

УДК 551.521

Вертикальный профиль рассеянной радиации и годовой ход высоты пограничного слоя атмосферы

А.Ф. Финаев

Исследована зависимость вертикального профиля рассеянной радиации от оптической толщины атмосферы. Получены условия оценки высоты пограничного слоя и рассчитан его годовой ход. Высота пограничного слоя меняется от 950 м (зимой) до 4850 м. (летом).

Изменение рассеянной радиации с высотой имеет важное значение для расчетов радиационных потоков. В основном такие оценки относятся к равнинным территориям. В горных районах вертикальный профиль рассеянной радиации будет зависеть не только от рассеивающих компонентов атмосферы, но и от вторичного рассеивания от склонов гор. Высота пограничного слоя атмосферы и ее изменение в течение года представляет большой интерес как для расчета радиационных параметров, так и для оценки параметров загрязнения атмосферы (концентрации, переноса, высоты подъема и т.д.). Поэтому необходимо иметь методику оценки этой характеристики атмосферы.

Методика и расчет

Поток прямой радиации, проходя через атмосферу, рассеивается атмосферными газами и аэрозолем. Как указывал С.И. Сивков [1], рассеянную радиацию, доходящую до земли, можно выразить формулой Берлаге:

$$D = K \cdot (S_0' - S) \cdot \sin(h_0), \quad (1)$$

где $S_0' = 1,26 \text{ кВт/м}^2$ - метеорологическая солнечная постоянная; S - прямая радиация у поверхности земли; $\sin(h_0)$ - синус высоты солнца; K - эмпирический коэффициент. Для климатологических расчетов рекомендуется $K = 0,38$.

В ходе наших исследований возник вопрос о применимости коэффициента (K) в горных условиях Таджикистана и его связи с оптической толщиной (G). Для анализа этой связи были использованы среднемесячные данные наблюдений за солнечной радиацией в ясные дни (срок 12 ч 30 мин) на актинометрических станциях Курган-Тюбе, Душанбе, л. Федченко, высоты которых 426, 803 и 4169 м. над у. м. соответственно, и результаты наших полевых наблюдений на высотах от 1600 до 4200 м. над у. м. Согласно теории, в идеальной атмосфере индикатриса рассеяния симметрична и коэффициент K в формуле (1) равен 0,5. Сопоставление данных актинометрических станций и учет наших полевых наблюдений за радиационными потоками и концентрацией аэрозоля [2] позволил выявить отклонение (K) от общепризнанного значения. В высокогорье рост $K(G)$ отмечается более 0,5. Это можно объяснить дополнительным рассеянием за счет вторичного отражения (на л. Федченко от окружающих заснеженных склонов). В пыльных долинах при различном уровне концентрации аэрозоля $K(G)$ не снижался меньше 0,38, что соответствует данным для равнин (1).

Графический и математический анализ данных и теоретические понятия о рассеянии в идеальной и запыленной атмосфере позволили нам составить следующую функциональную зависимость коэффициента (K) от оптической толщины атмосферы (G):

$$\begin{aligned} K(G_h) &= 0,38; & G_h &\geq 0,44 \\ K(G_h) &= 0,22 \cdot G_h^{-0,66}; & 0,44 > G_h &\geq 0,26 \\ K(G_h) &= 0,54; & G_h &< 0,26, \end{aligned} \quad (2)$$

где G_h — оптическая толщина на высоте h . Анализ уравнения (2) показывает, что в условиях мутной атмосферы, когда $G_h \geq 0,44$, K остается постоянным. Это связано с рассеянием на частицах неправильной формы, большой концентрацией аэрозоля и, в результате, измененной индикатрисой рассеяния. С уменьшением концентрации, размера и изменением формы частиц индикатриса рассеяния начинает вытягиваться и (K) начинает расти. При исчезновении пыли в атмосфере происходит молекулярное рассеяние, при котором индикатриса симметрична, $K = 0,5$, и на уровне моря оптическая толщина (G) равна 0,26. Учитывая практические данные, можно считать, что для пыльной атмосферы в горах $K = 0,54$.

Основной аэрозоль распространяется в пограничном слое с интенсивными конвективными и турбулентными движениями. В свободной атмосфере концентрация аэрозоля на порядки меньше.

