

УДК: 551.513.1:551.551.8+556.55

Володимир Григорович Волошин,

к. геогр. н., доцент кафедри метеорології і кліматології,
Одеський державний екологічний університет,
вул. Львівська, 15, м. Одеса, 65016, Україна,

e-mail: voloshin.vg@ua.fm, <https://orcid.org/0000-0001-6607-0755>;

Степаненко Сергій Миколайович,

д. геогр. н., професор кафедри метеорології і кліматології,
Одеський державний екологічний університет,

e-mail: rector@odeku.edu.ua, <https://orcid.org/0000-0002-6343-3968>;

Шакірманова Жаннетта Рашидівна,

д. геогр. н., професор кафедри гідрології суші,
Одеський державний екологічний університет,

e-mail: jannettodessa@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-0600-5657>;

Куришина Вікторія Юрївна,

к. геогр. н., ст. викладач кафедри метеорології і кліматології,
Одеський державний екологічний університет,

e-mail: kuryshyna.88@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-1936-5790>

ЗАСТОСУВАННЯ ЕНЕРГО БАЛАНСОВОЇ МОДЕЛІ ПРИЗЕМНОГО ШАРУ ДЛЯ РОЗРАХУНКУ ВИПАРОВУВАННЯ З ВОДНИХ ОБ'ЄКТІВ

При вирішенні гідрологічних завдань, пов'язаних з водним балансом водойм і можливістю господарського використання їх водних ресурсів, важливою проблемою є точне визначення випаровування з водної поверхні, яке є основною складовою втрат води. Особливо гостро стоїть питання визначення випаровування з водної поверхні невеликих водойм, які знаходяться в умовах посушливого клімату і для яких випаровування може бути значним.

При цьому найбільш надійним способом розрахунку випаровування з поверхні води є використання параметричних атмосферних LS-моделей, які дозволяють врахувати всі особливості волого-теплообміну між земною поверхнею і атмосферою. Однією з таких моделей є енергобалансова модель SLEB (Surface Layer Energy Balance), яка розроблена в Одеському державному екологічному університеті, вихідними даними якої є стандартна метеорологічна інформація. Перевагою даної моделі є висока точність визначення втрат тепла на випаровування при достовірних оцінках маса-теплообміну між підстильною поверхнею і атмосферою. Метою даного дослідження є розрахунки кількісних змін випаровування з водних поверхонь за допомогою моделі SLEB та їх порівняння з вимірними і модельними даними, отриманих аналогічними методами інших авторів (Іванова, Пенмана) на прикладі прісноводного озера Ялуг. Результати показали, що розрахункові величини випаровування з водної поверхні за методами Пенмана і Іванова завищують кількість вологи, що випарувалася в порівнянні з вимірюваними та розрахованими за моделлю SLEB величинами.

Таким чином, застосування моделі SLEB дозволяє покращити точність кількісної оцінки втрат води на випаровування з водної поверхні водойм, що в свою чергу, може підвищити ефективність управління водними ресурсами природних водойм з метою їх раціонального використання для питного водопостачання та зрошення земель.

Ключові слова: параметричні моделі, волого-теплообмін, енергобалансова модель, взаємодія атмосфери і поверхні, рівняння теплового балансу підстильної поверхні, хвилювання, випаровування з водної поверхні, потенційне випаровування

В. Г. Волошин, С. Н. Степаненко, Ж. Р. Шакірманова, В. Ю. Куришина. ПРИМЕНЕНИЕ ЭНЕРГОБАЛАНСОВОЙ МОДЕЛИ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ ДЛЯ РАСЧЕТА ИСПАРЕНИЯ С ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ. При решении гидрологических задач, связанных с водным балансом водоемов и возможностью хозяйственного использования их водных ресурсов, важной проблемой является точное определение испарения с водной поверхности, которое является основной составляющей потерь воды. Особенно остро стоит вопрос определения испарения с водной поверхности небольших водоемов, которые находятся в условиях засушливого климата и для которых испарение может быть значительным.

При этом, наиболее надежным способом расчета испарения с поверхности воды является использование параметрических атмосферных LS-моделей, которые позволяют учесть все особенности влаго-теплообмена между земной поверхностью и атмосферой. Одной из таких моделей является энергобалансовая модель SLEB (Surface Layer Energy Balance), разработанная в Одесском государственном экологическом университете, исходными данными для которой является стандартная метеорологическая информация. Преимуществом данной модели является высокая точность определения затрат тепла на испарение при достоверных оценках масса-теплообмена между подстилающей поверхностью и атмосферой. Целью данного исследования является расчеты количественных изменений испарения с водных поверхностей с помощью модели SLEB и сравнение их с измеренными и модельными данными, полученными аналогичными методами других авторов (Иванова, Пенмана) на примере пресноводного озера Ялуг. Результаты показали, что расчетные величины испарения с водной поверхности по методам Пенмана и Иванова превышают количество испарившейся влаги по сравнению с измеренными и рассчитанными моделью SLEB величинами.

