УДК 551.521+551:507.362.2+[528.92/.94:001.891.57]

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СУММАРНОЙ РАДИАЦИИ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ТИПОВ И КОЛИЧЕСТВА ОБЛАЧНОСТИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ ФАКТОРА МУТНОСТИ ЛИНКЕ И ЦИФРОВОЙ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА

Алексей Вячеславович Доброхотов
Федеральное государственное бюджетное научное учреждение Агрофизический научно-исследовательский институт, 195220, Россия, г. Санкт-Петербург, Гражданский пр., 14, научный сотрудник, тел. (812)534-09-75, e-mail: dobralexey@gmail.com

Суммарная радиация является ключевой составляющей уравнения радиационного баланса, который является важной частью энергетического баланса. Пространственное распределение суммарной радиации необходимо при расчетах по энергобалансовым моделям, основанным на спутниковых измерениях. Суммарная радиация зависит от географического положения, рельефа, условий прозрачности атмосферы, облачности. В основном учет облачности при расчете суммарной радиации для энергобалансовых моделей происходит по данным наземных измерений продолжительности солнечного сияния, в то время как на территории России стандартными являются визуальные наблюдения типов и количества облачности. Условия прозрачности атмосферы обычно учитываются по данным наземных метеорологических измерений, которые не всегда отражают поглощение радиации во всей толще атмосферы. Условия прозрачности могут быть также определены по данным дистанционного зондирования. В данной работе рассматривается метод определения пространственного распределения суммарной радиации по визуальным наблюдениям облачности на метеостанциях и спутниковым измерениям условий прозрачности атмосферы. Крутизна и экспозиция склонов для учета пространственного распределения суммарной радиации рассчитывались с использованием данных цифровой модели рельефа (ЦМР) ASTER GDEM с пространственным разрешением 30 м. Условия прозрачности атмосферы характеризовались фактором мутности Линке по данным спутниковых измерений в системе NOAA CLASS на сетке 1×1°. Для валидации расчетов были использованы данные радиационных измерений проекта World Bank's ESMAP Solar Resource Mapping. Среднеквадратическая ошибка получилась равной 107,6 и 83,9 Вт/м^2 для двух станций. В результате была разработана компьютерная программа автоматического определения пространственного распределения суммарной радиации.

Ключевые слова: карты суммарной радиации, визуальные наблюдения облачности, цифровая модель рельефа, фактор мутности Линке.

Введение

Солнечное излучение, падающее на поверхность Земли, является результатом сложных взаимодействий энергии в атмосфере. В глобальном масштабе градиенты излучения обусловлены геометрией Земли и ее вращением, а также вращением вокруг Солнца. В региональных и локальных масштабах рельеф местности является основным фактором, изменяющим распределение излучения. Изменчивость высоты, крутизны, экспозиции, а также тени, создаваемые рельефом местности, вызывают сильные локальные градиенты. Пространственная и временная изменчивость солнечной энергии определяет динамику многих

ландшафтных процессов, например, различия температуры воздуха и почвы, увлажненности, таяния снега, фотосинтеза и суммарного испарения [1]. Данные солнечной радиации, распределенные по пространству, могут находить различное применение (климатология, экология, ландшафтный дизайн, землепользование и т. д.).

Суммарная радиация, или приходящая коротковолновая радиация, является суммой рассеянной радиации, которая была рассеяна атмосферой и облаками, и прямой радиации, которая не была рассеяна при прохождении лучей через атмосферу.

Наибольшее влияние на поток суммарной радиации оказывают следующие факторы:

1. Географическое положение и рельеф. Широта и долгота места оказывают значительное влияние на распределение суммарной радиации. Также большое значение имеют параметры рельефа, так как различная экспозиция и крутизна склонов могут приводить к большим различиям суммарной радиации на соседних участках. Также необходимо учитывать возможность затенения участков соседними склонами.

2. Степень облачности. Облачность может как уменьшать, так и увеличивать суммарную радиацию за счет увеличения рассеянной радиации. В основном облачность уменьшает приход суммарной радиации за счет рассеяния и поглощения. На поступление суммарной радиации влияют как количество, так и форма облачности.

3. Высота Солнца. Высота Солнца определяет оптическую массу атмосферы в направлении Солнца. При большей оптической массе атмосферы солнечные лучи проходят больший путь сквозь атмосферу.

4. Условия прозрачности атмосферы. Различная концентрация атмосферных газов и аэрозолей может оказывать значительное влияние на прозрачность атмосферы.

