

лучше — непрерывная запись температуры на нескольких высотах между 400 и 2000 м), или же недостаток теории. Дать однозначный ответ на этот вопрос пока не представляется возможным.

4 Вертикальное распределение температуры почвы.

Роль растительного и снежного покрова

Температура почвы в определенный момент понижается с глубиной при положительном радиационном балансе земной поверхности (чаще днем) и растет при отрицательном (чаще ночью). Средняя суточная температура почвы с глубиной понижается летом и растет зимой. В переходные сезоны (весной и осенью) наблюдается более сложное распределение средней суточной температуры с глубиной.

Поток тепла в почве направлен в сторону понижения температуры. Поэтому $Q_M > 0$ (направлен в глубь почвы) в дневные часы и $Q_M < 0$ в ночные часы. Осредненный за сутки поток тепла положителен летом и отрицателен зимой.

Средняя годовая температура почвы убывает с глубиной (ξ) в низких широтах и растет в высоких. Так, в Тбилиси наблюдается следующее распределение средней годовой температуры с глубиной:

ξ см	1	20	40	54	165	226	647
T °С	16,3	15,7	15,4	15,3	15,1	14,7	14,5

Приведенное распределение температуры называют распределением по типу *инсоляции*.

В Ленинграде средняя годовая температура распределена по типу *излучения*:

ξ см	0	10	20	40	80	160
T °С	5,7	5,8	5,7	5,8	6,0	6,1

На вертикальное распределение температуры почвы существенное влияние оказывают растительный и снежный покров. Растения, поглощая часть солнечной радиации, днем уменьшают приток ее к почве, а ночью уменьшают эффективное излучение почвы. Летом, когда основную роль в нагревании почвы играет прямая солнечная радиация, почва под растительным покровом на всех глубинах оказывается холоднее (на ΔT) оголенной почвы. По наблюдениям в Ленинграде разности температур ΔT в июле следующие:

ξ см	0	10	20	40	80	160
ΔT °С	3,8	2,9	3,6	3,3	2,5	0,8

Температура поверхности оголенной почвы летом может достигать больших значений, например 82°C в тропиках, 79°C в Средней Азии, 60°C в Ленинградской области. Установлено, что наиболее высокие температуры наблюдаются не на оголенной поверхности, а на поверхности, покрытой редкой выгоревшей травой. Например, наблюдения в Арыси показали, что на высоте 20 см среди такой травы дневной максимум и ночной минимум температуры соответственно на $0,5$ — $1,5$ и $0,1$ — $0,8^{\circ}\text{C}$ выше, чем над оголенной почвой.

Зимой, когда преобладающую роль играет излучение, почва под растительным покровом теплее оголенной почвы. Однако зимой основную роль в формировании теплового режима почвы играет снежный покров, на что впервые обратил внимание еще в конце прошлого века А. И. Воейков. Снег сильно отражает солнечную радиацию и в то же время излучает почти как черное тело длинноволновую радиацию. По этой причине радиационный баланс поверхности снега, как правило, отрицательный. Под влиянием радиационных потерь тепла поверхность снега сильно охлаждается. В то же время снег обладает малой теплопроводностью, увеличивающейся с ростом его плотности (ρ_0):

ρ_0 г/см ³	0,05	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5
λ Вт/(м·°C)	0,06	0,09	0,13	0,25	0,44	0,67

Для сравнения укажем, что коэффициент теплопроводности льда равен $0,83$ Вт/(м·°C), а почвенной воды $0,50$ Вт/(м·°C).

Вследствие малой теплопроводности температура внутри слоя снега резко возрастает с глубиной. В результате температура поверхности почвы под снегом всегда выше температуры не покрытых снегом поверхностей. По наблюдениям в Свердловске, средние за месяц разности температур поверхности оголенной почвы и почвы под естественным покровом (зимой — под снегом, летом — под растительностью) таковы:

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII
ΔT °C	-12,8	-9,9	-4,0	2,0	3,7	3,1	2,5
Месяц	VIII	IX	X	XI	XII	Год	
ΔT °C	1,6	0,5	-1,5	-4,4	-10,3	-2,6	

Снег предохраняет почву от глубокого промерзания. Суточные колебания температуры в снежном покрове проникают лишь до малой глубины (около 20—30 см).

Весной в противоположность зиме снег оказывает охлаждающее влияние на почву. Поступающее к поверхности снега тепло весной расходуется на его таяние и испарение, вследствие чего температура вблизи поверхности снега держится около 0°C , тогда как температура оголенных участков почвы и воздуха может быть значительно выше 0°C .

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-

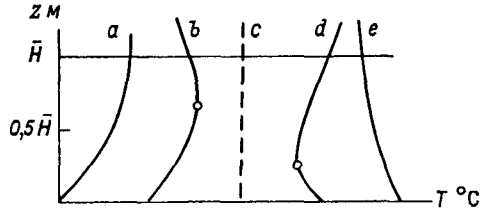


Рис. 11.4. Типовые вертикальные профили температуры в растительном покрове (\bar{H} — средняя высота растений).

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