

## Глава 11 Взаимодействие атмосферы с подстилающей поверхностью (сушей и водой)

Процессы, происходящие в деятельном слое твердой и жидкой оболочек Земли, с одной стороны, и в атмосфере — с другой, тесно связаны между собой. Большая часть солнечной радиации достигает земной поверхности, атмосфера же получает энергию в основном от земной поверхности. Поглощенная солнечная радиация неравномерно распределяется по Земле и изменяется во времени. Под влиянием этих изменений происходят колебания теплосодержания тонкого (по сравнению с радиусом Земли) деятельного слоя.

*Деятельным слоем* называют такой слой почвы или воды, температура которого испытывает суточные и годовые колебания. На суше толщина деятельного слоя колеблется в пределах 8—30 м. Толщина деятельного слоя в океане составляет 200—300 м. Деятельные слои суши и особенно океана могут оказывать большое влияние на тепловой режим атмосферы.

В самом деле, общая масса вертикального столба атмосферы равна массе столба воды толщиной всего лишь около 10 м. Если же учесть, что теплоемкость воздуха при постоянном давлении составляет примерно  $\frac{1}{4}$  теплоемкости воды, то станет очевидно, что при изменении температуры на одно и то же значение вклад океана (толщина деятельного слоя которого около 300 м) в теплосодержание вертикального столба примерно в 120 раз ( $30 \times 4$ ) больше вклада атмосферы. Эти же оценки показывают, что понижение температуры деятельного слоя океана всего лишь на  $0,1^\circ\text{C}$  вызывает (в случае передачи выделившегося тепла из океана в атмосферу) рост температуры в среднем по всему вертикальному столбу атмосферы на  $10\text{—}12^\circ\text{C}$ .

С другой стороны, океан как подвижная среда реагирует на движение воздуха (скорость ветра) — возникают дрейфовые течения и поверхностные волны, которые в свою очередь через шероховатость влияют на структуру воздушного потока.

## 1 Уравнение теплопроводности почвы

Тепло, поступившее к земной поверхности, распространяется в глубину почвы за счет молекулярной теплопроводности. Поток тепла  $Q_M$  на произвольной глубине  $\zeta$  пропорционален вертикальному градиенту температуры —  $\partial T/\partial \zeta$ :

$$Q_M = -\lambda \frac{\partial T}{\partial \zeta}. \quad (1.1)$$

Коэффициент пропорциональности  $\lambda$  в этом соотношении носит название *коэффициента теплопроводности почвы*. Единица  $\lambda$  в СИ — Вт/(м·°С). Поток тепла направлен в глубину почвы и положителен ( $Q_M > 0$ ), когда температура убывает с глубиной ( $\partial T/\partial \zeta < 0$ ).

Значения  $\lambda$  (Вт/(м·°С)) для основных составных частей почвы составляют: для торфа 0,88, мела 0,92, известняка 1,77, минералов 2,43, песчаников 1,10—2,80.

Теплопроводность твердых частей почвы примерно в 100 раз больше молекулярной теплопроводности воздуха; для воздуха  $\lambda = (2,43 + 0,09t) \cdot 10^{-2}$  Вт/(м·°С), где  $t$  — температура воздуха в градусах Цельсия. Поэтому с увеличением пористости почвы, т. е. отношения объема, занятого воздухом, к общему объему почвы, теплопроводность ее резко падает. При увлажнении почвы часть почвенного воздуха замещается водой, теплопроводность которой примерно в 20 раз больше теплопроводности воздуха. По этой причине  $\lambda$  почвы растет при увеличении ее влажности. Поскольку состав и влажность почвы изменяются с глубиной и во времени, то и коэффициент теплопроводности также зависит от этих переменных.

Приток тепла к единичной массе почвы, согласно теореме, приведенной в главе 9, связан с потоком  $Q_M$ :

$$\epsilon_M = -\frac{1}{\rho^*} \frac{\partial Q_M}{\partial \zeta} \quad \text{или} \quad \epsilon_M = \frac{1}{\rho^*} \frac{\partial}{\partial \zeta} \lambda \frac{\partial T}{\partial \zeta}, \quad (1.2)$$

где  $\rho^*$  — плотность почвы.

Приравнивая  $\epsilon_M$  к изменению теплосодержания почвы за единицу времени, приходим к следующему *уравнению теплопроводности почвы* (или уравнению притока тепла):

$$c^* \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{\rho^*} \frac{\partial}{\partial \zeta} \lambda \frac{\partial T}{\partial \zeta}, \quad (1.3)$$

где  $c^*$  — удельная теплоемкость почвы. Произведение  $c^* \rho^*$  представляет собой объемную теплоемкость почвы. Для основных составных частей почв (песок, глина, торф) она при среднем увлажнении и пористости примерно одинакова и составляет около 2,09 Дж/(см<sup>3</sup>·°С), т. е. равна половине теплоемкости воды. Объем-

ная теплоемкость ( $c_p \rho$ ) воздуха очень мала — порядка  $10^{-3}$ — $10^{-4}$  Дж/(см<sup>3</sup>·°С). По этим причинам увеличение влажности и уменьшение пористости почвы сопровождается ростом ее объемной теплоемкости.

Таким образом, в общем случае коэффициенты  $\lambda$  и  $c^* \rho^*$  в уравнении (1.3) — переменные величины, зависящие от  $\xi$  и  $t$ . Построить решение уравнения (1.3) в этом случае можно лишь с помощью численных методов.

Однако в том случае, когда почва по глубине однородна и одинаково увлажнена, коэффициенты уравнения (1.3) можно считать постоянными. Тогда уравнение теплопроводности принимает вид известного уравнения Фурье:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k_m \frac{\partial^2 T}{\partial \xi^2}. \quad (1.4)$$

Здесь  $k_m = \lambda / c^* \rho^*$  — коэффициент температуропроводности почвы; его единицей, так же как коэффициента турбулентности, является м<sup>2</sup>/с.

## 2 Уравнение теплового баланса земной поверхности

Тепловой режим земной поверхности и атмосферы формируется в конечном счете под влиянием результирующего притока тепла.

Формулы, с помощью которых определяется результирующий приток тепла, называют *уравнениями теплового баланса*. Последнее представляет собой не что иное, как уравнение притока тепла, но записанное или для очень тонкого слоя (как в случае земной поверхности), или для достаточно большого объема воздуха. Уравнение теплового баланса записывают обычно для земной поверхности, всего вертикального столба атмосферы и для системы земная поверхность—атмосфера.

Связь тепловых режимов атмосферы и деятельного слоя Земли осуществляется с помощью *уравнения теплового баланса земной поверхности*. В последние 30—40 лет уравнение теплового баланса широко использовалось многими исследователями для изучения различных свойств приземного слоя атмосферы.

Остановимся на выводе уравнения теплового баланса земной поверхности. Из наблюдений известно, что солнечная радиация, поступившая к земной поверхности, на суше поглощается в тонком слое, толщину которого обозначим через  $\Delta$  (рис. 11.1). Кроме потока солнечной радиации ( $I' + i$ ), земная поверхность получает тепло в виде потока инфракрасной радиации от атмосферы ( $B_A$ ); теряет она тепло путем собственного излучения ( $B_0$ ). В почве каждый из этих потоков претерпевает изменение. Если в элемен-