

**Затула В.І.**

*Київський національний університет імені Тараса Шевченка*

## **ВРАХУВАННЯ РЕЖИМУ ХМАРНОСТІ ПРИ ОЦІНЦІ ПРИРОДНОЇ ОСВІТЛЕНОСТІ ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ**

**Ключові слова:** природна освітленість горизонтальної поверхні; режим хмарності; світлові еквіваленти сонячної радіації; повторюваність станів неба; похибка обчислення

**Вступ.** Сонячне випромінювання є основним джерелом енергії на поверхні Землі. Режим природної освітленості земної поверхні є важливим елементом оцінки агрокліматичних ресурсів і широко використовується при проектуванні штучного освітлення. На відміну від сонячної радіації, освітленість створюється променями тільки видимого діапазону довжин хвиль й оцінюється не за сумарним енергетичним ефектом, а за сприйняттям світла оком людини.

**Постановка та актуальність проблеми.** Засновником регулярних спостережень за природною освітленістю земної поверхні в колишньому Радянському Союзі слід вважати Н.Н. Калітіна. У 1925 р. під його безпосереднім керівництвом такі спостереження було започатковано в Метеорологічній обсерваторії у Павловську, що під Санкт-Петербургом. Згодом такі спостереження були організовані в Іркутську, Ташкенті, Арктиці, інших регіонах. На початку 50-х років ХХ ст. М.С. Аверкієв за активної підтримки В.С. Самойленка і Ю.Д. Янішевського організував фотометричні вимірювання в Метеорологічній обсерваторії Московського університету, а з 1964 р. там проводиться безперервна реєстрація природної освітленості [1, 10].

Світловий клімат як режим світлового опромінення земної поверхні прийнято характеризувати певною сукупністю умов природного освітлення за тривалий, не менш як за десять років, проміжок часу [2]. Водночас, достатньо тривалі і регулярні фотометричні спостереження проводяться на дуже небагатьох станціях. Наприклад, в Росії таких станцій тільки дві [10], а в Україні їх взагалі немає.

Цим пояснюється широке використання світлових еквівалентів сонячної радіації, за допомогою яких актинометричні величини перераховуються у відповідні фотометричні характеристики. Завдяки цьому підходу стало можливим провести комплексну оцінку режиму природної освітленості (О.Д. Бартьєнова, Е.А. Полякова, Н.П. Русин) та світлокліматичне районування (Н.М. Гусєв і Н.П. Нікольська) на всій території колишнього СРСР. Відтоді карти світлокліматичного районування широко використовуються проектними установами для врахування зовнішньої освітленості житлових будинків і виробничих приміщень.

Відомо, що значення світлового еквіваленту не є сталими, а залежать від різних чинників, метеорологічних зокрема. Цим пояснюється великий інтерес до вивчення метеорологічних аспектів режиму природної освітленості.

У Росії особливості світлового клімату залежно від різних метеорологічних умов в різні часи вивчали В.В. Шаронов, К.С. Шифрін, О.Д. Бартьєнова, Л.Н. Гусєва, Т.В. Євневич та ін. В США подібні дослідження виконував А. Драмонд, а в Німеччині – Г. Вернер [1, 4, 10].

Незважаючи на те, що самі значення світлових еквівалентів добре відомі і протабульовані для різної висоти Сонця, різних умов хмарності тощо, практичне використання їх для оцінки світлового режиму пов'язане з певними проблемами. Пошуку їх розв'язання і присвячена представлена робота.

**Об'єкт дослідження** – режим природного освітлення горизонтальної поверхні.

**Основною метою роботи** є розроблення прийомів оцінювання режиму природної освітленості земної горизонтальної поверхні за середніх умов хмарності.

**Матеріал і методи досліджень.** Дане дослідження полягає в адаптації існуючої методики світлових еквівалентів до наявної кліматологічної інформації щодо режимів сонячної радіації та хмарності місячного розрізнення.

**Виклад основного матеріалу.** Освітленістю будь-якої поверхні, як відомо, називається інтенсивність світлового потоку, що надходить на одиницю її площі. Основною одиницею вимірювання рівня освітленості є люкс (лк).

У структурі природної освітленості горизонтальної земної поверхні прийнято виділяти складові, які створюються прямою та розсіяною радіацією Сонця:

$$E_Q = E_S + E_D, \quad (1)$$

де  $E_Q$  – сумарна освітленість горизонтальної поверхні;  $E_S$  – освітленість, яка створюється прямими сонячними променями;  $E_D$  – освітленість, створювана розсіяним (дифузним) світлом неба.

