ОСОБЕННОСТИ УДЕЛЬНОЙ ЭНЕРГИИ ОБЛУЧЕНИЯ ТОНКИХ СЛОЁВ АТМОСФЕРЫ

Федоров В.М., Костин А.А., Фролов Д.М.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

THE PECULIARITIES OF IRRADIATION SPECIFIC ENERGY OF THIN LAYERS OF THE ATMOSPHERE

Fedorov V.M., Kostin A.A., Frolov D.M.

Lomonosov Moscow State University

The Earth's climate models are based on solar climate theory (data of solar energy coming to the Earth's surface and dense part of atmosphere, which are calculated with some simplifications). This theory needs today the atmosphere irradiation characteristics. The variant of them is presented. The atmosphere splits into thin layers (for example, 1 km for each layer). The middle of layer is the raised surface (RS) above the Earth's ellipsoid. The main thin layer irradiation characteristics are irradiation specific energies (IrSE) of RS and its latitudinal parts in tropical years and their parts. Using $IrSE = IrE/S$, where IrE is irradiation energy and S is surface area, the formulas for IrSE values calculation are written for arbitrary latitudinal zone of RS in any time interval. The special zones are RS, its Northern Half (NH) and Southern Half (SH). The seasonality for NH(SH) is the modulus of difference between half-year's IrSE values for NH(SH). The array of IrE values for series of RS and their parts, with altitude from 0 to 60 km, in tropical years and their parts from 3000 BC to AD 2999 was formed based on NASA ephemerides DE406. Some results for mean values (MV) of IrSE are: 1) the year's IrSE(MV) of RS linearly increases with RS altitude (H) from 10.7298 GJ/m² (H = 0) to 10.9292 GJ/m² (H = 60 km), the growth is 1.86%; 2) half-year's IrSE(MV) of NH (SH) in the first half-year is equal to one of SH(NH) in the second half-year; 3) the month's IrSE(MV) of RS has maximums at solstices and minimums at equinoxes, the difference is 0.043% when H = 0 and 0.042% when H = 60 km; 4) the seasonality of NH(SH) linearly decreases from 2.75266 GJ/m² (H = 0) to 2.74935 GJ/m² (H = 60 km), the decrease is 0.12%.

DOI: 10.31725/0552-5829-2020-301-304

Для построения моделей климата Земли нужны данные о поступлении солнечной энергии на земную поверхность и в плотную часть атмосферы. Эти данные, вычисляемые с рядом упрощений (без учёта поглощения и рассеяния солнечной радиации в атмосфере на пути к месту расчётной регистрации, без учёта рельефа и приливных деформаций Земли, без учёта солнечного ветра и изменений солнечной активности), именуются солярным климатом Земли.

Характеристики облучения земной поверхности вычислялись многими исследователями [1–4]. Характеристики облучения плотной части атмосферы в рамках солярного климата Земли до сих пор не изучались. Мы предлагаем разделить плотную часть на тонкие слои (например, по 1 км) и исследовать их облучение по характеристикам облучения их срединных

поверхностей – приподнятых поверхностей (ПП) над земным эллипсоидом.

В качестве земного эллипсоида выбран эллипсоид MRS80 с полуосями $A = 6378137$ м (две большие полуоси) и $B = 6356752$ м (малая полуось). Малая полуось этого эллипсоида совмещается с осью вращения Земли, вследствие чего он слегка покачивается относительно геоида (циклы Чандлера). Полуоси A и B с точностью до метра совпадают с полуосями эллипсоида GRS80 (Geodetic Reference System, 1980).

Наиболее важные характеристики облучения ПП – удельные энергии облучения (УЭО) самой ПП и её широтных частей в тропических годах и их частях. Средние многолетние УЭО обозначаются УЭО(СМ). У каждой ПП есть северная половина (СП) и южная половина (ЮП). Модуль разности УЭО СП (ЮП) ПП в полугодиях именуется сезонностью СП (ЮП) ПП.

По определению $УЭО = ЭО/S$ (Дж/м²), где $ЭО$ и S – энергия облучения (Дж) и площадь (м²) заданной поверхности в заданном интервале времени. Пусть H – высота (м) ПП над земным эллипсоидом и широтная зона ПП ограничена геодезическими широтами φ_1 и φ_2 (в радианах). Частные случаи широтной зоны – вся ПП, СП и ЮП ПП. Пусть на оси равномерно текущего времени (измеряемого в секундах) выделен интервал (t_1, t_2) . Тогда ЭО широтной зоны (φ_1, φ_2) в интервале (t_1, t_2) , вычисляется по формуле

$$ЭО(H, \varphi_1, \varphi_2, t_1, t_2) = \int_{t_1}^{t_2} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \sigma(H, \varphi) \int_{-\alpha_n(H, t, \varphi)}^{\alpha_n(H, t, \varphi)} |\Lambda(H, t, \varphi, \alpha)| d\alpha d\varphi dt, \quad (1)$$

где α – часовой угол Солнца (в радианах) в момент t (с) в точке Р с геодезической широтой φ (в радианах), находящейся на ПП; $\sigma(H, \varphi)$ – площадной множитель в точке Р; $\sigma(H, \varphi) d\alpha d\varphi$ – площадь (м²) бесконечно малой трапеции с центром в точке Р (трапеция является ячейкой ПП); $\Lambda(H, t, \varphi, \alpha)$ – интенсивность (Вт/м²) облучения этой трапеции в малой окрестности момента t , взятая со знаком плюс при направлении лучей внутрь области, ограниченной ПП, и со знаком минус при направлении лучей наружу; $\alpha_n(H, \varphi, t)$ – предел интегрирования по α (при $|\alpha| < \alpha_n(H, t, \varphi)$ точка Р не затенена Землёй).

