

строении этого графика приняты так называемые полулогарифмические оси координат: по одной из осей откладывается логарифм высоты ( $\lg z$ ), а по другой — измеренная на разных высотах скорость ветра  $c$  в линейной шкале. Рисунок 21.2 показывает, что в 8 ч, когда стратификация близка к безразличной, профиль ско-

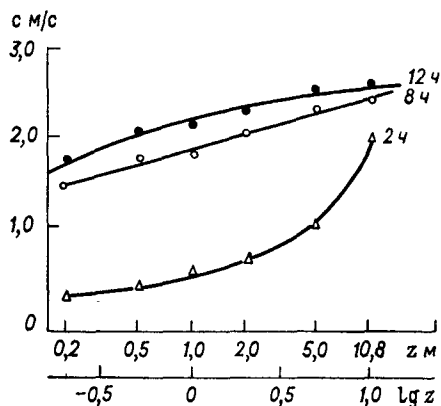


Рис. 21.2. Распределение скорости ветра с высотой при безразличной (8 ч), неустойчивой (12 ч) и устойчивой (2 ч) стратификации приземного слоя атмосферы. Арьсь (Казахская ССР).

рости ветра логарифмический: все опытные точки в согласии с формулой (2.5) располагаются вблизи прямой. В то же время при сильно неустойчивой (12 ч) и особенно при устойчивой (2 ч) стратификации профиль ветра в осях координат ( $\lg z$ ,  $c$ ) имеет хорошо выраженную кривизну: одного знака при неустойчивой стратификации и другого — при устойчивой (инверсионной). По сравнению со случаем, когда  $c \sim \lg z$ , скорость ветра растет с высотой медленнее при  $\gamma > \gamma_a$  (число  $Ri < 0$ ) и быстрее при  $\gamma < \gamma_a$  ( $Ri > 0$ ).

### 3 Суточный ход скорости ветра в пограничном слое атмосферы

Основной причиной хорошо выраженного в пограничном слое суточного хода скорости ветра является изменяющаяся в течение суток интенсивность турбулентного обмена. В отличие от температуры воздуха, суточные колебания которой обусловлены в первую очередь колебаниями температуры земной поверхности, на суточном ходе скорости ветра этот фактор не сказывается — скорость ветра при  $z = 0$  вследствие прилипания в течение суток постоянна (равна нулю).

Однако под влиянием турбулентного обмена происходит перераспределение количества движения между различными слоями и, как следствие, наблюдается суточный ход скорости ветра.

Днем с увеличением термической неустойчивости усиливается вертикальный турбулентный обмен (рис. 21.3) и взаимодействие нижних и верхних слоев атмосферы: в нижние слои увеличи-

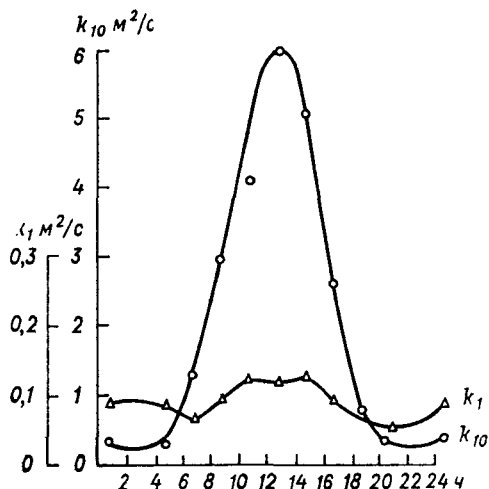


Рис. 21.3. Суточный ход коэффициентов турбулентности  $k_1$  и  $k_{10}$  на высотах 1 и 10 м (суточный ход осреднен по десяти сериям круглосуточных градиентных наблюдений. Пахта-Арал (Узбекская ССР).

вается приток более быстро движущихся (по горизонтали) частиц с верхних уровней, в верхние — приток частиц, имеющих меньшую скорость горизонтального движения, с нижних уровней. По этой

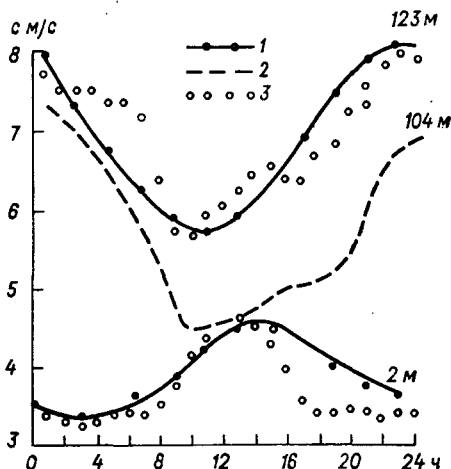


Рис. 21.4. Суточный ход скорости ветра.

