal{D}$ (табл. 8.6).

Средние по всем пунктам Москвы и по отношению ко всем пунктам окрестностей значения $\mathcal{D}$ для осадков за сутки равны: 0,01 летом и 0,11 зимой.

Близкие к этим значения параметра $\mathcal{D}$ получены при сравнении осадков в пунктах, расположенных только в городе или в окрестностях. Так, средние (за 20 лет) значения $\mathcal{D}$ при сравнении ТСХА и ВДНХ с МГУ равны: 0,05 и 0,04 летом и 0,02 и 0,01 зимой; ТСХА и ВДНХ с Балчуг – -0,02 и -0,04 летом и -0,06 и -0,07 зимой.

Полученные оценки параметра $\mathcal{D}$ (наряду с оценками дневных и ночных, летних и зимних осадков) лишний раз подкрепляют утверждение о решающей роли динамического фактора в формировании поля осадков. Поскольку при прохождении циклона (основного динамического фактора) охватывается территория, как правило, не меньше площади области, то вполне естественно, что и осадков выпадает практически равное количество во всех пунктах этой территории.

8.7. Суточные и сезонные колебания осадков

Приведем значения параметра $\mathcal{P}$, введенного в [8],

$$\mathcal{P} = (\mathcal{Q}_д - \mathcal{Q}_н) / \mathcal{Q}$$

по средним пятилетним данным о количестве осадков в дневную ($\mathcal{Q}_д$) и ночную ($\mathcal{Q}_н$) половины суток (табл. 8.7). Зимой в 93 % (28 случаев из 30) значения $\mathcal{P}$ не превышают 0,10, более того, в полови-

не случаев (в 14 из 28) параметр $\varphi < 0$: днем выпадает осадков меньше, чем ночью.

Таблица 8.7

**ЗНАЧЕНИЕ ПАРАМЕТРА φ (%) ПО СРЕДНИМ ПЯТИЛЕТНИМ ДАННЫМ
О КОЛИЧЕСТВЕ ОСАДКОВ**

Пункт	1971–1975 гг.		1976–1980 гг.		1981–1985 гг.		1986–1990 гг.	
	З	Л	З	Л	З	Л	З	Л
Балчуг	3	25	-2	13	-8	30	-	-
МГУ	5	16	6	20	4	25	-3	34
ВДНХ (ВВЦ)	8	17	3	27	2	27	-4	36
ТСХА	6	9	5	16	-2	28	-3	34
Лосино-островская	7	28	-	-	3	24	-1	25
Водоколамск	-1	23	14	16	-6	23	-10	26
Можайск	-3	25	-4	20	0	25	15	27
Наро-Фоминск	5	22	2	18	-4	24	-1	19

В согласии с существующими представлениями о роли радиационно-термического фактора значения параметра φ летом больше, чем зимой. Однако и летом 90 % (27 из 30) значений φ не превышают 0,30: вклад радиационно-термического фактора не превышает 30 %.

Как и в других пунктах суши, летом выпадает осадков значительно больше, чем зимой. Приводим в табл. 8.8 отношения $Q_{\text{л}}/Q_{\text{з}}$ количеств осадков, выпавших летом ($Q_{\text{л}}$) и зимой ($Q_{\text{з}}$), по средним пятилетним данным.

Таблица 8.8

**ОТНОШЕНИЯ $Q_{\text{л}}/Q_{\text{з}}$ КОЛИЧЕСТВ ОСАДКОВ, ВЫПАВШИХ
ЛЕТОМ ($Q_{\text{л}}$) И ЗИМОЙ ($Q_{\text{з}}$)**

Пункт	1971–1975 гг.	1976–1980 гг.	1981–1985 гг.	1986–1990 гг.
Балчуг	2,56	1,74	1,93	-
МГУ	2,36	2,14	2,04	1,77
ВДНХ	2,06	2,03	1,90	2,05
ТСХА	2,07	2,21	2,04	1,77
Лосиноостровская	2,02	-	1,99	2,16
Средние по Москве	2,21	2,03	1,98	1,94
Водоколамск	2,77	2,61	2,50	2,12
Можайск	3,15	2,15	3,06	1,70
Наро-Фоминск	2,62	2,37	2,36	2,13
Павловский Посад	1,92	2,13	-	-
Дмитров	-	2,22	2,46	-
Средние по окрестностям	2,62	2,30	2,60	1,98

В большинстве случаев (в 12 из 18 пунктах Москвы и в 14 из 16 пунктах окрестностей) летнее количество осадков более чем в 2 раза превышает зимнее.

Более детально вопрос о вкладе различных факторов в формирование и колебания осадков рассмотрен в статье [8].