Світловий режим земної поверхні найбільшою мірою залежать від висоти світила, прозорості атмосфери, відбивних характеристик земної поверхні та хмарності. В низці практичних застосувань важливу роль відіграє також тривалість світлового дня.

Висота Сонця і тривалість дня визначаються виключно астрономічними факторами, а тому для їх обчислення достатньо знати точний час і місце спостереження. Зокрема, висоту Сонця  $h_*$  можна обчислити за допомогою формули:

$$\sin h_* = \sin \varphi \sin \delta_* + \cos \varphi \cos \delta_* \cos \tau, \quad (2)$$

де  $\varphi$  – географічна широта (додатна для Північної півкулі і від'ємна – для Південної);  $\delta_*$  – геоцентричне схилення Сонця, значення якого змінюється від  $-23^\circ 26'$  в день зимового сонцестояння до  $+23^\circ 26'$  в день літнього сонцестояння;  $\tau$  – годинний кут Сонця у кутових одиницях, що відраховується на захід від площини меридіана місця спостереження до вертикальної площини, яка проходить через Сонце.

Годинний кут  $\tau$  пов'язаний з тривалістю середньої сонячної доби та істинним сонячним часом, відлік якого ведеться від місцевого полудня, такою залежністю:

$$\tau = \frac{2\pi}{\Pi} t^*, \quad (3)$$

де  $\Pi$  – тривалість середньої сонячної доби;  $t^*$  – істинний сонячний час.

Визначення моментів сходу і заходу Сонця зазвичай проводиться з урахуванням його видимого радіуса ( $16'$ ) і поправки на рефракцію світлових променів ( $35'$ ), тобто для висоти Сонця  $h_* = -51'$ . Обчислення їх ґрунтується на розв'язанні рівняння (2) відносно годинного кута, вираженого в одиницях часу (годинах  $h$ , хвилинах  $m$  і секундах  $s$ ). Для переходу від одних величин до інших

користуються відомим співвідношенням:  $360^\circ$  відповідають 24 год. Тоді  $1^h = 360^\circ/24 = 15^\circ$ ,  $1^m = 15^\circ/60 = 15'$ ,  $1^s = 15'/60 = 15''$ ,  $1^\circ = 4^m$ ,  $1' = 4^s$ . Годинний кут додатний пополудні (від 0 до  $+180^\circ$ , тобто у проміжку істинного сонячного часу від 0 до 12 год) і від'ємний до полудня (від 0 до  $-180^\circ$ , або від 12 до 24 год).

Мутність атмосфери зазвичай зменшує освітленість горизонтальної поверхні прямими променями Сонця і збільшує освітленість розсіяним світлом неба. Завдяки цьому сумарна освітленість майже не змінюється. Водночас, при підвищеній концентрації аерозольних частинок в нижніх шарах атмосфери, освітленість земної поверхні розсіяним світлом неба може і зменшуватися. Тому основною причиною великої мінливості режиму природної освітленості є хмарність.

Найбільшою проблемою для опису світлового режиму земної поверхні в Україні є відсутність систематичних спостережень за його складовими. При цьому, як зазначалося вище, виконуються актинометричні вимірювання аналогічних потоків сонячної радіації. Для переходу від актинометричних величин до величин освітленості свого часу було запропоновано спеціальні перевідні множники – світлові еквіваленти прямої, розсіяної та сумарної сонячної радіації. Відповідні коефіцієнти було отримано шляхом статистичного опрацювання результатів синхронних спостережень за природною освітленістю та сонячною радіацією, а також хмарністю та станом підстильної поверхні. З'ясувалося [1, 4, 9-10], що світлові еквіваленти прямої і сумарної радіації найбільше залежать від висоти Сонця, а розсіяної радіації – від хмарності.

Таким чином, пряму освітленість горизонтальної поверхні можна виразити через енергетичну освітленість прямими променями Сонця перпендикулярної до них поверхні:

$$E_S = C_S S_m \sin h_* , \quad (4a)$$

або

$$E_S = C_S S' , \quad (4б)$$

де  $E_S$  – освітленість горизонтальної поверхні прямими променями Сонця;  $S_m$  – енергетична освітленість прямими променями Сонця перпендикулярної до них поверхні;  $S'$  – пряма сонячна радіація на горизонтальну поверхню;  $C_S$  – світловий еквівалент прямої сонячної радіації (табл. 1).

