

этих рисунков рассчитаны автором на основе теории, в которой учтена зависимость коэффициента турбулентности от времени и высоты. На рис. 21.5 *a* представлены годографы скорости ветра на различных высотах (указаны у кривых), т. е. кривые, которые описывает конец вектора скорости ветра в течение суток (наблюдения проводились 4 раза в сутки — в 3, 9, 15 и 21 ч местного времени). Видно, что внизу (4,6 м) угол отклонения в 3 ч (ночь) значительно больше, чем в 15 ч (день), вверх (540 м) угол отклонения меньше утром (9 ч), чем вечером (21 ч). Однако на всех высотах вектор скорости ветра вращается по часовой стрелке.

Над морями и крупными озерами максимум скорости ветра в нижнем слое (от нуля до z^*) наблюдается, по-видимому, ночью, а минимум — днем. Так, на одном из небольших островов (площадью около 800 м²) в Ладожском озере на высоте 3 м в июле и августе максимум скорости (6,5 м/с) отмечается около 6 ч, минимум (5,0 м/с) — около 16 ч. Объясняется это тем, что именно ночью над морями вертикальные градиенты температуры, а вместе с ними и k наибольшие.

Обратим внимание на то, что толщина нижнего слоя (с максимумом скорости ветра днем) значительно меньше толщины верхнего слоя (с максимумом ночью), хотя из соображений сохранения кинетической энергии толщина этих слоев должна быть на первый взгляд примерно одинакова. В действительности же большую роль играют затраты кинетической энергии на преодоление поверхностного напряжения трения τ_0 и диссипация энергии в тепло. Поскольку днем под влиянием усиливающегося турбулентного обмена эти величины возрастают, кинетическая энергия в слое, охваченном суточным ходом, днем меньше, чем ночью. Это обстоятельство является основной причиной дневного минимума скорости ветра в верхнем слое. В нижнем слое убыль кинетической энергии в тепло с избытком компенсируется увеличивающимся потоком энергии из верхнего слоя, вследствие чего скорость ветра днем не только не убывает, но и возрастает.

4 Вертикальные токи в пограничном слое атмосферы

Проблема вертикальных движений воздуха является одной из важнейших в метеорологии. Под влиянием их происходит изменение во времени и пространстве полей многих метеорологических величин (температуры, давления, влажности и др.). Но особенно велика роль вертикальных движений в формировании и эволюции облаков и осадков, оказывающих в свою очередь большое влияние на тепловый режим атмосферы и земной поверхности. Проблема вертикальных движений представляет и чисто практический интерес, поскольку они непосредственно влияют на перенос атмо-

сферных примесей, а также на режим полета летательных аппаратов.

Прежде всего отметим, что в термин «вертикальные токи», или «вертикальные скорости», нередко вкладывается различное содержание. Объясняется это тем, что в атмосфере наблюдаются вертикальные скорости самых различных значений и масштабов. Под масштабом имеют в виду размеры тех областей (объемов воздуха), в пределах которых вертикальная скорость сохраняет определенный знак (положительный или отрицательный).

Размер (масштаб) объемов воздуха с одним знаком вертикальной скорости может принимать самые различные значения. Однако при изучении каждого конкретного явления можно указать такой размер (называемый *характерным*), который определяет собой наиболее существенные черты рассматриваемого явления.

Анализ уравнения неразрывности показывает, что, чем *больше горизонтальные размеры области* (характерный размер явления по горизонтали), в пределах которой вертикальная скорость сохраняет определенный знак, *тем меньше абсолютная величина самой скорости*.

В зависимости от характерных горизонтальных размеров явлений все вертикальные движения, наблюдаемые в атмосфере, условно можно разделить на три основных класса.