Сформулируем в заключение некоторые выводы:

- средняя (за 10–20 лет) температура воздуха в любом пункте города выше температуры в любом пункте окрестностей; средние взвешенные значения разности температур составляют 1,1–1,2 °С;
- поле температуры тесно связано с полем влажности воздуха: разности $\Delta e = e_{\text{гор}} - e_{\text{окр}}$ давлений водяного пара в 80–85 % совпадают, а разности $\Delta f = f_{\text{гор}} - f_{\text{окр}}$ относительных влажностей в 90–95 % противоположны (по знаку) разностям $\Delta T = T_{\text{гор}} - T_{\text{окр}}$ температур воздуха;
- если еще учесть, что по ежедневным и месячным данным разности ΔT и Δe связаны, согласно [7, гл.5], достаточно тесной корреляционной связью, то полученные связи дают основание утверждать: в формировании термического режима большого города (в частности, “острова” тепла) определяющую роль играют (через влияние на радиационный баланс земной поверхности) водяной пар и облака, количество которых, согласно [5, гл.5], за 10 лет (1981–1990 гг.) увеличилось по сравнению с 1971–1980 гг. по Земле в целом на 3 %;
- на образование туманов и метеорологических дымок определяющее влияние оказывают температура и влажность воздуха, в согласии с полученными значениями ΔT и Δf среднее (за 10–20 лет) число туманов в любом пункте окрестностей больше их числа в любом пункте города;
- определяющую роль в образовании осадков играют динамические факторы: отношение количества осадков в пунктах города к их количеству в пунктах окрестностей даже в дневную половину суток летом, когда радиационно-термический фактор максимален, равно лишь 0,015.

Литература

1. *Бастамов С.Л.* Климатический очерк Москвы. //Естествознание и география, 1913. №4. С. 1–8.
2. *Белинский В.А., Гараджа М.П., Меженная М.П., Незваль Е. И.* Ультрафиолетовая радиация Солнца и неба. М.: Изд. МГУ, 1968. 228 с.
3. *Дмитриев А.А.* Климат большого города (на примере особенностей Москвы). М.: Изд. МГУ, 1965. 196 с.
4. *Дмитриев А. А., Бессонов Н.П.* (отв. ред.) Климат Москвы (особенности климата большого города). Л.: Гидрометеиздат, 1969. 323 с.
5. *Клименко Л.В.* Макросиноптические условия происхождения летних и зимних осадков в Москве. Труды МосЦГНС, 1989. Вып. 3. С. 51–62.
6. *Клинов Ф. Я.* (отв. ред.) Климат, погода, экология Москвы. СПб.: Гидрометеиздат, 1998. 438 с.
7. *Котилевская А.М.* Влияние большого города на динамику климатических трендов температуры и осадков (на примере Москвы). Сб. “Гидродинамические методы прогноза погоды и исследования климата”. СПб.: Гидрометеиздат, 2002. С. 257–265.
8. *Матвеев Л.Т., Матвеев Ю.Л.* Роль различных факторов в образовании, суточных и годовых колебаниях осадков. Изв. АН, сер. Географическая. 2003. №1. С. 55–62.
9. *Петросянуц М. А.* (ред.) Климат Москвы за последние 30 лет. М.: Изд. МГУ, 1989. 96 с.
10. *Погосян Х.П., Бачурина А.А.* Метеорологический режим города и градостроительство. Л.: Гидрометеиздат, 1977.
11. *Семенченко Б.А., Белов П.Н.* Метеорологические аспекты охраны природной среды. М.: Изд. МГУ, 1984. 95 с.
12. *Скляров В.М.* Об особенностях хода температуры воздуха в Москве зимой. Труды ЦВГМО, 1976. Вып. 8. С. 47–54.
13. *Спасский М.Ф.* О климате Москвы. М.: Изд. МГУ, 1847. 277 с.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подведем некоторые итоги изложенного в монографии.

1. Наряду с построением численных моделей атмосферных процессов и явлений, которым в последние десятилетия уделяется наибольшее внимание, представляет познавательный и практический интерес качественно-физический анализ условий возникновения и развития вихревых движений, равно как и других явлений атмосферы. Этот анализ позволяет оценить роль различных факторов в возникновении и эволюции вихрей. Наряду с другими факторами (адвекция и конвекция вихря, дивергенция скорости ветра, турбулентное трение) в образовании вихрей важную роль играет бароклинный фактор. Этот последний представлен в виде якобиана от плотности и давления воздуха в уравнениях для составляющих вихря скорости ветра. Этот якобиан обращается в нуль в баротропной среде и отличен от нуля в бароклинной среде.

Особенно полезным для количественной оценки и качественно-физического анализа оказалось преобразование бароклинного члена к виду, в котором он пропорционален геострофической адвекции виртуальной температуры. На основе этого вида уравнения вихря были сформулированы, по нашему мнению, существенно новые правила: циклоны зарождаются или усиливаются под влиянием адвекции холодного и/или сухого воздуха, антициклоны – под влиянием адвекции теплого и/или влажного воздуха.

Правила эти опубликованы в 1956 г., хотя по рукописи обсуждались (в частности, с авторами "Основ динамической метеорологии", изд. 1955 г.) уже в начале 50-х годов, когда были еще популярны знаменитые первое и второе приближения И.А. Кибеля. Согласно последним, циклон возникает и углубляется при адвекции тепла. Естественно, что новые правила широкого признания не получили, хотя и были включены (по предложению М.И. Юдина) в книгу "Основы динамической метеорологии", а позже – в учебники по "Синоптической метеорологии". Не способствовала признанию этих правил и начавшаяся в 50-х годах эйфория по поводу замены качественного (синоптического) анализа численными методами прогноза с помощью ЭВМ.

Сейчас, после более чем 40-летнего периода широкого использования в службе погоды ЭВМ (в том числе, новейших, самых

мощных) очевидно, что численные методы и ЭВМ не продвинули проблему возникновения синоптических вихрей (циклоногенеза) так далеко, как того она заслуживает. Увлечение чисто количественными подсчетами не позволило выявить роль различных факторов, сформулировать качественные правила возникновения вихрей, повысить оправдываемость их прогноза (она, как и 40–50 лет назад остается на уровне 70 %), особенно в случаях быстрого нарастания интенсивности вихря, сопровождающегося разрушительными явлениями.