Величины $\sigma(H, \varphi)$, $\Lambda(H, t, \varphi, \alpha)$ и моменты $\{t_{nm}\}$, соответствующие началам тропических суток (n – номер тропического года, m – номер суток в году), используемые для формирования границ интегрирования по t в формуле (1), вычисляются по формулам

$$\sigma(H, \varphi) = q_1(H, \varphi) q_2(H, \varphi) \quad (2)$$

$$q_1(H, \varphi) = \left(\frac{A^2}{B} h(\varphi) + H \right) \cos(\varphi), \quad q_2(H, \varphi) = \frac{A^2}{B} h^3(\varphi) + H \quad (3)$$

$$h(\varphi) = \frac{1}{\sqrt{1 + \varepsilon^2 \cos^2 \varphi}}, \quad \varepsilon^2 = \left(\frac{A}{B} \right)^2 - 1 \quad (4)$$

$$\Lambda(H, t, \varphi, \alpha) = u_0 \left(\frac{r_0}{r(t)} \right)^2 \frac{D_0(H, t, \varphi) + D_1(t, \varphi) \cos \alpha}{(C_0(H, t, \varphi) - C_1(H, t, \varphi) \cos \alpha)^{3/2}} \quad (5)$$

$$D_0(H, t, \varphi) = \sin(\gamma(t)) \sin \varphi - \frac{1}{r(t)} \left(\frac{B}{h(\varphi)} + H \right) \quad (6)$$

$$D_1(t, \varphi) = \cos(\gamma(t)) \cos \varphi \quad (7)$$

$$C_0(H, t, \varphi) = 1 - \frac{2(Z(\varphi) + H \sin \varphi) \sin \gamma(t)}{r(t)} + \frac{(Z(\varphi) + H \sin \varphi)^2 + (U(\varphi) + H \cos \varphi)^2}{r^2(t)} \quad (8)$$

$$C_1(H, t, \varphi) = \frac{2(U(\varphi) + H \cos \varphi) \cos \gamma(t)}{r(t)} \quad (9)$$

$$U(\varphi) = \frac{A^2}{B} h(\varphi) \cos(\varphi), Z(\varphi) = Bh(\varphi) \sin(\varphi) \quad (10)$$

$$A = 6378137, B = 6356752, r_0 = 149597870691, u_0 = 1361 \quad (11)$$

$$\lambda(t_{nm}) = m - 1, \quad (12)$$

где $r(t)$, $\gamma(t)$ и $\lambda(t)$ – расстояние между центром Солнца и центром Земли (м), склонение Солнца в радианах и эклиптическая долгота Солнца в градусах в момент старта из центра Солнца светового импульса, достигающего центра Земли в момент t ; r_0 – астрономическая единица (м); u_0 – солнечная постоянная (Вт/м²); $q_1(H, \varphi)d\alpha$ и $q_2(H, \varphi)d\varphi$ – длина средней линии (м) и высота (м) бесконечно малой трапеции с центром в точке P; A, B, ε – полуоси (м) и второй эксцентриситет эллипсоида MRS80; $h, C_0, C_1, D_0, D_1, Z, U$ – вспомогательные обозначения.

Величина $\alpha_{\Pi}(H, t, \varphi)$ вычисляется по формулам

$$\alpha_{\Pi}(H, t, \varphi) = \arccos \left(\max \left(-1, \min \left(\frac{p(t) - \sqrt{C_2(H, t, \varphi)} - D_2(H, t, \varphi)}{D_3(H, t, \varphi)}, 1 \right) \right) \right) \quad (13)$$

$$C_2(H, t, \varphi) = C_3(H, \varphi)(1 + \varepsilon^2 \sin^2 \gamma(t) - p^2(t)), p(t) = \frac{A}{r(t)} \quad (14)$$

$$C_3(H, \varphi) = \frac{2H}{B} h(\varphi) + \left(\frac{H}{A} \right)^2 (1 + \varepsilon^2 \sin^2 \varphi) \quad (15)$$

$$D_2(H, t, \varphi) = \frac{A}{B} \left(h(\varphi) + \frac{H}{B} \right) \sin \gamma(t) \sin \varphi \quad (16)$$

$$D_3(H, t, \varphi) = \left(\frac{A}{B} h(\varphi) + \frac{H}{A} \right) \cos \gamma(t) \cos \varphi \quad (17)$$

где $r(t)$ и $\gamma(t)$ – упомянутые выше астрономические параметры; p, C_2, C_3, D_2, D_3 – вспомогательные обозначения.