Класс I — неупорядоченные (пульсационные) вертикальные движения. Характерные горизонтальные размеры объемов воздуха (струй) в этом случае изменяются от нескольких сантиметров до десятков и сотен метров. Характерная вертикальная скорость таких струй составляет, как правило, несколько м/с (внутри мощных кучевых и кучево-дождевых облаков — до нескольких десятков м/с). Влияние этих вертикальных скоростей на перенос и распределение различных физических свойств (тепло- и влаго- содержания, количества движения, атмосферных примесей и др.) обычно описывается с помощью аппарата полуэмпирической теории турбулентности (путем введения коэффициентов турбулентности — множителей пропорциональности в формулах для потоков

$$Q = \overline{\rho w' s'} = -k\rho \frac{\partial \bar{s}}{\partial z}.$$

Самые значительные по модулю и меняющие знак на сравнительно небольших расстояниях неупорядоченные вертикальные скорости оказывают наиболее существенное влияние на полет самолетов и других летательных аппаратов. Возникающие под влиянием пульсационных вертикальных скоростей перегрузки самолетов нередко достигают больших значений.

Класс II — мезомасштабные вертикальные движения. Горизонтальные размеры объемов воздуха, охваченные вертикальными движениями одного знака, колеблются от нескольких километров до нескольких десятков километров (как правило, не более 20—

30 км). Характерные значения вертикальной скорости изменяются от нескольких см/с до десятков см/с. К этому классу относятся движения, возникающие под влиянием неоднородностей подстилающей поверхности, — бризовая, горно-долинная циркуляция и др.

Вертикальные токи, под влиянием которых образуются и развиваются кучевые и кучево-дождевые облака, также относятся к этому классу, если под ними понимать вертикальные токи, осредненные по всему горизонтальному сечению облака. Наряду с ними внутри облака наблюдаются пульсационные вертикальные токи, накладывающиеся на конвективные. При пересечении облака по горизонтали пульсационная скорость несколько раз изменяет знак.

Класс III — макромасштабные вертикальные движения. Такие движения одного знака охватывают области, горизонтальные размеры которых составляют сотни и тысячи километров (соизмеримы с барическими образованиями — циклонами и антициклонами). Модуль упорядоченных вертикальных токов колеблется от долей см/с до нескольких см/с (как правило, не более 1—2 см/с). Под влиянием движений класса III образуются, в частности, системы слоистообразных облаков. При этом внутри облаков наблюдаются вертикальные движения классов I и II.

Вертикальные скорости движения классов II и III входят в уравнения движения и уравнения переноса различных физических свойств непосредственно (члены вида $w\partial s/\partial z$).

В пограничном слое, как было показано в п. 1, скорость ветра по направлению всегда отклонена от изобары в сторону низкого давления. Это значит, что вблизи земной поверхности и во всем пограничном слое в циклоне ветер отклонен от изобар по направлению к центру, а в антициклоне — от центра. Схемы воздушных течений в циклоне и антициклоне представлены на рис. 21.6 и 21.7. В пограничном слое траектории воздушных частиц в циклоне представляют собой сходящиеся к центру спиралеобразные кривые, а в антициклоне — расходящиеся от центра.

Сходимость воздушных течений и приток массы воздуха к центральной части циклона в горизонтальной плоскости приводят к возникновению восходящих вертикальных движений. Над антициклоном под влиянием расходимости воздушных течений и оттока массы по горизонтали возникают нисходящие вертикальные токи. Восходящее движение приводит к охлаждению воздуха и образованию облачности, а нисходящее движение — к размыванию ее.

Повседневный опыт убеждает нас в том, что в целом в области циклона преобладает облачная погода, а в антициклоне, особенно летом, — безоблачная. (Зимой и в антициклонах нередко наблюдаются слоистые и слоисто-кучевые облака, но они образуются под влиянием турбулентного обмена.) Под влиянием трения во-

сходящие движения возникают также в области ложбин, а нисходящие — в области гребней.

Основным методом расчета упорядоченных вертикальных токов служит метод, в основе которого лежит уравнение неразрывности. Другие методы, базирующиеся, например, на уравнении притока тепла (так называемые адиабатические), широкого распространения не получили.

Если уравнение неразрывности проинтегрировать в пределах от земной поверхности ($z=0$), где $\omega=0$ (это условие нару-

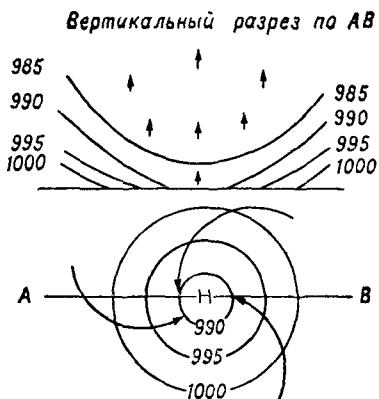


Рис. 21.6. Схема воздушных течений в циклоне.