Таким образом, применение модели SLEB позволяет повысить точность количественной оценки основной составляющей водного баланса - потерь воды на испарение с водной поверхности водоемов, что, в свою очередь, может увеличить эффективность управления водными ресурсами естественных водоемов с целью их рационального использования для питьевого водоснабжения и орошения земель.

Ключевые слова: параметрические модели, энергобалансовая модель, взаимодействие атмосферы и поверхности, уравнение теплового баланса подстилающей поверхности, волнообразование, испарение с водной поверхности, потенциальное испарение.

Вступ. Випаровування є одним з основних процесів переносу вологи в гідрологічному циклі і найважливішою складовою витратної частини водних балансів водоймищ. Для невеликих водойм, що знаходяться в умовах посушливого клімату, втрати води на випаровування з їх водної поверхні можуть відігравати суттєву роль. До таких водних об'єктів належать прісноводні озера посушливого регіону Придніпров'я в межах степової зони плоскої Причорноморської низовини України. Водні ресурси озер є одним з поверхневих джерел води на водопостачання населення і зрошення сільськогосподарських культур. Значні величини випаровування, особливо в літній період року, призводять до зменшення рівнів і підвищення мінералізації води озер, яка перевищує допустимі норми для питної та зрошувальної води. Це не дозволяє використовувати воду озер для питного водопостачання і зрошення, що створює соціально-економічну напругу регіону в цілому.

Тому одним з елементів ефективного управління водними ресурсами водойм є максимально точна кількісна оцінка випаровування, як найважливішої складової їх водного балансу. Але ж до теперішнього часу проблема надійної оцінки випаровування з природних водойм все ще не вирішена.

Аналіз останніх досліджень і публікацій.

Складнощі опису процесів випаровування з різних поверхонь і різноманітність їх фізико-географічних характеристик призвели до розробки безлічі різних методів оцінки сумарного випаровування (ET) з поверхні суші, випаровування з вільної поверхні води (E) і сумарної випаровуваності (PE) з поверхонь ґрунту-водирослинності.

В теперішній час використовується безліч непрямих і емпіричних методів розрахунку ET, E і PE. Найбільш відомими є методи теплового балансу поверхні. Такі методи, з хорошим фізичним і математичним обґрунтуванням розробили М.І. Будико [1], В.С. Мезенцев [2], М.М. Іванов [3]; Penman-Monteith [4,5]; А.І. Будаговський [6]; О.Р. Константинов [7]; П.Ю. Пушистов, В.А. Шличков [8]; А.Н. Постников [9]; Priestly-Taylor [10]; W.Brutsaert [11] та ін.

Емпіричні (напівемпіричні) методи в основному використовують закон випаровування Дальтона, тобто наявність взаємозв'язку між швидкістю випаровування і дефіцитом вологості, а також широкий діапазон інших гідрометеорологічних даних, що визначають процес випаровування. На основі цих взаємозв'язків побудовано емпіричні методи розрахунку випаровування з різних підстильних поверхонь. Наприклад, метод перенесення маси, розроблений ще на початку

XX століття, застосовується до цих пір через його простоту і розумну точність оцінки випаровування з поверхні води [12]. Радіаційний метод визначає потенційне випаровування при застосуванні аналізу променистих потоків, що надходять до поверхні [13]. Температурний метод, який використовує тільки дані про градієнти температур поблизу досліджуваної поверхні, розглядається часто, як основний метод для оцінки випаровування [14].

Більшість емпіричних методів не мають універсальної застосовності, так як в більшості випадків, не можуть враховувати особливості різних підстильних поверхонь і особливості гідрометеорологічних умов, що впливають на процеси випаровування [4, 5, 7, 11, 12].

Єдино обґрунтованими методами оцінки фактичного або потенційного випаровування можуть служити тільки параметричні моделі, що засновані на чисельному рішенні рівняння теплового балансу поверхні, яке дозволяє врахувати всі особливості системи «ґрунт (вода) – рослинність – приземний шар атмосфери» (система SVAS: Soil - Vegetation - Atmosphere System) [15].

В теперішній час розроблено ряд одновимірних параметричних атмосферних моделей LSM (Land Surface Models), які, володіючи універсальністю і полімасштабністю, дозволяють виконувати комп'ютерне моделювання системи SVAS для будь-яких територій [16, 17], визначаючи динамічні і термічні параметри приземного шару атмосфери і природні абіотичні механізми стабілізації водної екосистеми.