Площадь $S(H, \varphi_1, \varphi_2)$ (м²) широтной зоны (φ_1, φ_2) ПП вычисляется по формулам

$$S(H, \varphi_1, \varphi_2) = \pi B^2 S_0(\varphi_1, \varphi_2) + 2\pi H A S_1(\varphi_1, \varphi_2) + 2\pi H^2 S_2(\varphi_1, \varphi_2) \quad (18)$$

$$S_0(\varphi_1, \varphi_2) = \frac{\sin \varphi_2}{1 - \delta^2 \sin^2 \varphi_2} - \frac{\sin \varphi_1}{1 - \delta^2 \sin^2 \varphi_1} + \frac{1}{2\delta} \ln \frac{(1 + \delta \sin \varphi_2)(1 - \delta \sin \varphi_1)}{(1 - \delta \sin \varphi_2)(1 + \delta \sin \varphi_1)} \quad (19)$$

$$S_1(\varphi_1, \varphi_2) = \frac{\arcsin q(\varphi_1) - \arcsin q(\varphi_2)}{\delta} + \left(\frac{B}{A} \right)^2 \left(\frac{\sin \varphi_2}{q(\varphi_2)} - \frac{\sin \varphi_1}{q(\varphi_1)} \right) \quad (20)$$

$$S_2(\varphi_1, \varphi_2) = \sin \varphi_2 - \sin \varphi_1, \quad \delta = \frac{\varepsilon}{\sqrt{1 + \varepsilon^2}}, \quad q(\varphi) = \sqrt{1 - \delta^2 \sin^2 \varphi} \quad (21)$$

где S_1, S_2, S_3, q, δ – вспомогательные обозначения.

Вычисление $r(t)$, $\gamma(t)$ и $\lambda(t)$ и последующее приближённое вычисление интегралов в формуле (1) проводилось так же, как в работе [4], на основании высокоточных астрономических эфемерид НАСА DE-406. Исходными данными для расчётов были склонение и эклиптическая долгота Солнца, расстояние от Земли до Солнца, разность хода равномерно текущего (СТ –

Coordinate Time) и всемирного корректируемого времени (UT – Universal Time). Для ряда ПП с высотами от 0 до 60 км были составлены массивы ЭО этих ПП, а также СП и ЮП ПП и 5-градусных широтных зон ПП, в тропических годах, полугодиях и месяцах с 3000 года до н.э. по 2999 год н.э.

Значения ЭО переводились в значения $УЭО = ЭО/S$ с использованием (18)–(21). Далее приводятся некоторые числовые результаты и эффекты.

Согласно расчётам годовая $УЭО(СМ)$ ПП линейно растёт вместе с высотой ПП. Высоте 0 км соответствует значение $1.07298 \cdot 10^{10}$ Дж/м², высоте 60 км $1.09292 \cdot 10^{10}$ Дж/м² (на 1.86% больше). Рост объясняется тем, что кроме лучей, направленных к Земле, ПП пронизывают транзитные лучи, направленные мимо Земли.

Полугодовая $УЭО(СМ)$ СП(ЮП) ПП в первом полугодии совпадает полугодовой $УЭО(СМ)$ ЮП(СП) ПП во втором полугодии, хотя первое тропическое полугодие в среднем на 3.6% длительнее второго. Совпадения объясняются действием второго закона Кеплера.

Для каждой ПП график месячных $УЭО(СМ)$ напоминает букву М с максимумами в моменты солнцестояний и минимумами в моменты равноденствий. Максимумы больше минимумов на 0.043% на высоте 0 км и 0.042% на высоте 60 км. Буква М объясняется годичным феноменом при облучении земного эллипсоида, описанным в работе [5], уменьшение контраста с высотой – увеличением транзитного облучения ПП.

Средняя многолетняя сезонность СП (ЮП) ПП убывает с высотой ПП. На высоте 0 км она равна $2.75266 \cdot 10^9$ Дж/м², на высоте 60 км $2.74935 \cdot 10^9$ Дж/м² (на 0.12% меньше). Убывание объясняется несимметричными транзитным облучением СП и ЮП ПП.

Литература

1. Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. – М.–Л.: ГОНТИ, 1939. 208 с.
2. Berger A. Long-term variation of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements // Quat. Res., 1978. V. 9. P. 139 – 167.
3. Laskar J., Joutel F., Boudin F. Orbital, precessional and insolation quantities for the Earth from – 20 Myr to + 10 Myr // Astron. and Astrophys., 1993. V. 287. P. 522 – 533.
4. Fedorov V.M., Kostin A.A. The calculation of the Earth's insolation for the 3000 BC – AD 2999 // Processes in Geomedia. 2020. N 1. P. 181–192. DOI: 10.1007/978-3-030-38177-6_20.
5. Федоров В.М., Костин А.А., Фролов Д.М. Влияние формы Земли на характеристики облучения земной поверхности // Геофизические процессы и биосфера. 2020. Т. 19, № 3. С.119–130. DOI: 10.21455/GPB2020.3-7.