Очевидно также, что никакое увеличение мощности ЭВМ (на которое нередко ссылаются исследователи) не может существенно изменить положение: дело ни в ЭВМ (мощность которых достаточна для решения задач прогноза погоды), а в недостаточной изученности атмосферных процессов и явлений (прежде всего обусловленных наличием воды и ее фазовыми переходами в атмосфере), а также в неучете в численных моделях прогноза погоды ряда факторов (в первую очередь, бароклинности среды).

2. Второй, после синоптических вихрей, составляющей формирования погоды служат атмосферные фронты. Нередко от оппонентов в ответ на вопрос, почему образуется циклон, приходится слышать: "вследствие потери устойчивости волны (фронта)". В связи с этим заметим:

а) никакой внезапной потери устойчивости фронта и внезапного появления циклона в природе не наблюдается. Проходит не менее 24–48 ч прежде, чем циклон будет обнаружен на карте (применительно к тропическим циклонам – это стадия депрессии), даже в случае так называемых взрывных циклонов этот интервал составляет 12–24 ч;

б) к сожалению, отсутствует статистика зарождения циклонов на фронтах и вне их. По данным С.Петтерсена, Х.П. Погосяна и более поздних исследований, большинство циклонов зарождается вблизи границ раздела поверхностей с различными теплофизическими свойствами, в частности, зимой – вблизи восточных побережий Азии и Северной Америки, равно как и в других зонах с хорошо выраженной разностью температур. Но, конечно, циклоны возникают и на фронтах, правда, с одной очень существенной поправкой – только на холодных фронтах (в полном согласии со сформулированным выше правилом: на холодном фронте, по определению,

наблюдается адвекция холода, на теплом фронте с его адвекцией тепла формируется наиболее часто гребень);

в) теория потери устойчивости фронта исходит из представления фронтальной поверхности в форме волны. В действительности (на что указывают С. Петтерсен, А.С. Монин и др.) циклон – ничуть не волна, а перемещающийся вместе с воздушной массой синоптический вихрь.

3. Тропические циклоны (ТЦ) относятся к числу экстремальных объектов природы. Несмотря на огромное внимание, которое им уделялось в науках о Земле, остается много нерешенных вопросов. Главный среди них – почему и где зарождаются ТЦ?

Опираясь на опытные данные и ранее выполненные исследования, авторы монографии исходят из того, что ТЦ зарождаются в воздушной массе, натекающей на теплую (с температурой не ниже 26–27 °С) поверхность океана. Под влиянием тепла (явного и скрытого), начавшего поступать в воздушную массу из океана, температура ее повышается на несколько градусов за час. Поскольку, однако, температура в ТЦ возрастает даже за все время его существования (до 5–7 сут.) на те же самые несколько градусов (и в основном только в центральной части ТЦ), то должен существовать механизм притока более холодного воздуха в ТЦ, компенсирующий приток тепла из океана. Таким механизмом служит взаимодействие ТЦ с окружающей его средой: вток (адвективный и турбулентный) более холодного воздуха среды в нижней и средней (по высоте) частях ТЦ и отток теплого воздуха ТЦ в среду в верхней его части. По данным измерений вертикальные потоки тепла и водяного пара (скрытого тепла) из океана в передней части движущегося ТЦ до 2–3 раз больше, чем в тыловой. Под влиянием этих потоков возникает разность температур между передней и тыловой частями ТЦ и, как следствие, за счет циклонического вращения наблюдается адвекция холода справа и адвекция тепла слева от направления движения ТЦ. Оценки показывают, что под влиянием притока (адвекции) холода из окружающей ТЦ среды и переноса холода из тыловой части в переднюю происходит новообразование вихря, наиболее значительное справа от направления движения ТЦ. Благодаря этому в ТЦ нарушается симметрия распределения всех метеовеличин и, наряду с переносной скоростью (чаще всего по экваториальной периферии субтропического антициклона, т.е. с востока на запад), появляется

дополнительная составляющая скорости движения ТЦ относительно самой воздушной массы. Нередко в связи с этим траектория движения ТЦ приобретает очень сложный вид (петлеобразный, попятный и др.).

Поступивший из океана водяной пар и последующая его конденсация сопровождаются выпадением осадков, количество которых по всему ТЦ за сутки колеблется между 20 и 50 млрд. т.

Устоявшееся представление об образовании глаза ТЦ за счет опускания частицы воздуха из стратосферы до поверхности океана следует отнести к числу широко распространенных (к сожалению) парадоксов.

Как из анализа уравнения неразрывности, так и вихря в вертикальной плоскости (конечно, всегда наблюдающегося в ТЦ) следует, что при общем восходящем движении воздуха в ТЦ наибольшая скорость его наблюдается именно в центральной части. Этот вывод следует из многочисленных данных моделирования ТЦ. Гипотеза о нисходящем движении воздуха в глазу ТЦ противоречит закону Архимеда: один из наиболее твердо установленных фактов – это более высокая температура воздуха в глазу по сравнению с остальной частью ТЦ. Согласно этому закону, более теплый (менее плотный) воздух может только подниматься. Следует заметить, что в турбулентной атмосфере вообще, а в ТЦ с его ураганными ветрами тем более перемещения частиц на сколько-нибудь значительные расстояния не наблюдается: путь смещения частиц заключен между долями метра и сотнями метров.

