

жет быть представлена в виде

$$c^* = c + c',$$

где c — средняя скорость движения, определенная путем осреднения за некоторый промежуток времени или по некоторому достаточно большому объему воздуха; c' — отклонение мгновенной скорости от средней, или *пульсация скорости*. В виде таких же сумм (но уже скалярных) представляются мгновенные значения других метеорологических величин.

В слоях атмосферы, где температура, плотность и скорость ветра изменяются с высотой (наблюдается расслоенность по вертикали), число Рейнольдса уже не может служить единственной характеристикой турбулентного состояния среды. В п. 5 главы 4 было показано, что одной из величин, от которых зависит движение частиц по вертикали, является **вертикальный градиент температуры** γ . Более общая теория турбулентности позволяет установить, что о развитии турбулентности в атмосфере можно судить по другому безразмерному параметру — числу Ричардсона Ri (см. п. 3 главы 21).

2 Простейшие характеристики турбулентности

В состав атмосферного воздуха входят переменные части (водяной пар, углекислый газ и озон) и всевозможные атмосферные примеси, представляющие собой мельчайшие твердые и жидкие частицы. Назовем *удельным содержанием* s примеси массу ее в единице массы воздуха. Применительно к водяному пару s представляет собой массовую долю пара. Наблюдения показывают, что удельное содержание примесей изменяется в атмосфере в широких пределах как во времени, так и в пространстве (при переходе из одной точки в другую). Удельное содержание s изменяется с увеличением высоты (как правило, падает), а также в горизонтальном направлении (концентрация твердых примесей в загородной местности, например, значительно меньше, чем в городе). В процессе турбулентного перемешивания происходит перемещение отдельных частиц (масс) воздуха из одной точки в другую как по вертикали, так и по горизонтали.

Отдельную воздушную частицу, участвующую в турбулентном перемешивании, принято называть *турбулентным моле*. Турбулентные моли отрываются от общего потока в одной точке, перемещаются на некоторое расстояние и смешиваются с потоком в другой точке пространства. В реальных условиях процесс смещения турбулентных молей происходит непрерывно: оторвавшаяся от общего потока воздушная частица постепенно начинает смешиваться

ваться с окружающим воздухом. Для целей теоретического изучения сложного процесса турбулентного перемешивания вводится понятие о так называемом *пути смешения* l , представляющем собой расстояние, на которое перемещается турбулентный моль от момента зарождения до полного смешения с воздушным потоком.

При своем перемещении турбулентные моли переносят водяной пар, атмосферные примеси и другие физические свойства воздуха (теплосодержание, количество движения). Рассмотрим перемешивание в вертикальном направлении. Выделим в атмосфере два каких-либо произвольных (но близко расположенных) уровня z и $z + \Delta z$. Средние значения удельного содержания примеси на уровнях z и $z + \Delta z$ обозначим соответственно через s и $s + \Delta s$ (осреднение произведено по достаточно большой горизонтальной площади). В реальных условиях атмосферы наиболее часто наблюдается случай, когда $\Delta s < 0$ (т. е. $s + \Delta s < s$), хотя в отдельных слоях в определенные промежутки времени возможно и возрастание удельного содержания с высотой ($\Delta s > 0$).

Турбулентное перемешивание ведет к выравниванию содержания примесей. Если $\Delta s < 0$, то удельное содержание будет возрастать на верхнем уровне $z + \Delta z$ и убывать на нижнем уровне z , т. е. возникает поток примеси или водяного пара. Обозначим через Q массу примеси или водяного пара (в килограммах), которая в процессе турбулентного перемешивания переносится в единицу времени (1 с) через 1 м^2 горизонтальной поверхности, расположенной между уровнями z и $z + \Delta z$. Величина Q носит название *турбулентного потока* примеси, водяного пара или какого-либо другого физического свойства, переносимого турбулентными молями.

Из физических представлений очевидно, что турбулентный поток должен быть пропорционален разности удельных содержаний на уровнях z и $z + \Delta z$, отнесенной к единице расстояния между уровнями, т. е. $\Delta s / \Delta z$. Если коэффициент пропорциональности обозначить через A , то формулу для потока Q можно записать в виде

$$Q = -A(\Delta s / \Delta z). \quad (2.1)$$

Коэффициент пропорциональности A в формуле (2.1) носит название *коэффициента турбулентного обмена* или *коэффициента перемешивания*. Если в формуле (15.1) перейти к пределу, то получим

$$Q = -\lim_{\Delta z \rightarrow 0} A \frac{\Delta s}{\Delta z} = -A \frac{ds}{dz}. \quad (2.2)$$

Здесь $-\lim_{\Delta z \rightarrow 0} \Delta s / \Delta z = -ds/dz$ — *вертикальный градиент удельного содержания*. Вертикальный градиент $-ds/dz$, а вместе с этим и поток Q положительны (направлены вверх), если s убывает с высотой ($\Delta s < 0$), и отрицательны (направлены вниз), если s растет с высотой ($\Delta s > 0$).