Суммарная радиация является ключевой составляющей радиационного баланса, который является важной частью энергетического баланса. Пространственное распределение суммарной радиации необходимо при моделировании энергетического баланса на основе спутниковых измерений [2–5]. Рельеф может учитываться через крутизну и экспозицию склонов, которые могут быть рассчитаны с помощью цифровой модели рельефа. Для учета влияния облачности обычно используют измеренную на автоматических метеостанциях продолжительность солнечного сияния. Однако на территории России стандартными являются визуальные наблюдения форм и количества облачности. Существующие методы коррекции суммарной радиации в зависимости от облачности требуют модификации для применения на данных визуальных наблюдений стандартной сети метеорологических станций. Условия прозрачности атмосферы обычно учитываются по данным наземных измерений [3], которые не всегда отражают поглощение радиации во всей толще атмосферы. Существуют также системы спутникового мониторинга условий прозрачности атмосферы [6].

Материалы и методы исследования

Для расчета суммарной радиации в зависимости от типов и количества облачности по ярусам были использованы зависимости, полученные в модели CLS (Cloud Layer Sunshine) [7]. Модель CLS требует для расчета суммарной радиации значения прямой и рассеянной радиации для безоблачного неба.

Прямая радиация, ослабленная безоблачной атмосферой ($S_{\downarrow 0}$, Вт/м^2), рассчитывалась следующим образом:

$$S_{\downarrow 0} = G_0 \cdot \exp\left(-0{,}866\ 2T_{LK} \cdot m \cdot \delta_R(m)\right), \tag{1}$$

где G_0 – излучение, приходящее на верхнюю границу атмосферы, Вт/м^2; T_{LK} – фактор мутности Линке [8]; m – оптическая масса атмосферы. Параметр $\delta_R(m)$ представляет собой оптическую толщину атмосферы и рассчитывается через оптическую массу атмосферы m [8].

Излучение, приходящее на верхнюю границу атмосферы G_0, может быть определено по географическому положению рассматриваемого участка и расчетной дате [9]. Фактор мутности Линке T_{LK} был получен из данных спутникового мониторинга комплексной системы управления большими массивами данных NOAA CLASS. Система предоставляет данные о факторе мутности Линке на сетке 1 × 1°. Оптическая масса атмосферы может быть рассчитана через зенитный угол, который зависит от географического положения, даты и времени суток [10].

Рассеянная радиация для безоблачного неба $D_{\downarrow 0}$ рассчитывалась по следующей формуле:

$$D_{\downarrow 0} = G_0 \cdot T_n(T_{LK}) \cdot F_d(h_0), \tag{2}$$

где T_n – функция пропускания для рассеянной радиации, зависит от фактора мутности Линке T_{LK}; F_d – функция высоты солнца, зависит от высоты Солнца h_0 [11].

Параметры рельефа, такие как крутизна и экспозиция склонов, необходимые для расчета прямой и рассеянной радиации на наклонной поверхности оценивались с помощью интерполяции на ЦМР по методу Митасовой [12]. Также определялись участки затенения поверхности рельефом [13]. Для учета параметров рельефа была использована глобальная ЦМР ASTER GDEM с пространственным разрешением 30 м.

В модели CLS одним из входных параметров является продолжительность солнечного сияния. Так как измерения продолжительности солнечного сияния не присутствуют в стандартной программе наблюдений на станциях гидрометеосети, продолжительность солнечного сияния определялась через общее количество облачности [14]

$$s = s_0(1 - n), \tag{3}$$

где s – продолжительность солнечного сияния; s_0 – максимально возможная продолжительность солнечного сияния; n – общее количество облачности. Максимально возможная продолжительность солнечного сияния s_0 определялась в зависимости от географического положения [9].

С учетом ослабления облачностью часовые суммы прямой радиации ($S_{\downarrow}$, кДж/м^2) по модели CLS рассчитывались как

$$S_{\downarrow} = [(1-n_e) - n_{Ci}(1-t_{Ci})]S_{\downarrow 0}, \tag{4}$$

где n_e – эффективное количество облачности; n_{Ci} – количество облаков перистых форм; t_{Ci} – коэффициент пропускания для облачности перистых форм

$$n_e = \frac{An_s + B(1-s)}{A+B}, \tag{5}$$

где n_s – суммарное количество облачности, наблюдаемое с поверхности, за исключением перистых форм; A и B – взвешенные коэффициенты для измерений облачности и солнечного сияния (были использованы значения $A = 2$, $B = 1$).

Часовые суммы рассеянной радиации ($D_{\downarrow}$, кДж/м^2) складывались из четырех слагаемых: рассеянной радиации для безоблачной части неба; неба, занятого перистыми формами; неба, занятого облачностью форм, отличных от перистых; множественных отражений. Для безоблачной части неба рассеянная радиация ($D_{\downarrow cs}$) рассчитывалась как

$$D_{\downarrow cs} = (1-n)D_{\downarrow 0}. \tag{6}$$

Для части неба, занятого перистыми формами, рассеянная радиация ($D_{\downarrow Ci}$) рассчитывалась как

$$D_{\downarrow Ci} = n_{Ci}t_{Ci}D_{\downarrow 0}. \tag{7}$$

Для части неба, занятого облачностью форм, отличных от перистых, рассеянная радиация ($D_{\downarrow cy}$) рассчитывалась с учетом трех ярусов облачности. Была проведена коррекция баллов облачности, так как возникает эффект перекрытия, который наблюдатель не способен зафиксировать. В данной модели [15] сделано предположение, что количество облачности в определенном слое зависит от количества облачности нижележащего слоя

$$n_i = n_i' / (1-n_r), \tag{8}$$

где n_i – скорректированное количество облачности в определенном слое; n_i' – наблюдаемое количество облачности в определенном слое; n_r – суммарное наблюдаемое количество облачности в нижележащих слоях.