Образуется глаз ТЦ под влиянием того же тепла, что поступает в ТЦ из океана. Для количественной оценки изменения температуры следует обратиться не к индивидуальной, а к локальной производной от температуры. Тогда окажется, что температура растет во времени в случае влажно-неустойчивой стратификации, наблюдаемой в ТЦ, не при нисходящем, а как раз при восходящем движении воздуха.

4. Не менее парадоксально толкование еще одного явления – образования открытых и закрытых ячеек в поле слоистой облачности. Наблюдаются они над морской поверхностью, при этом открытая ячейка – над теплой, а закрытая – над холодной. Естественно, что над теплой поверхностью термическая стратификация в приводном слое неустойчивая, турбулентные потоки явного и скрытого тепла положительные (направлены вверх), над холодной поверхностью

стью – стратификация устойчивая (даже инверсионная), потоки тепла и водяного пара меньше нуля.

Несмотря на все это, принято считать, что в центральной (большей) части открытой ячейки движение воздуха нисходящее, а в закрытой – восходящее.

В действительности над теплой поверхностью температура в атмосфере растет, а облачность рассеивается под влиянием вверх направленного турбулентного потока тепла и восходящего движения, которое в случае неустойчивой стратификации также сопровождается на фиксированных уровнях повышением температуры. Над холодной поверхностью слоистое облако образуется за счет оттока тепла из атмосферы к этой поверхности, сопровождающегося понижением температуры.

5. Близким по условиям образования к ТЦ служит явление Эль-Ниньо. Начинается это явление с образования полосы теплой воды, протянувшейся в экваториальной области Тихого океана на 6–10 тыс. км, от Индонезии до Центральной Америки.

Хотя в экваториальной области наблюдаются колебания с периодом до 4 недель, основу Эль-Ниньо составляют процессы синоптического масштаба: при натекании на теплую воду холодного воздуха возникает циклонический вихрь, смещающийся с западным потоком по направлению к Центральной Америке. Поскольку температура воздуха в Америке более высокая, чем над полосой воды в океане, то при приближении к материку вихрь усиливается. Выход его на Центральную Америку сопровождается ураганными ветрами, сильными ливневыми осадками, грозовыми разрядами.

6. Под влиянием разности температур между сушей и морем возникает вихревое движение (циркуляция) в вертикальной плоскости, получившее название муссонной циркуляции. Общее правило здесь такое: в нижней тропосфере воздух движется из области холода в область тепла (летом – с моря на сушу, зимой – с суши на море), в средней и верхней тропосфере – из области тепла в область холода (летом – с суши на море, зимой – с моря на сушу). Для замыкания циркуляции воздух совершает восходящее движение в области тепла и нисходящее – в области холода. Поскольку с переносом (адвекцией) холода связано образование циклона, а тепла – антициклона, то летом в муссонном потоке с моря на сушу формируются циклоны, а зимой в антимуссонном потоке с того же моря на

сушу, но только в средней и верхней тропосфере, возникают (на суше) антициклоны.

Как следствие, на материке летом образуется больше (до 4–5 раз) циклонов, чем антициклонов, зимой – соотношение обратное.

Образующиеся в муссонном потоке циклоны усиливают (за счет вертикальных движений синоптического масштаба) эффект циркуляции в вертикальной плоскости: в области муссона (в частности, в южной и юго-восточной Азии) формируются мощные кучево-дождевые (грозовые) облака и обильные ливневые осадки с изменяющейся (под влиянием циклонов) интенсивностью.

Циклоны зарождаются (по крайней мере, под влиянием муссонного эффекта) вблизи земной поверхности и затем распространяются вверх, антициклоны возникают в средней и верхней тропосфере (в антимуссоне) и затем распространяются (за счет нисходящих движений) вниз.

Разность температур между Индийским океаном и южной Азией усиливает ледяной покров горного массива (Шерхаг подчеркнул, что на образование вихря определяющее влияние оказывает разность температур, а не механическое воздействие на поток самих гор).

В хорошем согласии с правилом о муссонной циркуляции находятся данные о количестве облаков и осадков. Среднее количество облаков по спутниковым данным за 20 лет (1971–1990 гг.) на всех материках (кроме Европы) летом на 1–2 балла больше, чем зимой. Еще больше отличается количество осадков: оно до 2–4 раз летом больше, чем зимой.

7. Близко (по условиям образования) к муссонам стоят так называемые зимние стратосферные потепления. Здесь роль холодильника выполняет ледяной массив Северного Ледовитого океана, а роль области тепла – океаны умеренных широт. При этом циркуляцией охвачена не только тропосфера, но и стратосфера. Зимой, при отсутствии притока солнечной радиации, арктический бассейн сильно выхолаживается. Когда разность температур достигает некоторого критического значения, происходит прорыв холодного воздуха из Арктики в умеренные широты в тропосфере (в виде ядер холода) и отток теплого воздуха из умеренных широт в стратосфере. Этот последний и представляет собой зимнее стратосферное потепление (за несколько дней температура повышается на 20–30 °C). Самым удивительным является изменение полей давления и движе-

ния в стратосфере: они из циклонических, господствующих зимой, превращаются за несколько дней в антициклонические.