Однією з таких моделей є атмосферна LS-модель приземного шару атмосфери SLEB (Surface Layer Energy Balance), створеної в Одеському державному екологічному університеті [18, 19]. На відміну від інших LS-моделей, модель SLEB може застосовуватися для всіх типів підстильних поверхонь, які характерні для території України. Головною перевагою розробленої моделі є висока точність визначення витрат тепла на випаровування при розрахунках масо-теплообміну в мікро- і мезомасштабах.

Метою даної статті є застосування параметричної моделі приземного шару атмосфери SLEB для розрахунку випаровування (випарності) з водних великих об'єктів в степовій зоні Причорномор'я з метою достовірної оцінки їх водного балансу та його змін за досліджуваний період, на прикладі прісноводного озера Ялпуг.

Матеріали і методи досліджень.

Для проведення досліджень була використана параметрична енергобалансова модель приземного шару атмосфери SLEB, яка містить блоки параметризації всіх фізичних процесів, що беруть участь в обміні енергією в системі «атмо-

сфера - гідросфера - рослинність - ґрунт». Основні її положення і результати використання опубліковані в [18, 19, 21, 22, 23].

В основі моделі SLEB лежить рішення рівняння енергобалансу поверхні, записаного у вигляді лінійного алгебраїчного рівняння, ліва частина якого являє приплив променистого тепла до поверхні, а права – втрату (відтік) тепла:

$$Q_{\text{сум}} + E_a - G = H + LE + E_s, \quad (1)$$

де $Q_{\text{сум}}$ – сумарна короткохвильова сонячна радіація (короткохвильовий баланс); E_a – довгохвильове випромінювання атмосфери; E_s – довгох-

$$u_* = \frac{\kappa \bar{U}(z)}{\ln(z/z_{0,u}) - \psi_u(\zeta)}; \quad q_* = \frac{\kappa(q_z - q_{z_0})}{\ln(z/z_{0,q}) - \psi_u(\zeta)}; \quad T_* = \frac{\kappa(T_z - T_{z_0})}{\ln(z/z_{0,T}) - \psi_T(\zeta)}; \quad (3)$$

$$k_u = \kappa u_* z / \varphi_u(\zeta) \quad (4)$$

де u_* – динамічна швидкість тертя (м/с) є мірою інтенсивності турбулентних пульсацій в потоці; κ – постійна Кармана; $\bar{U}(z)$ середня швидкість вітру на рівні $z = 10$ м; k_u – коефіцієнт турбулентності; T_* і q_* – масштаби потенційної температури і масової частки водяної пари, які розраховуються з урахуванням шорсткості поверхні і гідростатичної стійкості приземного шару атмосфери $\zeta = z/L$. Універсальна функція $\psi_i(\zeta)$ визначає ступінь розбіжності логарифмічного профілю від лінійного і є інтегральною формою безрозмірних профільних функцій вітру і температури $\varphi_u(\zeta)$, $\varphi_T(\zeta)$.

Рішення рівняння (1) полягає в знаходженні двох невідомих величин: температури повітря T_s поблизу поверхні на нижньому рівні логарифмічного шару $z_0 \cong z_{0T}$ і критерію стійкості приземного шару $\zeta = z/L$. Безпосередньо температура поверхні ґрунту (води) T_{s0} визначається як сума температури повітря T_s і «стрибка» температури δT в'язко-буферному шарі повітря поблизу поверхні, тобто $T_{s0} = T_s + \delta T$ [11]. Температура поверхні T_{s0} є однією з ключових фізичних величин теплового балансу, яка залежить від безлічі значень аргументів її функції.

Обчислювальні процедури, які використовуються для вирішення рівняння теплового балансу поверхні, побудовані на двох паралельних ітераційних циклах – зовнішній цикл за швидкістю вітру і внутрішній – за температурою поверхні. Внутрішній цикл використовує рекурсивні процедури, що дозволяють постійно звертатися до функцій, що містять невідомі величини T_{s0} і ζ . Процес збіжності циклів припиняється, коли величини лівої і правої частини рівняння балансу

вильове випромінювання поверхні; G – молекулярно-кондуктивний потік тепла в ґрунті (воді); H і LE – турбулентні потоки явного і прихованого тепла, які параметризуються з урахуванням їх залежностей від гідростатичної стійкості атмосфери. Потоки G , H і LE можуть змінювати знак, тобто змінювати напрямок перенесення енергії.