Изменение оптической толщины в идеальной атмосфере с высотой во много раз меньше, чем ее изменение в связи со скачком концентрации аэрозоля на границе «пограничный слой - свободная атмосфера». Поэтому выше пограничного слоя можно принять $G=0,26$, а верхней границей пограничного слоя (H_2) можно считать высоту, на которой оптическая толщина достигнет значения 0,26.

$$H_2 = h; G_h = 0.26. \quad (3)$$

Исходя из соотношений (3) к (2), задача сводится к расчету среднемесячного вертикального профиля оптической толщины. Используя полученную нами ранее [3] функцию изменения коэффициента ослабления с высотой

$$G(h) = a \cdot \exp(b \cdot h), \quad (4)$$

где a и b эмпирические коэффициенты, рассчитанные для каждого месяца. Коэффициенты a и b определялись методом наименьших квадратов по среднемесячным значениям наблюдений на аэрологических станциях в ясные дни. В Таджикистане имеются четыре аэрологические станции, охватывающие диапазон высот от 426 до 4169 м. над у. м. Использовались также наши полевые наблюдения. Затем по соотношениям (4) и условию (3) была рассчитана среднемесячная высота пограничного слоя.

На рисунке 1 представлен годовой ход высоты уровня распространения аэрозоля, что, по нашему мнению, можно отождествить с высотой пограничного слоя. Наименьшая высота (950 м.) отмечена в январе (даются абсолютные высоты). В апреле отмечается резкий рост до 3600 м., связанный с весенней конвекцией. Максимальное значение достигается в июне (4850 м.) и сохраняется уровень 4400 м. в течении июля-августа. Осенью с уменьшением прогрева конвекция уменьшается, и уровень еговерхняя граница снижается до высоты 1100 м в декабре.

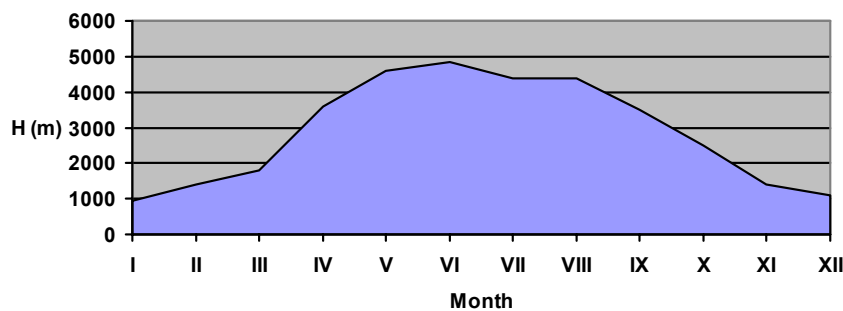


Рис. 1. Годовой ход высоты пограничного слоя

Выводы.

В горных условиях коэффициент в формуле Берлаге имеет переменную величину и рассчитывается по формуле (2). Изменение этого коэффициента происходит в пограничном слое атмосферы. Высота этого слоя фиксируется коэффициентом оптического ослабления атмосферы равным 0,26. Годовой ход высоты пограничного слоя, полученный по данной методике, хорошо согласуется с теоретическими представлениями о метеорологических процессах в атмосфере и практическими экспериментами [4]. Однако в отличие от отдельных экспедиционных измерений эти расчеты дают полную климатическую картину изменения высоты пограничного слоя. Это имеет большое значение для климатических оценок при исследовании переноса, рассеивания, осаждения загрязнений и т.д.

Литература

1. Сивков С.И. Методы расчета характеристик солнечной радиации. Л.: Гидрометеиздат, 1968. - 232 с.
2. Иванов В.А., Ф и н а е в А.Ф. Концентрация и дисперсный состав аэрозолей в горной долине в районе .Сарихосор.—Л.: Гидрометеиздат. Тр. ГГО, 1987, вып. 507, с.121-125.
3. Финаев А.Ф. Вертикальный профиль коэффициентов ослабления атмосферы в горных районах Средней Азии. - Изв. АН Тадж. ССР, Отд. биол. наук, 1987, 10 с., Библиогр.: 7 назв. - Деп. В ВИНТИ 3.09.87, N 6479-B87.
4. Первый глобальный эксперимент ПИГАП. Т.1. Аэрозоль и климат - Л.: Гидрометеиздат, 1981. - 166 с.