В работе [16] коэффициенты пропускания были определены для облачности различных типов

$$t_i = \left(\frac{1}{R_{S\downarrow 0}}\right)\left(\frac{a}{m}\right)e^{-bm}, \tag{9}$$

где $R_{S\downarrow 0}$ – суммарная радиация при безоблачном небе; *a, b* – эмпирические коэффициенты. Значения t_{Ci} так же рассчитываются по формуле (9).

Коэффициенты пропускания (t_i) используются для определения индивидуальных коэффициентов пропускания (ψ_i) в каждом ярусе облачности

$$\psi_i = 1-(1-t_i)\frac{n_i}{n_s}. \tag{10}$$

В итоге, рассеянная радиация для части неба, занятого облачностью форм, отличных от перистых, рассчитывалась как

$$D_{\downarrow cy} = n_s R_{S\downarrow 0}\prod_{i=1}^{j}\psi_i, \tag{11}$$

где *j* – номер яруса.

Множественные отражения ($D_{\downarrow mr}$) определялись по следующей формуле:

$$D_{\downarrow mr} = \left(S_{\downarrow} + D_{\downarrow cs} + D_{\downarrow Ci} + D_{\downarrow cy}\right)\alpha\left(\alpha_c n_s + \alpha_{Ci} n_{Ci}\right), \tag{12}$$

где α – альбедо подстилающей поверхности; α_c, α_{Ci} – альбедо неперистых и перистых форм облачности соответственно. Перистые и неперистые формы облачности имеют различное альбедо [17, 18]. Следуя работам [15, 19], альбедо для неперистых форм облачности принимает значение 0,6. Альбедо для перистых форм облаков меньше, чем для неперистых форм, и принималось равным 0,2 [20, 21]. Значение альбедо поверхности может быть получено из отражения в спектральных каналах при спутниковой съемке [22]. Также можно воспользоваться средними значениями альбедо для различных типов подстилающей поверхности [1].

Итоговая формула для расчета суммарной радиации с учетом типов и форм облачности имеет вид

$$R_{S\downarrow} = \left[\left[\left(1-n_e\right)-n_{Ci}\left(1-t_{Ci}\right)\right]S_{\downarrow 0} + \left[\left(1-n\right)+n_{Ci}t_{Ci}\right]D_{\downarrow 0} + n_s R_{S\downarrow 0}\prod_{i=1}^{j}\psi_i\right]\times$$
$$\times\left[1+\alpha\left(\alpha_c n_s + \alpha_{Ci} n_{Ci}\right)\right]. \tag{13}$$

Для расчета влияния облачности на суммарную радиацию по модели CLS были использованы данные визуальных наблюдений типов и количества облачности на метеорологических станциях. В синоптическом коде не всегда ясно количество облачности всех трех ярусов, так как для баллов облачности присутствует только два поля: «Общее количество облачности» и «Количество облачности нижнего яруса». Так, например, в поле «Количество облачности нижнего яруса» при наличии всех трех ярусов будет закодирована облачность нижнего яруса, в то время как в поле «Общее количество облачности» будет закодирована облачность всех трех ярусов. Таким образом, было принято следующее допущение: когда в наблюдениях присутствует облачность всех трех ярусов, наблюдаемое количество облачности нижнего яруса считается равным значению поля «Количество облачности нижнего яруса», а наблюдаемое количество облачности среднего и верхнего ярусов рассчитывается как среднее арифметическое разности полей «Общее количество облачности» и «Количество облачности нижнего яруса». Расчет суммарной радиации осуществлялся с часовым интервалом. Была произведена линейная интерполяция количества облачности и коэффициентов пропускания для трех ярусов облачности, так как на метеорологических станциях стандартной сети принят трехчасовой интервал между наблюдениями.

Результаты и обсуждения

Для валидации метода расчета суммарной радиации в зависимости от форм и количества облачности были использованы данные радиационных измерений проекта World Bank's ESMAP Solar Resource Mapping. Суммарная радиация измерялась пиранометром Kipp&Zonen CMP21. Были выбраны станции YerevanAgro и Islamadab (табл. 1), так как они близко расположены к метеорологическим станциям стандартной сети: Ереван/Звартноц (WMO ID = 37788) и Исламабад (WMO ID = 41 571), а также программа наблюдений совпадает с программой на территории России. Для участков, на которых находились станции YerevanAgro и Islamadab с портала геологической службы США были получены ЦМР ASTER GDEM. Для расчетов множественных отражений было выбрано значение альбедо, равное 0,2, соответствующее отражению растительной поверхности.