1 — теоретические расчеты, 2 — наблюдения в Горьком, 3 — наблюдения в Потсдаме.

причине скорость ветра (по модулю) днем в нижнем слое (от земной поверхности до уровня  $z^*$ ) возрастает, а в верхнем слое (выше  $z^*$ ) убывает по сравнению со скоростью ветра ночью. Ам-

плитуда суточного хода скорости ветра в умеренных широтах составляет 1—3 м/с. Наиболее отчетливо суточный ход скорости ветра выражен при установившейся малооблачной погоде. Угол отклонения в нижнем слое меньше днем, чем ночью, в верхнем — наоборот.

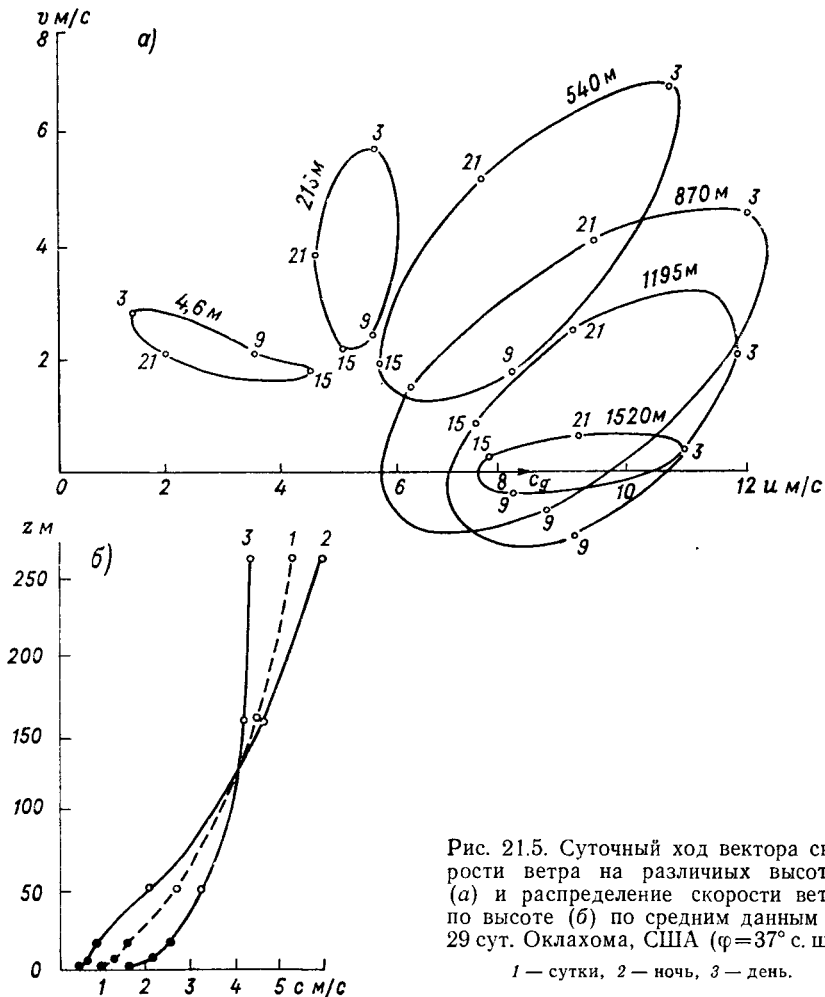


Рис. 21.5. Суточный ход вектора скорости ветра на различных высотах (а) и распределение скорости ветра по высоте (б) по средним данным за 29 сут. Оклахома, США ( $\varphi=37^\circ$  с. ш.).

1 — сутки, 2 — ночь, 3 — день.

Уровень  $z^*$ , называемый *высотой обращения* суточного хода скорости ветра, зависит в основном от среднего суточного значения коэффициента турбулентности  $\bar{k}$ : при больших  $\bar{k}$  (летом) высота обращения составляет сотни метров (200—250 м), при малых — десятки. Суточный ход скорости ветра на различных высотах приведен на рис. 21.4 и 21.5. Сплошные кривые на первом из

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 м<sup>2</sup>) 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  $\tau_0$  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-