

При наличии леса образуются два деятельных слоя: первый — в кронах деревьев, второй — в почве. Густой лес высотой 20—30 м пропускает к почве всего 2—7 % падающей солнечной радиации, причем лиственный лес пропускает больше, чем хвойный (густой еловый лес пропускает не более 1 % падающей радиации). Анализ данных наблюдений показывает, что все многообразие верти-

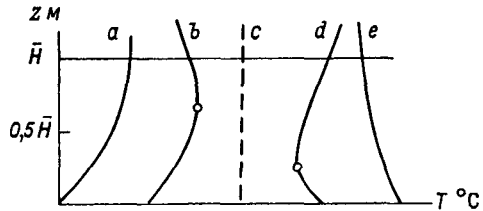


Рис. 11.4. Типовые вертикальные профили температуры в растительном покрове (\bar{H} — средняя высота растений).

кальных профилей температуры внутри растительного покрова можно свести к нескольким типам (рис. 11.4), которые определяются в основном густотой растительного покрова и высотой расположения слоя зеленой массы. В густом лесу и при достаточном увлажнении почвы преобладает инверсионная стратификация (тип *a*). В случае разреженного растительного покрова наблюдается падение температуры с градиентами, превышающими адиабатический (тип *e*). Другие типы (*b*, *c*, *d*) отличаются высотой расположения точки максимума или минимума температуры, зависящей от положения уровня с максимумом зеленой массы покрова.

5 Суточные и годовые колебания температуры воды в морях и крупных водоемах

Термический режим морей и других крупных водоемов существенно отличается от режима суши. Это отличие обусловлено: а) большой теплопроводностью воды, особенно в верхнем слое толщиной 50—150 м, где развит турбулентный обмен; б) примерно в 2 раза большей, чем у почвы, объемной теплоемкостью воды; в) проникновением солнечной радиации до значительных глубин (10—100 м). Потеря тепла на испарение с водной поверхности обычно значительно больше притока радиации к тонкому поверхностному слою. По этой причине в непосредственной близости от водной поверхности температура воздуха обычно растет с высотой, а температура воды увеличивается с глубиной. Только при таком распределении температуры воздуха и воды достигается баланс тепла на поверхности: расход тепла на испарение (LQ'_0) компенсируется потоками тепла сверху (Q_0) и снизу (Q_M). Однако эта

тонкая особенность распределения температуры вблизи водной поверхности охватывает слой воздуха и воды толщиной лишь в несколько сантиметров.

Во всем слое турбулентного перемешивания, который называют *квазиоднородным слоем*, как показывают наблюдения, профиль температуры воды близок к изотермическому — под влиянием обмена температура выравнивается. Ниже квазиоднородного слоя температура воды резко изменяется с глубиной. Этот слой называют *слоем сезонного термоклина*. Положение нижней границы

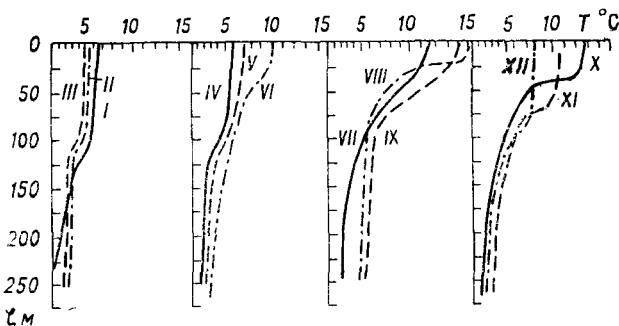


Рис. 11.5. Примеры вертикального распределения температуры воды в деятельном слое океана в различные сезоны года. Тихий океан, 50° с. ш.

квазиоднородного слоя существенно изменяется в течение года. На рис. 11.5 приведены вертикальные профили температуры в деятельном слое океана. С июля по октябрь толщина квазиоднородного слоя близка к 50 м, внутри сезонного термоклина температура резко (скачком) убывает с глубиной. В этот период температура поверхностного слоя воды высокая, плотность растет с глубиной, вследствие чего перемешивание в квазиоднородном слое поддерживается только за счет механической энергии ветра. В осенне-зимний период перемешивание обусловлено не только влиянием ветра, но и конвекцией, возникающей при охлаждении поверхностного слоя воды. Толщина квазиоднородного слоя под влиянием конвективно-ветрового перемешивания возрастает в январе—марте до 100—150 м.