Коэффициент турбулентного обмена A равен потоку примеси (или водяного пара) при условии, что вертикальный градиент ее содержания равен единице, т. е. $-\partial s/\partial z = 1$. Так как единицей потока Q служит $\text{кг}/(\text{с} \cdot \text{м}^2)$, а вертикального градиента удельного содержания $-\partial s/\partial z$ — м^{-1} , то, согласно (2.2), единицей коэффициента турбулентного обмена A является $\text{кг}/(\text{с} \cdot \text{м})$.

Наряду с коэффициентом турбулентного обмена введем понятие *коэффициента турбулентности*

$$k = A/\rho. \quad (2.3)$$

Единица коэффициента турбулентности — $\text{м}^2/\text{с}$.

Коэффициенты A и k в условиях атмосферы подвержены значительным изменениям как во времени, так и в пространстве. Они зависят от вертикального градиента скорости ветра, термической устойчивости атмосферы, свойств земной поверхности (ее шероховатости, термической неоднородности) и др.

Коэффициенты турбулентного обмена и турбулентности непосредственно связаны с пульсациями скорости ветра. В свою очередь пульсации скорости ветра определяют путь смещения l . Из физических представлений очевидно, что путь смещения по вертикали вблизи земной поверхности не может быть большим; во всяком случае, он не может превышать расстояние от земной поверхности до уровня, где зарождается турбулентный моль, т. е. высоты z . Это совершенно очевидно в отношении частиц, перемещающихся сверху вниз, поскольку земная поверхность препятствует их дальнейшему движению. Но так как в течение промежутка обмена через некоторую поверхность снизу вверх и сверху вниз, должна быть одной и той же (это утверждение является одним из основных постулатов турбулентного обмена), то в среднем турбулентные моли могут смещаться вверх на такое же расстояние, что и при движении вниз.

По мере увеличения высоты над земной поверхностью турбулентные моли приобретают возможность перемещаться по вертикали на большие расстояния, чем на более низких уровнях. Из этих рассуждений следует, что путь смещения l , а вместе с ним коэффициенты A и k с увеличением высоты над земной поверхностью должны возрастать.

Слой атмосферы, в котором коэффициент турбулентности при любых условиях растет с высотой, называют *приземным слоем*. Его высота h изменяется от 10—20 до 200—250 м (наиболее часто от 50 до 100 м). Значения коэффициента турбулентности k_h на верхней границе приземного слоя в зависимости от термической устойчивости, скорости ветра и шероховатости земной поверхности колеблются от десятых долей до нескольких десятков $\text{м}^2/\text{с}$.

Наряду с турбулентным потоком примеси, водяного пара и других физических свойств воздуха в атмосфере наблюдаются *моле-*

кулярные потоки Q_M , обусловленные тепловым движением молекул. Эти потоки также пропорциональны градиенту удельного содержания:

$$Q_M = -\rho D \frac{\partial s}{\partial z}. \quad (2.4)$$

Коэффициент D носит название коэффициента молекулярной диффузии. Его единицей (так же, как и единицей k) служит $\text{м}^2/\text{с}$. Коэффициент диффузии зависит от температуры: для водяного пара при температурах 0 и 20 °С он равен соответственно $0,198 \cdot 10^{-4}$ и $0,283 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$.

Сравнение этих значений коэффициента диффузии со значениями k показывает, что в условиях атмосферы перенос примесей (водяного пара и др.) осуществляется главным образом посредством турбулентного перемешивания, а не молекулярной диффузии, так как турбулентный поток Q в десятки и сотни тысяч раз больше молекулярного ($Q/Q_M \approx 10^4 \div 10^6$). Только в вязком подслое молекулярный поток сравним с турбулентным. Таким образом, за исключением этого тонкого слоя, молекулярным потоком в атмосфере можно пренебречь по сравнению с турбулентным.

Турбулентные потоки примесей в горизонтальном направлении (например, вдоль осей x и y) записываются аналогично потоку по вертикали:

$$Q_x = -A' \frac{\partial s}{\partial x} = -\rho k' \frac{\partial s}{\partial x},$$

$$Q_y = -A' \frac{\partial s}{\partial y} = -\rho k' \frac{\partial s}{\partial y}.$$

Здесь A' и k' — коэффициенты турбулентного обмена и турбулентности в горизонтальном направлении. Оценка порядка величины коэффициентов A' и k' показала, что они в десятки и сотни тысяч раз больше коэффициентов A и k .

3 Конвективный и турбулентный потоки тепла

Основным источником тепла для Земли как планеты и ее составной части — атмосферы — является солнечная радиация, большая часть которой достигает земной поверхности (см. главу 6). Тропосфера получает тепло главным образом от земной поверхности.

В переносе тепла от земной поверхности к атмосфере и внутри атмосферы основную роль играют следующие процессы: а) конвективный и турбулентный теплообмен, б) излучение и поглощенные радиации, в) фазовые превращения воды (испарение и за-