Таблица 1

Основные характеристики станций YerevanAgro и Islamadab

Название станции	Широта	Долгота	Высота над уровнем моря, м	Период измерений, мин	Сдвиг времени от UTC, час
YerevanAgro	40°11′19″ с. ш.	44°23′51″ в. д.	946	10	+3
Islamadab	33°38′52″ с. ш.	72°59′04″ в. д.	500	10	+5

Для определения суммарной радиации была написана специальная компьютерная программа, позволяющая рассчитывать карты суммарной радиации с часовым интервалом, отталкиваясь от данных ЦМР, данных о дате, времени и облачности из метеонаблюдений и данных фактора мутности Линке, автоматически загружаемых из системы NOAA CLASS. Компьютерная программа была написана на языке Python с использованием библиотек для быстрой работы с массивами и таблицами – numpy, pandas; для выполнения астрономических вычислений – ephem; для работы с файлами NetCDF – netcdf, netCDF4; для работы с геоданными – gdal; для подключения модулей ГИС GRASS GIS – GRASS GIS Python script package.

На рис. 1, 2 представлены диаграммы рассеяния между расчетными (модельными) и измеренными значениями суммарной радиации для двух станций. «Линия 1:1» представляет гипотетическую линию, которая получается в том случае, когда измеренные и модельные значения абсолютно совпадают.

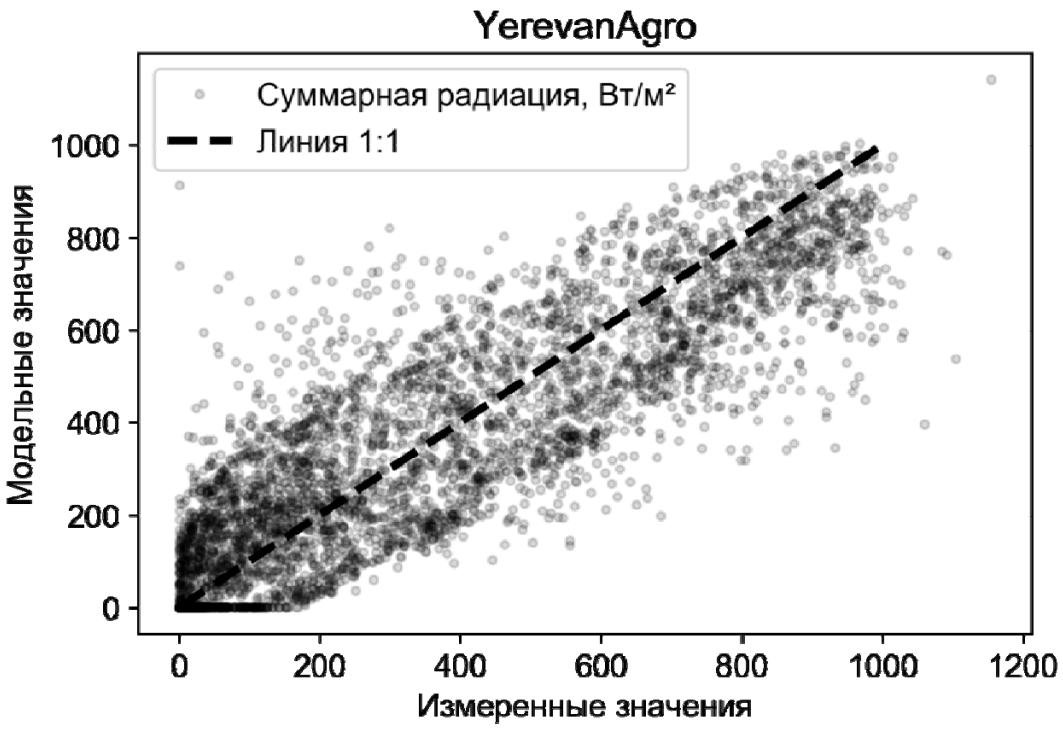

Рис. 1. Диаграмма рассеяния для измеренных
и расчетных (модельных) значений суммарной радиации (Вт/м^2)
для станции YerevanAgro

В табл. 2 представлены результаты статистического анализа сравнения модельных и измеренных значений суммарной радиации. На рис. 3, 4 представлены примеры рассчитанных карт пространственного распределения суммарной радиации на участках ЦМР со станциями YerevanAgro и Islamabad. На участке

со станцией YerevanAgro представлен расчет за 13 часов 2 июня 2017 г., на участке со станцией Islamabad – за 13 часов 13 июля 2016 г.