**Таблиця 1 Світловий еквівалент (лм/Вт) прямої і сумарної сонячної радіації (за [6, 9])**

$h_*^\circ$	Радіація	
	пряма	сумарна
до 10	72	92
10–20	75	92
21–30	85	96
31–40	92	98
41–50	96	100
51–75	100	102

Як видно з табл. 1, світловий еквівалент для прямої і, меншою мірою, для сумарної сонячної радіації зі зменшенням висоти Сонця зменшується, що пов'язано зі значним послабленням і зміною спектрального складу світла, яке досягає земної поверхні після його розсіювання у вищих шарах атмосфери.

Освітленість горизонтальної поверхні прямими сонячними променями можлива у проміжку часу між моментами сходу і заходу Сонця, причому вона зростає зі збільшенням прозорості повітря і висоти Сонця  $h_*$ . Освітленість дуже швидко зростає при зміні висоти Сонця від 20 до 45°, але з подальшим підйомом Сонця над горизонтом її ріст сповільнюється. Максимальні значення  $E_S$  досягаються при найбільших висотах Сонця. За даними метеорологічної обсерваторії МДУ [10], при дуже чистому і прозорому повітрі пряма освітленість земної поверхні може досягати 70 клк, однак збільшення його мутності дуже її послаблює.

Дифузна освітленість горизонтальної поверхні  $E_D$  створюється розбіжними променями світла і обчислюється за формулою:

$$E_D = C_D D, \quad (5)$$

де  $D$  – розсіяна сонячна радіація;  $C_D$  – світловий еквівалент розсіяної сонячної радіації.

Важливу роль у розподілі природної освітленості по території відіграють сезонні зміни відбивної здатності земної поверхні (світлове альbedo). З усіх типів діяльної поверхні найбільшим впливом на дифузну освітленість характеризується сніговий покрив, що пояснюється багаторазовим відбиванням світла від його поверхні та нижньої межі хмар. Водночас, відбита радіація в задачах природної освітленості на горизонтальну поверхню безпосередньо не обчислюється і до уваги не береться, але враховується опосередковано, через розсіяну радіацію. Зауважимо також, що відбита радіація є самостійним чинником формування природної освітленості вертикальних і похилих поверхонь.

Дифузна освітленість горизонтальної поверхні найбільше залежить від умов хмарності – їхньої кількості, форми та щільності. Так, за ясної погоди на початкових стадіях розвитку купчастих хмар розсіяна освітленість може збільшитися практично на третину. Однак подальший їх розвиток може значно скоротити надходження сонячного світла. Тож при похмурому небі розсіяна освітленість земної поверхні зменшується у 2–2,5 рази порівняно з її надходженням за середніх умов хмарності.

Вплив хмарності на значення дифузної освітленості можна врахувати через систему світлових еквівалентів, які помітно відрізняються для різних відміток загальної хмарності. Зокрема, для розсіяної радіації світловий еквівалент практично не залежить від висоти Сонця і дорівнює 117 лм/Вт, якщо хмарність не перевищує 6 балів і 103 лм/Вт – при хмарності 7–10 балів [6, 10].

Сумарна освітленість залежить від тих самих чинників, що і її складові (пряма і дифузна освітленість), тобто від висоти Сонця, прозорості, хмарності і світлового альbedo земної поверхні. Зміни коефіцієнта прозорості атмосфери майже не позначаються на сумарній освітленості, оскільки вплив прозорості повітря на її пряму і розсіяну компоненти є протилежним. Аналіз інших чинників формування сумарної освітленості вказує на визначальну роль висоти Сонця (див. табл. 1).

Докладна характеристика світлового режиму горизонтальної поверхні потребує такої самої докладної інформації щодо режиму прямої і розсіяної сонячної радіації та загальної хмарності. Інформаційну базу даного дослідження становлять таблиці сум сонячної радіації за середніх умов хмарності за період 3–4, 4–5, ..., 20–21 год. Відомо, що такі таблиці складаються за графіком багаторічного добового ходу сонячної радіації, який будується за даними спостережень в основні актинометричні строки (0 год 30 хв, 6 год 30 хв, 9 год 30

хв, 12 год 30 хв, 15 год 30 хв та 18 год 30 хв за середнім сонячним часом). За допомогою цього графіка для середини кожного годинного інтервалу визначаються значення енергетичної освітленості, за якими обчислюється погодинна, а потім добова та місячна суми сонячної радіації.