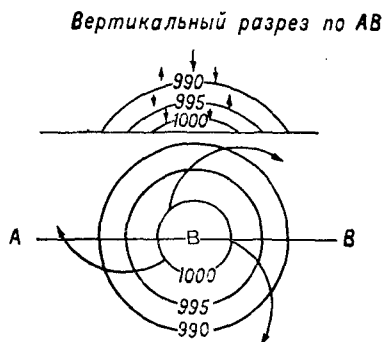


Рис. 21.7. Схема воздушных течений в антициклоне.

шается в горной местности), до произвольной высоты z , то получим

$$\rho\omega = - \int_0^z \left(\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} \right) dz - \int_0^z \frac{\partial \rho}{\partial t} dz. \quad (4.1)$$

Вошедшие сюда проекции скорости движения следует взять из уравнений движения. Анализ получаемой при этом формулы для ω (которую мы не выписываем) показывает, что упорядоченные вертикальные токи в атмосфере возникают под влиянием нескольких факторов: а) сил трения, б) нестационарности, в) инерционности движения. В пограничном слое атмосферы преобладающую роль играют силы трения.

Формула для вертикальных токов, обусловленных силами трения, имеет вид

$$\omega = \frac{1}{2\omega_2 \rho} (\text{rot}_z \tau_0 - \text{rot}_z \tau). \quad (4.2)$$

Здесь $\tau = \rho k \partial c / \partial z$ — напряжение турбулентного трения на высоте z (вектор); τ_0 — напряжение поверхностного трения (при

$z = 0$); rot_z — символ вертикальной проекции вихря ($\text{rot}_z \tau = \partial \tau_y / \partial x - \partial \tau_x / \partial y$, где $\tau_x = \rho k \partial u / \partial z$, $\tau_y = \rho k \partial v / \partial z$).

На верхней границе H пограничного слоя τ обращается в нуль. Формула (4.2) для этого уровня принимает вид

$$\omega_H = \frac{1}{2\omega_z \rho} \left(\frac{\partial \tau_{0y}}{\partial x} - \frac{\partial \tau_{0x}}{\partial y} \right). \quad (4.3)$$

В том случае, когда распределение скорости ветра описывается по модели Экмана—Окерблома ($k = \text{const}$), формула (4.3) приобретает вид формулы А. Ф. Дюбюка

$$\omega_H = D \left(\frac{\partial^2 p_0}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p_0}{\partial y^2} \right) = D \Delta p_0, \quad (4.4)$$

где $D = ka(2\omega_z)^2 \rho$, $a = \sqrt{\omega_z / k}$, Δp_0 — лапласиан давления на уровне моря.

5 Местные ветры

Местные ветры относятся к атмосферным явлениям, горизонтальная протяженность (масштаб) которых изменяется от нескольких сотен метров до десятков и первых сотен километров. Такие явления и процессы, наблюдаемые в атмосфере, называют *мезометеорологическими*. Возникают местные ветры под влиянием воздействия неоднородностей земной поверхности на воздушный поток более крупного масштаба.

Существуют два вида воздействий земной поверхности на атмосферу — термическое и механическое. Различие в теплофизических, радиационных и других свойствах соседних частей земной поверхности ведет к возникновению горизонтальной разности температуры, которая в свою очередь порождает барический градиент, являющийся непосредственной причиной возникновения ветра. К таким ветрам относятся бризы, горнодолинные (склоновые) и ледниковые ветры. Эти ветры выражены тем отчетливее, чем меньше скорость воздушного потока более крупного масштаба.

Под влиянием механических воздействий со стороны местных препятствий (гор, возвышенностей, лесов, строений) воздушный поток также испытывает возмущения: на наветренной стороне он совершает восходящие, на подветренной — нисходящие движения; в долинах, горных ущельях скорость потока увеличивается и т. п.

Местные ветры выражены тем отчетливее, чем больше скорость набегающего на препятствие воздушного потока. Эти ветры носят название фёна, боры, стокового ветра и ветра горных проходов. Наибольших значений скорость ветра достигает в тех частях препятствий, где воздух совершает нисходящее движение.