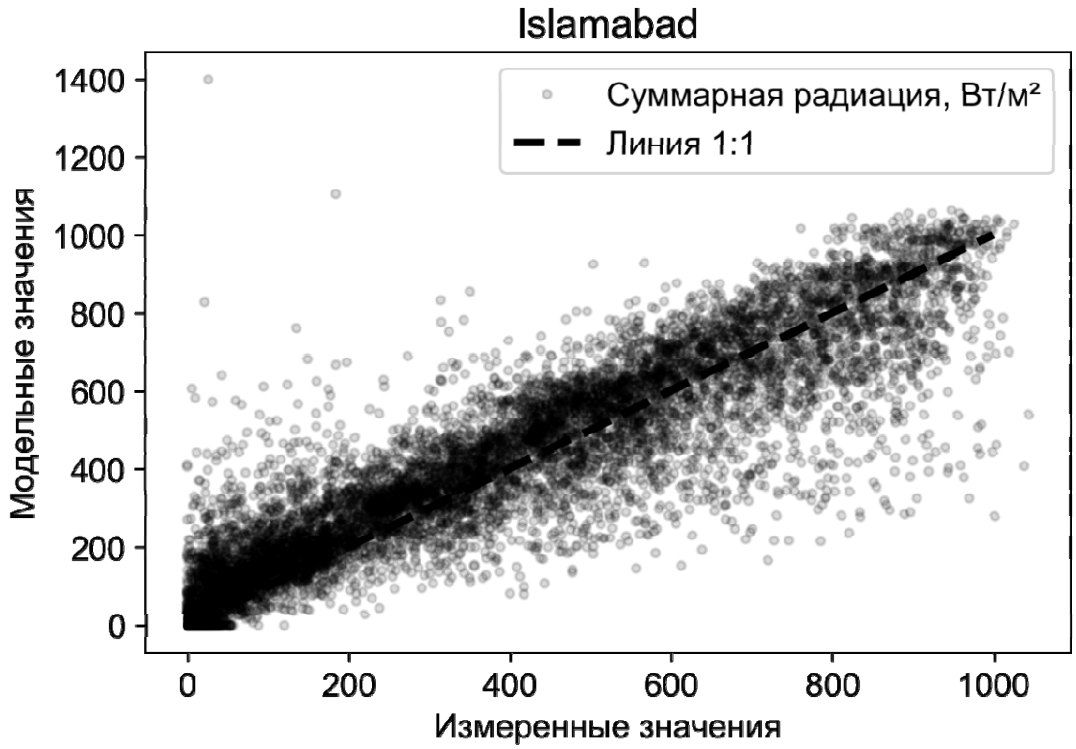

Рис. 2. Диаграмма рассеяния для измеренных и расчетных (модельных) значений суммарной радиации (Вт/м^2) для станции Islamadab

Таблица 2

Статистические показатели сравнения расчетных и измеренных значений суммарной радиации

Статистический показатель:	YerevanAgro	Islamadab
RMSE (Вт/м^2)	107,6	83,9
d	0,96	0,98
NSE	0,83	0,91
r	0,93	0,95
Среднее измеренное значение (Вт/м^2)	189,9	184,8
Среднее рассчитанное значение (Вт/м^2)	186,4	197,0

В табл. 2: RMSE – среднеквадратическая ошибка; *d* – индекс согласия Вильмотта; NSE – коэффициент эффективности модели Нэша – Сатклиффа; *r* – коэффициент корреляции.