Распределение температуры с глубиной в сезонном термокLINE удовлетворительно описывается функцией вида

$$T(\zeta, t) = T_0 - (T_0 - T_H) \left(\frac{8}{3} \eta - 2\eta^2 + \frac{1}{3} \eta^4 \right),$$

где $\eta = \frac{\zeta - h(t)}{H - h(t)}$; $T_0(t)$ — температура поверхности воды (она же температура всего квазиоднородного слоя); T_H — температура

на глубине H , т. е. на нижней границе деятельного слоя; h — толщина квазиоднородного слоя. Ниже сезонного термоклина температура воды медленно уменьшается с глубиной, приближаясь к постоянной в течение всего года температуре 2—4 °С на глубинах более 300 м.

При построении теории суточных колебаний температуры воды и воздуха над ней следует учесть приток тепла за счет поглощения солнечной радиации в воде. Анализ опытных данных показал, что отклонение лучистого притока от среднего суточного значения удовлетворительно описывается с помощью формулы вида

$$\varepsilon'_\lambda(\xi, t) = R_1 \cos \omega(t - t_m) \exp(-\alpha\xi), \quad (5.1)$$

где R_1 — амплитуда радиационного баланса, вошедшая в уравнение (3.7); α — множитель, характеризующий скорость убывания ε'_λ с глубиной.

Величиной $\varepsilon'_\lambda(\xi, t)$ следует дополнить правую часть уравнения (3.5). В то же время правую часть уравнения теплового баланса (3.7) в случае водной поверхности следует положить равной нулю, поскольку приток солнечной радиации к тонкому слою воды и эффективное излучение малы по сравнению с другими членами этого уравнения.

Анализ решения уравнений (3.4) и (3.5) с учетом отмеченных особенностей приводит к следующей формуле для амплитуды суточных колебаний воды и воздуха на границе их раздела:

$$A_w(0) = \frac{R_1}{\sqrt{\omega} (c_p^* \sqrt{k} + c_{в0в} \sqrt{k_b})} \left(\frac{1+x-\sqrt{2x}}{1+x^2} \right)^{1/2}, \quad (5.2)$$

где $x = \sqrt{\frac{\omega}{\alpha^2 k_b}}$, k_b — коэффициент турбулентной теплопроводности воды; $c_{в0в}$ — объемная теплоемкость воды.

Уменьшение амплитуды суточных колебаний температуры поверхности воды по сравнению с сушей происходит, как следует из формулы (5.2), под влиянием следующих факторов: а) увеличения теплопроводности и теплоемкости; б) испарения (c_p^* более чем в 3 раза больше c_p); в) поглощения солнечной радиации в воде. Влияние последнего фактора представлено последним множителем в формуле (5.2). Его значение изменяется от 0,5 до 0,1. Это означает, что распределение солнечной радиации в слое большой толщины уменьшает A_w в 2—10 раз. С учетом же всех трех факторов амплитуда суточных колебаний температуры вблизи поверхности воды в 10—100 раз меньше, чем вблизи поверхности суши. Так, амплитуда суточного хода температуры воздуха над океанами в среднем составляет около 0,5 °С в тропических широтах и 0,1—0,2 °С в умеренных (по сравнению с 15—20 °С на суше).

Максимум температуры воздуха на суше наступает около 13 ч местного времени, минимум — незадолго до восхода Солнца. Над морями и крупными водоемами максимум температуры воздуха наступает в 15—16 ч, а минимум — через 2—3 ч после восхода Солнца. Амплитуда годового хода температуры воздуха над океа-

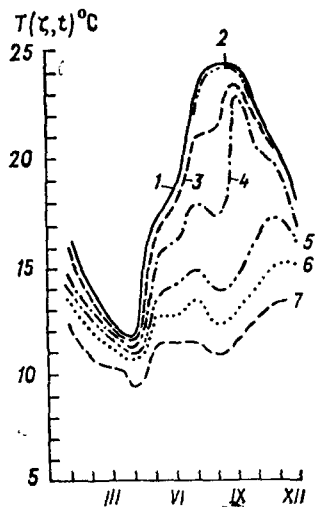


Рис. 11.6. Годовой ход температуры воды на различных глубинах. Тихий океан, 35° с. ш., 150° в. д.

1 — поверхность воды; глубина: 2 — 10 м, 3 — 25 м, 4 — 50 м, 5 — 100 м, 6 — 150 м, 7 — 200 м.

нами составляет 2—4 °С в тропических широтах и 5—10 °С в умеренных (по сравнению с 30—40 °С на суше).

Колебания температуры в водоемах распространяются вследствие интенсивного перемешивания до значительно больших глубин, чем на суше. На рис. 11.6 приведен годовой ход температуры воды на разных глубинах. Видно, что амплитуда годового хода поверхности несколько больше 12 °С, с глубиной она уменьшается, однако и на глубине 200 м еще заметны годовые колебания температуры воды (амплитуда более 2 °С).