

## Глава 21 Особенности движения воздуха в пограничном слое атмосферы

### 1 Ветер в пограничном слое атмосферы

Вблизи земной поверхности ветер сильно ослабевает под влиянием сил трения и так называемого *прилипания*, т. е. обращения скорости ветра в нуль на земной поверхности и в тонком слое толщиной  $z_0$ , который называется *слоем шероховатости*. Скорость ветра на шероховатой поверхности (а все реальные поверхности шероховатые) обращается в нуль по чисто механической причине: молекулы воздуха (равно как и любого другого газа или жидкости) соударяются с неровностями поверхности и, естественно, теряют скорость поступательного движения. Совершая хаотические (тепловые) движения, эти молекулы сталкиваются с другими молекулами, уменьшая скорость их поступательного движения, и т. д. Возникает сила молекулярного трения. Под влиянием этой силы скорость ветра обращается в нуль в слое толщиной в несколько миллиметров, который, как указывалось выше, называется *вязким подслоем*. Однако при столкновении с неровностями теряют скорость не только молекулы, но и воздушные частицы — *турбулентные моли*. Их хаотическое перемещение по вертикали приводит к потере скорости поступательного движения в слое шероховатости. Толщина его, характеризуемая *параметром шероховатости*  $z_0$ , изменяется от сотых долей сантиметра (0,03 см для пустыни, 0,05—0,1 см для снега) до нескольких сантиметров (0,2—9,0 см для травы, 5 см для пшеничного поля, 6,5 см для свекольной плантации) и даже до нескольких метров (для леса, города). Внутри слоя шероховатости движение воздуха турбулентное, при этом скорости отдельных участвующих в нем частиц могут быть значительными. Но поскольку они направлены в разные стороны (в городе, например, на каждой улице свое направление ветра), то при осреднении получаем для скорости поступательного (среднего) движения значение, равное нулю.

В пограничном слое направление скорости ветра *отклонено от изобар в сторону низкого давления*. Для доказательства этого положения рассмотрим объем воздуха вблизи земной поверхности

(рис. 21.1). На него, кроме барического градиента и отклоняющей силы, действуют силы трения со стороны выше- и нижележащих слоев воздуха.

Результирующая сила трения  $R$  вблизи земной поверхности имеет направление, почти противоположное направлению ветра.

Барический градиент  $G_2$  от скорости ветра не зависит и направлен по нормали к изобарам. Отклоняющая сила  $K_s$  всегда направлена под прямым углом к скорости ветра. При установившемся движении (скорость ветра не изменяется во времени) между силами  $G_2$ ,  $K_s$  и  $R$  должно существовать равновесие, т. е. векторная сумма сил  $K_s$  и  $R$  должна быть равна по модулю  $G_2$  и противоположно ему направлена. Как показывает рис. 21.1, такое равновесие может быть достигнуто только в том случае, когда скорость ветра  $c_0$  отклонена от изобары (т. е. градиентного ветра) в сторону низкого давления. Угол между изобарой и скоростью ветра называется *углом отклонения*. Он зависит от результирующей силы трения: чем больше  $R$ , тем больше угол отклонения. По этой причине угол отклонения над сушей больше, чем над морем: над сушей в среднем  $30-40^\circ$ , над морем  $20-30^\circ$ .

С увеличением высоты результирующая сила трения ослабевает. Благодаря этому скорость ветра с высотой возрастает по модулю и под влиянием отклоняющей силы поворачивает вправо, приближаясь к градиентному ветру. Точный расчет показывает, что вблизи земной поверхности (до высоты  $50-100$  м) быстро возрастает модуль скорости ветра (примерно как логарифм высоты) и сравнительно мало изменяется угол отклонения (на  $2-5^\circ$ ). На более высоких уровнях модуль скорости ветра изменяется медленнее, а угол отклонения — быстрее. Если скорость ветра на разных высотах спроектировать на одну и ту же плоскость, то получим картину, изображенную на рис. 21.1: на каждом более высоком уровне скорость ветра больше по модулю и ближе к градиентному ветру по направлению. Это значит, что в пограничном слое наблюдается *правый поворот и возрастание модуля скорости ветра с увеличением высоты* (северное полушарие).

Вблизи земной поверхности (например, на уровне флюгера) ветер направлен так, что *если встать лицом по направлению ветра, то низкое давление ( $H$ ) остается слева и несколько впереди, а высокое давление ( $B$ ) — справа и несколько позади*. Это правило позволяет по наблюдениям за ветром составить представление о распределении давления в горизонтальной плоскости при отсутствии карт погоды.

С количественной стороны вопрос о вертикальном распределении скорости ветра в пограничном слое впервые рассматривался применительно к океану Экманом (1905 г.), применительно к атмосфере — Окербломом (1909 г.). Они построили решение уравнений установившегося, однородного по горизонтали движения атмосферы при наиболее простом предположении о характере тур-

булентного перемешивания — коэффициент турбулентности не зависит от высоты ( $k = \text{const}$ ). Зависимость скорости ветра от высоты описывается в этом случае кривой, называемой спиралью Экмана.

Анализ решения Экмана—Окерблома показал, что угол отклонения ветра от изобары вблизи земли (при  $z \rightarrow 0$ ) при всех усло-

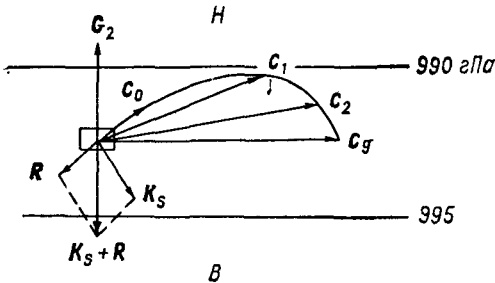


Рис. 21.1. Распределение скорости и направления ветра с высотой в пограничном слое атмосферы (северное полушарие).

Россби и Монтгомери в 1932—1935 гг. Они впервые привлекли для этой цели представления теории подобия, а внутри пограничного слоя выделили приземный слой (толщиной 50—100 м). В приземном слое коэффициент турбулентности — всегда растущая функция высоты. В верхней части пограничного слоя, которую нередко называют *экмановской*, Россби и Монтгомери построили решение уравнений движения при двух зависимостях  $k$  от  $z$ : 1)  $k = \text{const}$ ; 2)  $k$  — убывающая по квадратическому закону функция высоты.

За прошедшие после этой работы годы выполнено немало исследований, в которых рассматривался вопрос о распределении скорости ветра с высотой в пограничном слое. Наиболее значительные результаты получены в последние десятилетия на основе приложения теории подобия и размерности к пограничному слою, позволившей построить некоторую замкнутую систему уравнений, из которой определяется как скорость ветра, так и характеристики турбулентности.

## 2 Приземный слой. Логарифмический закон распределения скорости ветра с высотой

Оценка порядка величины различных членов в уравнениях движения (если их предварительно проинтегрировать по высоте, как это было сделано в главе 9 в отношении уравнения притока

влиях равен  $45^\circ$ . Это наиболее существенный недостаток модели Экмана—Окерблома. Не согласуется с наблюдениями и другая особенность, предсказываемая этой теорией, — слишком медленное возрастание модуля скорости ветра в нижнем слое (толщиной 100—200 м).

Следующий крупный шаг вперед в изучении строения пограничных слоев атмосферы и океана был сделан