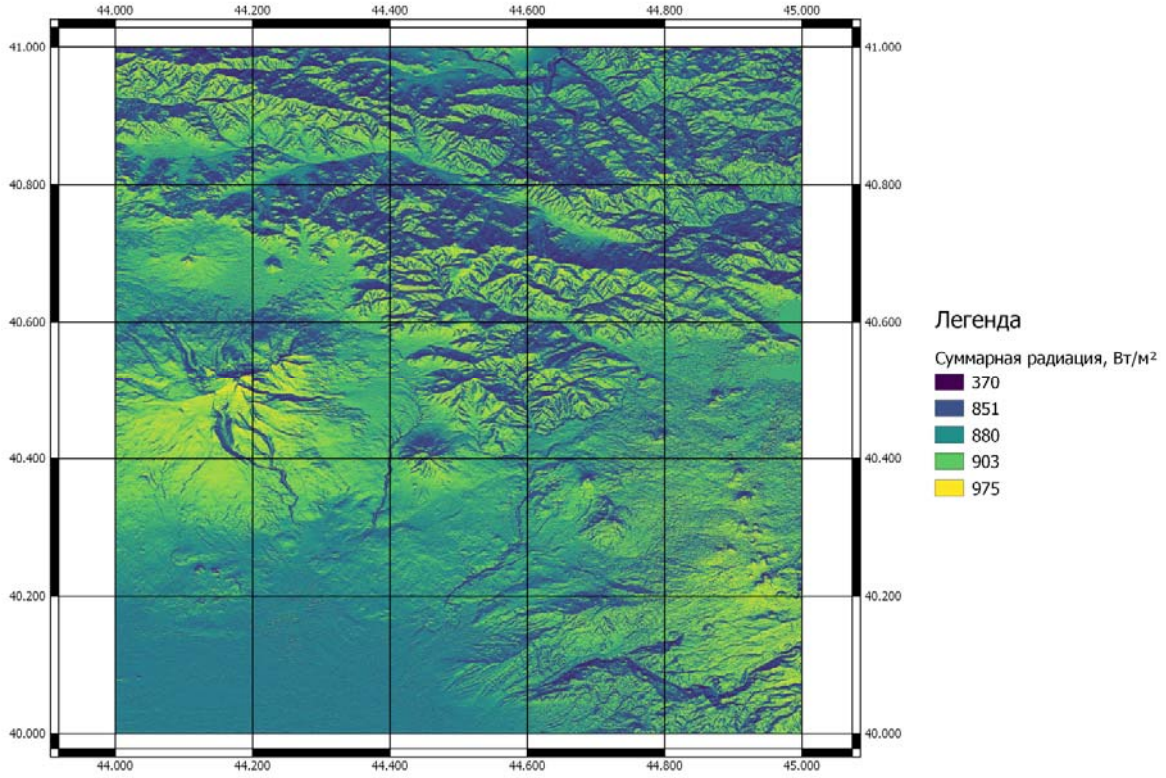

Рис. 3. Карта суммарной радиации на участке ЦМР над станцией YerevanAgro

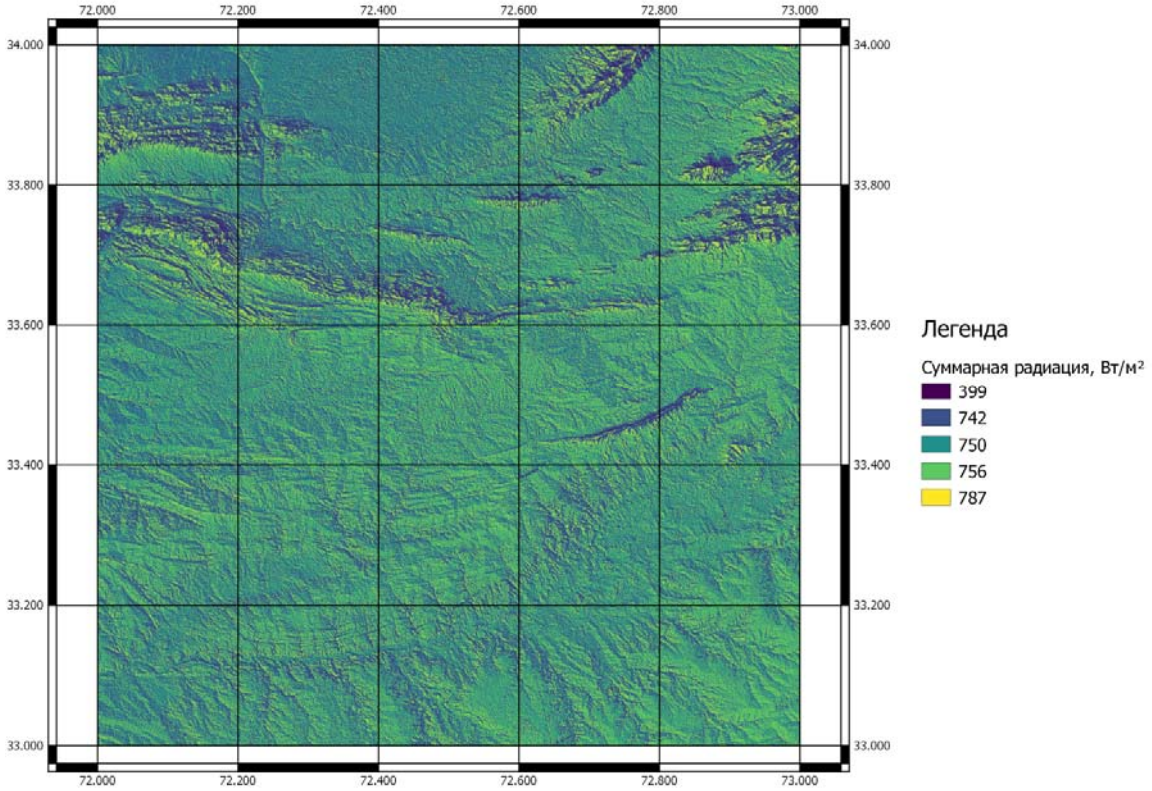

Рис. 4. Карта суммарной радиации на участке ЦМР над станцией Islamabad

Заключение

Предложен метод определения пространственного распределения суммарной радиации с интервалом в один час с учетом географического положения, рельефа, высоты Солнца, прозрачности атмосферы, форм и количества облачности. Метод использует данные ЦМР, дистанционные измерения фактора мутности Линке, данные визуальных наблюдений типов и количества облачности на станциях стандартной гидрометеосети. При сравнении расчетных и измеренных величин суммарной радиации, значения среднеквадратической ошибки составили 107,6 Вт/м^2 и 83,9 Вт/м^2 для двух станций. На основе предложенного метода написана компьютерная программа, позволяющая автоматизировать процесс расчета пространственного распределения суммарной радиации. Компьютерная программа может быть использована как часть системы расчета составляющих энергетического баланса подстилающей поверхности, которые являются важнейшими характеристиками экосистемы. В дальнейшем необходимо провести валидацию метода расчета пространственного распределения суммарной радиации на территории России с использованием высокоточных пиранометров.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Кондратьев К. Я. Актинометрия. – Л. : Гидрометеорологическое издательство, 1965. – 690 с.