Объяснение очевидно: под влиянием притока (адвекции) тепла не только уничтожается существовавший циклон, но и возникает в стратосфере антициклон.

8. Для объяснения наблюдаемых особенностей образования конвективных облаков определяющее значение имеет следующая закономерность: при восходящем движении и сухоустойчивой стратификации на фиксированных уровнях температура воздуха уменьшается, ее вертикальный градиент в нижней тропосфере и массовая доля пара увеличиваются со временем. Становится понятным, почему кучевообразные облака (Cu cong, Cb) образуются только в областях пониженного давления, не только днем и летом, но ночью и зимой; не только в экваториальной, но и практически во всех широтных зонах. Столь же убедительно подтверждают сформулированную закономерность наблюдения над количеством осадков: их ночью, когда термический фактор не действует, выпадает практически столько же, сколько выпадает днем. Некоторое превышение дневных осадков (равно как и повторяемости конвективных облаков) над ночными объясняется влиянием радиационно-термического фактора, а также зависимостью влажноадиабатического градиента от температуры.

9. Во второй части монографии приведены достаточно полные статистические данные о метеорологическом режиме большого города в сопоставлении с наблюдениями в окружающей его сельской местности. Кроме средних значений температуры, давления водяного пара и относительной влажности, построены функции распределения разностей этих метеовеличин между городом и пунктами в сельской местности, удаленными на несколько десятков километров от города. Оценены также корреляционные связи между разностью температур и давлений водяного пара, с одной стороны, и между той же разностью температур и концентрацией нескольких загрязняющих веществ в городе — с другой.

Анализ функций распределения и корреляционных связей позволил установить:

а) разность давлений водяного пара (между городом и его окрестностями) формируется под влиянием выбросов пара, образующегося при сжигании всех видов топлива, а также различий в скоро-

стях испарения. В холодную часть года, а ночью — всего года преобладающую роль играют выбросы пара, а в дневную часть суток летом существенна роль испарения: скорость его в сельской местности значительно больше, чем в городе;

б) в повышении температуры (формировании острова тепла) в городе определяющую роль играет разность давлений водяного пара, в свою очередь, оказывающая влияние на разность эффективных излучений земной поверхности.

Коэффициенты корреляции между разностями температур и давлений пара (город — окрестности) ночью во все сезоны года (а днем — в холодную часть года, когда преобладают положительные разности давлений пара), как правило, не меньше 0,50–0,70.

В то же время коэффициенты корреляции между разностями температур и концентрацией нескольких загрязняющих веществ (СО, НСІ, аммиак и пр.) не превышают 0,10, к тому же значительная часть их меньше нуля;

в) сведения о потреблении тепла и электроэнергии в Петербурге позволили оценить вклад прямых выбросов тепла в повышение температуры: он не превышает 10 % от наблюдаемых значений разности температур;

г) особенно очевидным становится утверждение о незначительной роли прямых выбросов тепла в свете того, что разности температур в 20–25 % случаев меньше нуля: город холоднее окрестностей;

д) тесная связь разностей температур и давлений пара четко выявляется также на основе построения функции распределения безразмерных нормированных (на среднее квадратическое отклонение) величин: из анализа следует, что распределения разностей температур и давлений пара обладают хорошо выраженной автомодельностью (кривые распределения безразмерных величин практически совпадают).

10. Особенно резкие изменения произошли в условиях образования в городе дымок и туманов, что представляется вполне логичным: водность туманов (равно как облаков и осадков) очень чувствительна к изменению температуры и содержания водяного пара.

На относительную влажность и на достижение состояния насыщения увеличение температуры и давления пара влияют в разные стороны: температуры — к понижению, а давления — к росту относи-

тельной влажности. Теоретические оценки и приведенные в монографии средние значения и функция распределения показывают, что более сильное влияние оказывает температура: относительная влажность в городе меньше, чем в окрестностях.

Вследствие этого часть туманов и дымок, образовавшихся под влиянием общих метеорологических условий, в городе рассеивается или ослабляется, а повторяемость их уменьшается.

Данные наблюдений подтверждают этот вывод: повторяемость и продолжительность туманов и дымок в городе, как правило, существенно (до 2–3 раз) меньше, чем в окрестностях.

11. Сопоставление повторяемости туманов за дневную и ночную части суток позволило заключить: наиболее часто (до 70–80%) на Европейской части России образуются адвективные туманы, возникновение которых равновероятно как днем, так и ночью.

Доля радиационных туманов (вопреки широко распространенному мнению) не превышает 30 %. Дымки, метеорологическая дальность видимости в которых заключена между 1 и 10 км (так называемые влажные дымки), подчиняются тем же закономерностям, что и туманы. Относительная влажность в дымках не меньше 80–90 %. Это значит, что в обводненном ядре конденсации на долю собственно ядра приходится лишь малая часть (порядка 0,01–0,001), ухудшение видимости в дымке и тем более в тумане происходит в основном за счет рассеяния света (радиации) на жидкой части капли.

12. К числу парадоксов следует отнести и распространенное представление об образовании кучевых облаков преимущественно (или даже – исключительно) в дневную часть суток, когда стратификация сухонеустойчивая (термический фактор).