На підставі годинних сум радіації, які представлені у таблицях кліматичних довідників в МДж/м<sup>2</sup>, з урахуванням тривалості годинного періоду, маємо:

$$\bar{S}_m = 277,8 \sum S_m, \quad (6)$$

$$\bar{D} = 277,8 \sum D, \quad (7)$$

де  $\sum S_m$  і  $\sum D$  – годинні суми (за середніх умов хмарності) прямої сонячної радіації на перпендикулярну до сонячних променів поверхню та розсіяної сонячної радіації, МДж/м<sup>2</sup>;  $\bar{S}_m$  і  $\bar{D}$  – середні годинні енергетичні освітленості відповідними видами сонячної радіації, Вт/м<sup>2</sup>.

Віднісши отримані таким чином значення  $\bar{S}_m$  і  $\bar{D}$  до середин відповідних годинних періодів (3,5; 4,5; ...; 20,5 год), значення енергетичної освітленості між ними отримуємо шляхом інтерполяції. У даній роботі пропонується скористатись інтерполяційними поліномами Лагранжа для нерівновіддалених вузлів [3]:

$$L_n(t) = \sum_{i=1}^n f(t_i) l_i(t), \quad (8)$$

де  $t$  – час, який складається із порядкового номера шуканого дня року ( $i = 1, 2, \dots, 365$  (366)) та частки доби ( $\Delta i$ ), яка пройшла від початку цього дня;  $f(t_i)$  – середні місячні значення середніх годинних величин  $\bar{S}_m$  або  $\bar{D}$  в середні дні кожного із дванадцяти місяців року;  $l_i(t)$  – лагранжеві коефіцієнти, що мають відповідати таким умовам: степінь  $l_i(t)$  менший або дорівнює  $n-1$ ,  $l_i(t_j) = \delta_{ij}$ , де  $\delta_{ij}$  – символ Кронекера ( $\delta_{ij} = 1$  при  $i = j$  і  $\delta_{ij} = 0$  при  $i \neq j$ ).

Особливості застосування інтерполяційного многочлена Лагранжа до табличних даних кліматичних довідників обговорюються в [5]. Зауважимо також, що при інтерполюванні актинометричних даних потрібно вводити поправки на рівняння часу, географічну довготу місця спостереження і, за потреби, поправку для переходу на літній час.

Аналогічним чином інтерполюються між основними метеорологічними строками (00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 та 21 год) і показники загальної хмарності.

Синхронізовані таким чином значення загальної хмарності та потоків прямої і розсіяної сонячної радіації можуть використовуватися для визначення світлових еквівалентів сонячної радіації та рівнів природної освітленості на горизонтальну поверхню за середніх умов хмарності. Разом з тим, результати обчислень рівнів природної освітленості при швидкозмінній хмарності, а також при малих висотах Сонця (менше 5°) не можуть вважатися достатньо надійними. Для отримання відомостей щодо природної освітленості при таких висотах Сонця, а також при примерком і вночі необхідні спеціальні вимірювання.

Відомо, що хмарність володіє U-подібним розподілом, за якого найчастіше спостерігається або мала, або велика хмарність. Тому для визначення значень освітленості розсіяним світлом неба на підставі матеріалів актинометричних

спостережень доцільно визначати середнє зважене значення світлового еквівалента за формулою, яка враховує повторюваність різних значень загальної хмарності:

$$C_D = 117p_{0-6} + 103p_{7-10}, \quad (9)$$

де  $p_{0-6}$ ,  $p_{7-10}$  – імовірність (тобто повторюваність) за багаторічними спостереженнями, загальної кількості хмар 0–6 та 7–10 балів, відповідно.

Формулою (9) складно скористатися безпосередньо, оскільки в кліматичних довідниках дані щодо повторюваності відповідних діапазонів хмарності відсутні. Та оскільки ймовірність значень несутцільної або розірваної хмарності в діапазоні від 1 до 9 балів майже однакова [8], то наближені оцінки повторюваності шуканих градацій хмарності можна отримати за табличними значеннями повторюваності різних станів неба:

$$p_{0-6} = p_{0-2} + 0,8p_{3-7}, \quad (10)$$

$$p_{7-10} = p_{8-10} + 0,2p_{3-7}, \quad (11)$$

де  $p_{0-2}$ ,  $p_{3-7}$ ,  $p_{7-10}$  – повторюваність ясного, напів'ясного та похмурого стану неба за загальною хмарністю, відповідно, відн. од.

На підставі існуючих оцінок похибок визначення різних потоків сонячної радіації, погодинних сум радіації, а також світлових еквівалентів [1, 7], було обчислено пов'язану з ними середню похибку визначення рівня освітленості. За виконаними оцінками, вона, залежно від періоду року, становить 5–6 % для освітленості розсіяним світлом неба та 7–8 % для сумарної освітленості.