2. Bastiaanssen W. G. M. et al. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation // Journal of hydrology. – 1998. – Vol. 212 – P. 198–212.

3. Allen R. G., Tasumi M., Trezza R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC)-Model // Journal of irrigation and drainage engineering. – 2007. – Vol. 133, No. 4. – P. 380–394.

4. Su Z. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes // Hydrology and earth system sciences. – 2002. – Vol. 6, No. 1. – P. 85–100.

5. Roerink G. J., Zhongbo Su, Menenti M. S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance // Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere. – 2000. – Vol. 25, No. 2. – P. 147–157.

6. Remund J. et al. Worldwide Linke turbidity information // ISES Solar World Congress. International Solar Energy Society (ISES). 2003. – Vol. 400. 13 p.

7. Suckling P. W., Hay J. E. A cloud layer - sunshine model for estimating direct, diffuse and total solar radiation // Atmosphere. – 1977. – Vol. 15, No. 4. – P. 194–207.

8. Kasten F. The Linke turbidity factor based on improved values of the integral Rayleigh optical thickness // Solar energy. – 1996. – Vol. 56, No. 3. – P. 239–244.

9. Allen R. G. FAO irrigation and drainage paper No. 56. – Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations, 1998. – Vol. 56, No. 97. – 333 p.

10. Семенченко Б. А. Физическая метеорология. – М. : Аспект Пресс, 2002. – 417 с.

11. Scharmer K. The European solar radiation atlas. Vol. 2: Database and exploitation software, 2000. – 118 p.

12. Mitášová H., Hofierka J. Interpolation by regularized spline with tension: II. Application to terrain modeling and surface geometry analysis // Mathematical Geology. – 1993. – Vol. 25, No. 6. – P. 657–669.

13. Muneer T. Solar radiation model for Europe // Building services engineering research and technology. – 1990. – Vol. 11, No. 4. – P. 153–163.

14. Badescu V. A new kind of cloudy sky model to compute instantaneous values of diffuse and global solar irradiance // Theoretical and Applied Climatology. – 2002. – Vol. 72, No. 1. – P. 27–136.

15. Davies J. A., Schertzer W., Nunez M. Estimating global solar radiation // Boundary-Layer Meteor. – 1975. – Vol. 9. – P. 33–52.

16. Haurwitz B. Insolation in relation to cloud type // J. Meteor. – 1948. – Vol. 5. – P. 110–113.

17. Canover J. H. Cloud and terrestrial albedo determinations from Tiros satellite pictures // J. Appl. Meteor. – 1965. – Vol. 4. – P. 378–386.

18. Liou K. N. On the absorption, reflection and transmission of solar radiation in cloudy Atmospheres // J. Atmos. Sci. – 1976. – Vol. 33. – P. 798–805.

19. Hay J. E. A revised method for determining the direct and diffuse components of the total short-wave radiation // Atmosphere. – 1976. – Vol. 14, No. 4. – P. 278–287.

20. Drummond A. J., Hickey J. R. Large-scale reflection and absorption of solar radiation by clouds as influencing earth radiation budget: New aircraft measurement // International Conference on Weather Modification. – Canberra : Australian Academy of Science and American Meteorological Society, 1971. – P. 267–276.

21. London J. A Study of the Atmospheric HeatBalance : Final Report No. AF. 19(122)-165. – New York University, Department of Meteorology and Oceanography, 1957. –75 p.

22. Liang S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I: Algorithms // Remote sensing of environment. – 2001. – Vol. 76, No. 2. – P. 213–238.