Данные наблюдений противоречат такому представлению: нижние облака 1–3 балла, полностью состоящие из кучевых облаков (Cu hum, Cu med), наблюдаются не только днем, но и ночью. Разность между повторяемостями таких облаков в дневную и ночную части суток (и то лишь летом и весной) не превышает 30 % от числа их за сутки. Еще меньше отличаются повторяемости дневных и ночных облаков, к которым относятся кучево-дождевые (Cb), мощные кучевые (Cu cong) и тем более слоистые (St), слоисто-кучевые (Se) и слоисто-дождевые (Ns), а также облака среднего и верхнего ярусов.

Повторяемость сплошной облачности (10 баллов) существенно превышает повторяемость любого другого балла и даже всех баллов в совокупности. В образовании как волнистообразных (Sc, St, Ac), так и кучевых облаков существенную роль играют перенос и трансформация слоистообразных облаков: оказавшись в поле нисходящих движений (в антициклоне, гребне, в переходной области) последние трансформируются в слоисто-кучевые или высококучевые облака. Поскольку поле нисходящих движений по горизонтали неоднородно, то вполне возможно сначала появление просветов, а при дальнейшем увеличении их размеров и образование кучевых облаков (~~авторы неоднократно наблюдали, как за несколько десятков минут в любую часть суток Sc превращаются в Cu med~~).

Общее заключение по облакам: определяющую роль в образовании и развитии всех форм облаков играют динамические факторы: вертикальные движения синоптического масштаба, адвективные и турбулентные притоки тепла и влаги.

13. В еще меньшей степени, чем на облака и туманы, термический фактор влияет на образование осадков. Разность между дневным и ночным количествами осадков, отнесенная к их суточному значению, часто составляет лишь несколько процентов и уж, во всяком случае, не превышает 20–30 %. Объясняется это тем, что практически все облака, дающие осадки, образуются в областях пониженного давления (циклонах, ложбинах).

Количество осадков на материках летом существенно (до 2–4 раз) больше, чем зимой. Принято считать, что обусловлено это влиянием термической устойчивости на формирование облаков и осадков. В действительности в циклонах, с их облачной погодой, сухонеустойчивой стратификации не наблюдается даже в приземном слое. Определяющую роль играет динамический фактор: сам факт образования циклона и последующее влияние восходящих вертикальных движений на изменение температуры и влажности воздуха. Согласно статистике, на материках весной и летом возникает циклонов в 4–5 раз больше, чем осенью и зимой, для антициклонов соотношение обратное – их повторяемость в холодную часть года до 2–3 раз больше, чем в теплую.

14. Существенно уточнено уравнение притока (баланса) водяного пара в насыщенном (облачном) воздухе. Второе слагаемое, учитывающее эффект конденсации водяного пара, которым допол-

нен конвективный член, вполне сравнимо с традиционным (известным) слагаемым, пропорциональным вертикальному градиенту массовой доли водяного пара.

Установлено, что массовая доля на фиксированных уровнях изменяется во времени так же, как и температура воздуха: при восходящем движении они увеличиваются при влажно-неустойчивой термической стратификации и уменьшаются при влажноустойчивой.

Если при восходящем движении и устойчивой стратификации массовая доля пара уменьшается, а водность растет, то при неустойчивой массовая доля пара увеличивается и, следовательно, конденсации водяного пара не наблюдается. Конденсация водяного пара при неустойчивой стратификации осуществляется в нисходящих потоках (струях), всегда наблюдаемых в облаке. Увеличению водности облака способствует смешение воздуха двух соседних струй: восходящей с большими (на данном уровне) содержанием пара и температурой и нисходящей с меньшими значениями этих величин.

15. Остановимся еще на образовании фронтов – вторых, после синоптических вихрей, атмосферных объектов, формирующих погоду и ее колебания.

Согласно развиваемому взгляду, первоначально возникает циклон и только затем внутри него появляются фронты. Под влиянием разности притоков солнечной радиации к низким и высоким широтам формируется вихрь глобального масштаба – западно-восточный поток, охватывающий всю тропосферу и значительную часть стратосферы. При натекании на неоднородную (по теплофизическим и оптическим свойствам) земную поверхность в воздушном потоке, под влиянием тепло- и влагообмена с деятельным слоем Земли, формируется горизонтальная разность (контраст) температур (в общем случае – виртуальных). Если при этом изобары и изотермы пересекаются (как, например, при переходе западного потока с холодной суши на теплое море), то под влиянием бароклинного фактора (геострофической адвекции более низкой виртуальной температуры) зарождается циклон. Одновременно контраст температур порождает вихревое движение (циркуляцию) в вертикальной плоскости, при этом воздух движется в сторону холодной массы в нижней части слоя и в противоположную сторону в верхней. Замыкает циркуляцию восходящее движение в теплой и нисходящее – в холодной массе.

При расположении зоны контраста температур вдоль меридиана (как, например, вблизи восточных побережий Канады, Гренландии или России зимой) в южной части этой зоны тангенциальная составляющая зарождающегося вихря и составляющая циркуляции (порожденная движением в вертикальной плоскости) направлены в одну сторону (с запада на восток), в северной части – в противоположные стороны (первая – на запад, вторая – на восток). Вследствие этого южная часть зоны движется против часовой стрелки более быстро, чем северная: площадь, занятая теплым воздухом, сокращается, а холодным – увеличивается. Под влиянием сил трения возникает сходимости, порождающая восходящее движение над всем циклоном. Вместе с составляющей циркуляции в вертикальной плоскости (над теплой массой) это восходящее движение приводит к образованию облаков. Под влиянием составляющих циркуляции в верхней части слоя облака распространяются из теплого воздуха в сторону холодного, формируя систему облаков и фронтальную поверхность. Вток холодного воздуха в северо-западной части циклона и теплого воздуха в юго-восточной части в сочетании с теплом конденсации способствует сохранению контраста температур и самовозбуждению циклона. Западный поток выступает для циклона в качестве переносной скорости. Эта же скорость определяет движение фронтов и подразделение их на теплые и холодные.