Помітним джерелом сумарної похибки можуть бути і неточності у визначенні ступеня загальної хмарності. Разом з тим, в практиці обчислення денних сум і добового ходу природної освітленості свого часу допускалася 10-відсоткова похибка [6, 10], а у випадках обчислення величин розсіяної освітленості в умовах швидкозмінної хмарності прийнятною вважається навіть 15-відсоткова похибка [1]. Це дозволяє рекомендувати описаний метод для обчислення змін освітлюваності земної поверхні навіть протягом невеликих проміжків часу.

**Висновки.** Таким чином, запропонована методика оцінки рівнів природної освітленості горизонтальної поверхні ефективно поєднує можливості теоретичних моделей з непрямими методами обчислення. Останні ґрунтуються на залежності світлових еквівалентів і самої освітленості від висоти Сонця і хмарності та на перерахуванні даних безпосередніх актинометричних спостережень через певний світловий еквівалент сонячної радіації.

Представлені в даній роботі матеріали будуть корисними як при оцінці світлового режиму вертикальних і похилих поверхонь, так і при уточненні добового і річного ходу різних гідрометеорологічних величин.

#### Список літератури

1. *Бартенева О.Д.* Режим естественной освещенности на территории СССР / Бартенева О.Д., Полякова Е.А., Русин Н.П. – Л. : Гидрометеорологическое изд-во, 1971. – 238 с.
2. ДБН В.2.5-28-2006. Природне і штучне освітлення. – К. : Мінбуд України, 2006. – 76 с.
3. *Демидович Б. П.* Основы вычислительной математики / Демидович Б. П., Марон И. А. – М. : Наука, 1966. – 664 с.
4. *Евневич Т.В.* Методы расчета естественной освещенности земной поверхности / Евневич Т.В., Никольская Н.П. // Метеорология и гидрология. – 1976. – № 2. – С. 54–58.
5. *Затула В.* Застосування інтерполяційних поліномів Лагранжа для обчислення середніх дат переходу температури повітря через певні рівні в Україні / Затула В., Затула Д. // Вісник Київ. нац.

Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2013. – Т.3(30)

ун-ту ім. Тараса Шевченка. Географія. – 2011. – Вип. 58. – С. 41-44. **6. Матвеев Л.Т.** Курс общей метеорологии. Физика атмосферы / Матвеев Л.Т. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 752 с. **7.** Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Части 1–6. Вып. 10. Украинская ССР. Книга 1. – Л.: Гидрометеоиздат, 1990. – 604 с. **8.** Облака и облачная атмосфера: Справочник / И.П. Мазин, А.Х. Хргиан, И.М. Имянитов; Под ред. И.П. Мазина, А.Х. Хргиана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – 648 с. **9.** Русин Н.П. Прикладная актинометрия / Русин Н.П. – Л.: Гидрометеоиздат, 1979. – 232 с. **10.** Семенченко Б.А. Физическая метеорология / Семенченко Б.А. – М.: Аспект Пресс, 2002. – 416 с.

**Врахування режиму хмарності при оцінці природної освітленості земної поверхні**  
**Затула В.І.**

*Стаття присвячена розробці прийомів оцінювання режиму природної освітленості горизонтальної поверхні за середніх умов хмарності на основі стандартних таблиць кліматичних довідників.*

**Ключові слова:** природна освітленість горизонтальної поверхні; режим хмарності; світлові еквіваленти сонячної радіації; повторюваність станів неба; похибка обчислення.

**Учет режима облачности при оценке естественной освещенности земной поверхности**  
**Затула В.И.**

*Статья посвящена разработке приемов оценивания режима природной освещенности горизонтальной поверхности при средних условиях облачности на основе стандартных таблиц климатических справочников.*

**Ключевые слова:** естественная освещенность горизонтальной поверхности; режим облачности; световые эквиваленты солнечной радиации; повторяемость состояний неба; ошибка вычислений.

**Consideration of cloudiness conditions for estimation of the natural illumination intensity of the ground**

**Zatula V.I.**

*The article deals with elaborating of methods of estimation of natural illumination intensity conditions of horizontal surface under average conditions of cloudiness on the basis of standard tables of climatic reference books.*

**Keywords:** natural illumination intensity of horizontal surface; cloudiness conditions; light equivalents of solar radiation; cloud frequency of occurrence; miscalculation.

**Надійшла до редколегії 03.09.2013**