Получено 18.07.2018

© *А. В. Доброхотов, 2018*

ESTIMATION OF THE GLOBAL RADIATION SPATIAL DISTRIBUITION DEPENDING ON FORMS AND AMOUNT OF CLOUDS WITH THE SATELLITE DATA OF LINKE TURBIDITY COEFFICIENT AND DIGITAL ELEVATION MODEL

Aleksei V. Dobrokhotov
Agrophysical Research Institute, 14, Grazhdanskiy Prospect St., Saint-Petersburg, 195220, Russia, Researcher, phone: (812)534-09-75, e-mail: dobralexey@gmail.com

The global radiation is a key component of the radiation balance equation, which is an important part of the energy balance. Spatial distribution of the global radiation is necessary for surface energy balance models based on the satellite data. The global radiation depends on the geographical location, the relief, the atmospheric transmissivity, and the clouds. Basically, for energy balance models, ground-based measurements of the sunshine duration are used to calculate the global radiation. While on the territory of Russia the visual observations of types and amounts of clouds are standard. The atmospheric transmissivity is usually estimated from ground-based measurements, which do not always indicate the radiation absorption throughout the atmosphere. The atmospheric transmissivity can also be determined from remote sensing data. In this paper we consider a method for estimating global radiation with the visual observation of forms and amount of clouds at meteorological stations and with remote measurements of the atmospheric transmissivity. Slope and aspect are calculated by digital elevation model (DEM) ASTER GDEM to estimate the global radiation spatial distribution. The spatial resolution of ASTER GDEM is 30 m. The atmospheric transmissivity was estimated with satellite measurements of Linke turbidity coefficient, the measurements on the grid 1°×1° are stored in NOAA CLASS system. The radiation measurements

data in the World Bank's ESMAP Solar Resource Mapping project were used to validate the calculations. The root-mean-square error was 107.6 W/m^2 and 83.9 W/m^2 for two stations. As a result, a computer program was developed to automatically calculate the global radiation spatial distribution.

Key words: global radiation maps, cloudiness visual observations, digital elevation model, Linke turbidity coefficient.

REFERENCES

1. Kondratiev, K. Ya. (1965). Aktinometriya [Actinometry]. Leningrad: Hydrometeorological Publ., 690 p. [in Russian].

2. Bastiaanssen, W. G. M., et al. (1998). A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. *Journal of hydrology*, *212*, 198–212.

3. Allen, R. G., Tasumi, M., & Trezza, R. (2007). Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – Model. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, *133*(4), 380–394.

4. Su, Z. (2002). The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences*, *6*(1), 85–100.

5. Roerink, G. J., Zhongbo, Su, & Menenti, (2000). M. S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, *25*(2), 147–157.

6. Remund J., et al. (2003). Worldwide Linke turbidity information. *ISES Solar World Congress. International Solar Energy Society (ISES): Vol. 400*, 13 p.

7. Suckling, P. W., & Hay, J. E. (1977). A cloud layer - sunshine model for estimating direct, diffuse and total solar radiation. *Atmosphere*, *15*(4), 194–207.

8. Kasten, F. (1996). The Linke turbidity factor based on improved values of the integral Rayleigh optical thickness. *Solar Energy*, *56*(3), 239–244.

9. Allen, R. G. (1998). *FAO irrigation and drainage paper: Vol. 56. No. 97*. Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations, 333 p.

10. Semenchenko, B. A. (2002). Fizicheskaya meteorologiya [Physical meteorology]. Moscow: Aspect Press, 417 p. [in Russian].

11. Scharmer, K. (2000). *The European solar radiation atlas. Vol. 2: Database and exploitation software*, 118 p.

12. Mitášová, H., & Hofierka, J. (1993). Interpolation by regularized spline with tension: II. Application to terrain modeling and surface geometry analysis. *Mathematical Geology*, *25*(6), 657–669.

13. Muneer, T. (1990). Solar radiation model for Europe. *Building Services Engineering Research and Technology*, *11*(4), 153–163.

14. Badescu, V. (2002). A new kind of cloudy sky model to compute instantaneous values of diffuse and global solar irradiance. *Theoretical and Applied Climatology*, *72*(1), 27–136.

15. Davies, J. A., Schertzer, W., & Nunez, M. (1975). Estimating global solar radiation. *Boundary-Layer Meteor*, *9*, 33–52.

16. Haurwitz, B. (1948). Insolation in relation to cloud type. *J. Meteor*, *5*, 110–113.

17. Canover, J. H. (1965). Cloud and terrestrial albedo determinations from Tiros satellite pictures. *J. Appl. Meteor*, *4*, 378–386.

18. Liou, K. N. (1976). On the absorption, reflection and transmission of solar radiation in cloudy Atmospheres. *J. Atmos. Sci.*, *33*, 798–805.

19. Hay, J. E. (1976). A revised method for determining the direct and diffuse components of the total short-wave radiation. *Atmosphere*, *14*(4), 278–287.

20. Drummond, A. J., & Hickey, J. R. (1971). Large-scale reflection and absorption of solar radiation by clouds as influencing earth radiation budget: New aircraft measurement. *International*

Conference on Weather Modification. – Canberra: Australian Academy of Science and American Meteorological Society (pp. 267–276).

21. London, J. A. (1957). Study of the Atmospheric HeatBalance: Final Report No. AF. 19(122)–165. New York University, Department of Meteorology and Oceanography, 75 p.

22. Liang, S. (2001). Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I: Algorithms. *Remote Sensing of Environment*, *76*(2), 213–238.

Received 18.07.2018

© A. V. Dobrokhotov, 2018