Подчеркнем еще раз, что фронты – объекты вторичные, возникающие и развивающиеся после зарождения циклона. К тому же нередко под влиянием поступления более холодного воздуха в тыловой части циклона формируется несколько холодных фронтов.

16. В заключение не можем не обратить внимание еще на один парадокс второй половины 20-го века – на изобретение и использование такой системы координат, в которой уравнения гидротермодинамики атмосферы якобы не содержат бароклинных членов и, более того, плотности воздуха вообще. В действительности такое упрощение (вплоть до исключения важнейших эффектов) достигается за счет ряда допущений, принимаемых при переводе уравнений из декартовой системы координат в изобарическую.

Хотя океан намного менее сжимаем, чем атмосфера, океанологи никаких других систем координат, кроме декартовых, не привлекают и продолжают прилагать усилия по учету влияния бароклинности и сжимаемости на динамические характеристики океана.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Введение	9
1. Синоптические вихри в атмосфере и океане	14
1.1. Основные понятия	14
1.2. Уравнение вихря скорости движения в бароклинной атмосфере	16
1.3. Потенциальный вихрь	20
1.4. Качественный анализ условий образования и эволюции синоптических вихрей	22
1.5. Данные наблюдений о зарождении и развитии синоптических вихрей	29
1.6. Циклогенез и фронтогенез в атмосфере	55
Литература	60
2. Параметризация турбулентного обмена и вертикальных движений в пограничном слое атмосферы	62
2.1. Приземный (приводный) слой атмосферы	62
2.2. Верхняя часть пограничного слоя (слой Экмана)	68
2.3. Вертикальная скорость	69
Литература	77
3. Поле облаков	78
3.1. Осредненные по времени и пространству поля облаков	79
3.2. Плотность и функции распределения количества облаков	84
3.3. Годовые колебания осредненной по широтным зонам, материкам и океану повторяемости количества облаков	89
3.4. Статистические связи поля облаков с полями других метеовеличин по спутниковым данным	102
3.5. Динамические факторы образования и развития облаков	104
3.5.1. Качественно — физический анализ уравнений	105
3.5.2. Численная модель образования облака	111
3.5.3. Модель изменения термической устойчивости атмосферы	115
3.6. Сопоставление наблюдений за облаками с предсказаниями теории	117
3.6.1. Облака и синоптическая обстановка	117
3.6.2. Облака и поле давления	122
3.6.3. Статистика форм облаков по наземным наблюдениям	127
3.6.4. О структуре облаков в форме ячеек	136
3.6.5. О роли сходимости воздушных потоков в формировании конвективных облаков и осадков	140
3.6.6. Суточные колебания облаков по спутниковым данным	143
3.7. Роль вовлечения и смещения в образовании облаков и самолетных следов	146
3.7.1. Термодинамика смещения	146
3.7.2. Оценка смещения и вовлечения по данным наблюдения и численного моделирования	156
Литература	165
4. Тропические циклоны	169
4.1. Скорость нагревания циклона	171
4.2. Роль бароклинности в образовании и эволюции тропических циклонов	175
4.3. Образование глаза и стены кучево-дождевых облаков в тропическом циклоне	182

4.4. Количество осадков в урагане	191
4.5. О формировании Эль-Ниньо	193
Литература	195
5. Влияние антропогенных факторов на поля температуры и влажности воздуха в большом городе	198
5.1. Введение	198
5.2. Влажность воздуха	200
5.3. Температура воздуха	204
5.4. Связь режимов влажности и тепла	206
5.5. Роль других парниковых примесей в формировании острова тепла	215
5.6. Прямые выбросы тепла	219
Литература	222
6. Туманы и дымки в большом городе и его окрестностях	223
6.1. Сопоставление данных по С-Петербургу и Белогорке	223
6.1.1. Туманы	224
6.1.2. Дымки	229
6.2. Сопоставление данных по С-Петербургу и Сосново	238
6.2.1. Туманы	238
6.2.2. Дымки	240
6.3. Роль адвективных и радиационных притоков тепла и влаги в образовании туманов и дымок	243
6.4. Толкование (объяснение) опытных данных	248
Литература	253
7. Влияние мезомасштабных и синоптических процессов на поля облаков и осадков	254
7.1. Роль основных факторов в образовании и суточных колебаниях облаков	254
7.2. Влияние антропогенных факторов на поле облаков	264
7.3. Влияние большого города на поле осадков	273
7.4. Суточные и сезонные колебания количества осадков	280
7.5. Статистические связи количества осадков с другими метеорологическими величинами	285
7.5.1. Связь осадков с полем давления	285
7.5.2. Связь осадков с температурой воздуха	288
7.5.3. Корреляционная связь между величинами по декадным значениям	290
7.6. Влияние метеорологических условий на вертикальные профили и потоки атмосферных примесей	292
Литература	299
8. Особенности метеорологического режима большого города	300
8.1. Температура воздуха	300
8.2. Давление водяного пара	301
8.3. Относительная влажность воздуха	302
8.4. Туманы	303
8.5. Дымки	305
8.6. Влияние города на осадки	306
8.7. Суточные и сезонные колебания осадков	307
Литература	310
Заключение	311

CONTENTS

Foreword	5
Introduction	9
1. Synoptic vortices in the atmosphere and ocean	14
1.1. The basic concepts	14
1.2. The vorticity equation of motion velocity in the baroclinic atmosphere	16
1.3. Potential vortex	20
1.4. Qualitative analysis of conditions of formation and evolution synoptic vortices	22
1.5. Observational data of the origin and development of synoptic vortices	29
1.6. Cyclogenesis and frontogenesis in the atmosphere	55
References	60
2. Parametrization of turbulent exchange and vertical movements in the boundary layer of the atmosphere	62
2.1. Surface (near-water) layer of the atmosphere.	62
2.2. The upper boundary layer (Ekman layer).	68
2.3. Vertical velocity.	69
References	77
3. Cloud fields	78
3.1. Time- and space-averaged cloud fields	79
3.2. Density and functions of cloudiness distribution	84
3.3. Annual fluctuations in the recurrence of cloud quantity averaged by latitude zones, continents and oceans	89
3.4. Statistical relations of cloud fields with fields of other meteorological parameters based on the satellite data	102
3.5. Dynamic factors of formation and development of clouds	104
3.5.1. Qualitative physical analysis of equations	105
3.5.2. Numerical model of cloud formation	111
3.5.3. Model of changes in the atmospheric thermal stability	115
3.6. Comparison of cloud observation with theoretical predictions	117
3.6.1. Clouds and synoptic conditions.	117
3.6.2. Clouds and a pressure field.	122
3.6.3. Statistics of cloud forms by ground-based observations.	127
3.6.4. On the structure of clouds with ring-like patterns.	136
3.6.5. On the role of convergence of airstreams in forming convective clouds and precipitation.	140
3.6.6. Diurnal cloud fluctuations as based on the satellite data.	143
3.7. The role of entrainment and mixing in formation of clouds and airplane trails.	146
3.7.1. Thermodynamics of mixing.	146
3.7.2. Estimation of mixing and entrainment as based on observations and numerical simulations.	156
References	165
4. Tropical cyclones.	169
4.1. Velocity of cyclone warming.	171
4.2. The role of baroclinity in formation and evolution of tropical cyclones	175
4.3. Formation of the eye of the tropical cyclone and a wall of Cumulonimbus clouds in tropical cyclones.	182

4.4. Amount of precipitation in a hurricane.	191
4.5. On formation of El Niño events.	193
References.	195
5. Effect of anthropogenous factors on fields of temperature and moisture of the air in large cities.	198
5.1. Introduction.	198
5.2. Air humidity.	200
5.3. Temperature of air.	204
5.4. Interrelation of regimes of humidity and heat.	206
5.5. The role of other greenhouse admixtures in formation of heat islands.	215
5.6. Direct heat discharges.	219
References.	222
6. Fogs and mists in a large city and its environs.	223
6.1. Comparison of the data for St. Petersburg and the town of Belogorka.	223
6.1.1. Fogs.	224
6.1.2. Mists.	229
6.2. Comparison of the data for St. Petersburg and the town of Sosново.	238
6.2.1. Fogs.	238
6.2.2. Mists.	240
6.3. The role of advection and radiation heat and moisture inflows in formation of fogs and mists.	243
6.4. Interpretation (explanation) of empirical data.	248
References.	253
7. Effect of mesoscale and synoptic processes on cloud and precipitation fields.	254
7.1. The role of major factors in formation and diurnal fluctuations of clouds.	254
7.2. Effect of anthropogenous factors on cloud fields.	264
7.3. Effect of a large city on a precipitation field.	273
7.4. Diurnal and seasonal fluctuations in precipitation amount.	280
7.5. Statistical relations of precipitation amount with other meteorological parameters.	285
7.5.1. Relations of precipitation amount with pressure fields.	285
7.5.2. Relations of precipitation amount with temperature of air.	288
7.5.3. Correlation between parameters based on 10-day period values.	290
7.6. Weather effect on vertical profiles and on flows of air admixture.	292
References.	299
8. Features of a meteorological regime of a large city.	300
8.1. Temperature of air.	300
8.2. Water vapour pressure.	301
8.3. Relative humidity of air.	302
8.4. Fogs.	303
8.5. Mists.	305
8.6. Effect of a city on precipitation.	306
8.7. Diurnal and seasonal precipitation variations.	307
References.	310
Conclusion.	311

Научное издание

**Леонид Тихонович Матвеев
Юрий Леонидович Матвеев**

**ОБЛАКА И ВИХРИ – ОСНОВА КОЛЕБАНИЙ
ПОГОДЫ И КЛИМАТА**

Монография

Редакторы: И.Г. Максимова, Л.В. Ковель

ЛР № 020309 от 30.12.96.

Подписано в печать 22.06.05. Формат 60х90 1/16. Гарнитура Times New Roman.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл. печ. л. 20,2. Уч.-изд. л. 20,4. Тираж 250 экз. Заказ № 26
РГТУ, 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98.
ЗАО «Лекс», 195112, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 68.

213-00