Турбулентний потоки імпульсу (м/с), тепла H (Вт/м²) і вологи LE (Вт/м²) розраховуються на основі теорії подібності Моніна-Обухова, основні формули якої, як відомо, записуються наступним чином:

$$H = -\rho c_p u_* T_*; \quad LE = -\rho L u_* q_*; \quad (2)$$

(1) сходяться з точністю, тобто виконується умова «замикання» рівняння балансу

$$0,975 \leq \frac{Q_{\text{сум}} + E_a - G(T_s)}{H(T_s, \zeta) + LE(T_s, \zeta) + E_s(T_s)} \leq 1,025. \quad (5)$$

Калібрування і верифікація моделі SLEB проводилася шляхом порівняння отриманих модельних величин з результатами актинометричних спостережень, вимірювань температури ґрунту, вимірювань потоків тепла в ґрунт і даними випаровування з різних поверхонь [18].

У даній роботі модель SLEB була використана для розрахунку кількісних змін випаровування з водної поверхні озера Ялпуг.

Основним показником кількості води, що випарувалася E , (кг/с·м² або мм/с) є турбулентний потік прихованої теплоти випаровування LE , (Дж/с·м² або Вт/м²), який розраховується моделлю SLEB з достатньою точністю при чисельному рішенні рівняння теплового балансу.

В якості вихідних модельних даних використані тільки стандартні метеорологічні спостереження метеостанції Болград (Одеська область, Україна) та ряд геофізичних параметрів району розташування метеостанції за період з 1996 до 2007 рр.

Метеостанція Болград розташована в Причорноморській низовині, у степовій географічній зоні України ($\varphi = 45^{\circ}41'$ пн.ш.; $\lambda = 28^{\circ}36'$ с.д.). Висота місцевості, щодо майданчика метеостанції, змінюється в радіусі 5 км в межах від 5 до 100 м. Висота метеомайданчика над рівнем моря становить 80 м. Поверхня метеомайданчика досить рівна, покрита травою і вільна від різного роду загороджень. Випарний басейн площею 20 м², глибиною 2 м і висотою над поверхнею ґрунту 7 см, розташований в західній частині метео-

майданчика. На відстані більше 50 м від центру метеомайданчика знаходяться листяні дерева і житлові будови. На захід від метеомайданчика на відстані 3 км розташоване велике прісноводне озеро Ялпуг.

Результати досліджень.

На першому етапі досліджень проводилася оцінка випаровування з водної поверхні випарного басейну метеостанції Болград. Величини випаровування визначалися за допомогою моделі SLEB, а також за методами Пенмана [4, 5] та Іванова [3] за кожен термін метеорологічних спостережень (8 спостережень за добу) і далі підсумовувати за добу, місяць, рік. Загальний обсяг розрахункових даних за досліджуваний 12-річний період (з 1996 до 2007 рр.) склав 35040 спостережень. Узагальнені результати розрахунків представлені в табл. 1.

Для порівняння розрахункових і вимірних величин випаровування з водної поверхні випарного басейну використовувалися «Таблиці спостережень за випаровуванням з водної поверхні басейну» метеостанції Болград. У таблицю увійшли тільки дані, коли на поверхні басейну був відсутній лід.

Сумарне вимірне випаровування води з випарного басейну без урахування ледоставних періодів за 12 років склало $E_{\text{вим, басейн}} = 9337$ мм (табл. 1, колонка 2), тобто в середньому за рік 778 мм.

Звернемо увагу на те, що випарний басейн знаходиться в степовій зоні з різним ґрунтовим шаром і рослинним покривом. Шорсткість такій місцевості, за нашими оцінками, змінюється від 0,01 м до 0,03 м в залежності від сезону року [18]. Отже, термічні і динамічні характеристики повітряного потоку, який формується в приземному шарі над такою місцевістю, значно відрізняються від повітряного потоку, який рухається над водною поверхнею водойми.

Таблиця 1

Річні суми виміряного ($E_{\text{вим}}$) і розрахункового випаровування за моделлю SLEB та методами Пенмана і Іванова ($E_{\text{мод}}$) без урахування льодоставного періоду

Рік	$E_{\text{вим, басейн}}$, мм	$E_{\text{мод}},$ мм (SLEB) басейн $z_0 = 0,002$ м	$E_{\text{мод}},$ мм (SLEB) басейн $z_0 = 0,0145$ м	$E_{\text{мод}},$ мм (SLEB) водойми, $z_0 = 0,0136$ м	$T_{\text{мод}}$, вода, °С	$T_{\text{вим}}$, повітря, °С	Опади, Р, мм	$E_{\text{мод}},$ мм (Пенман)	$E_{\text{мод}},$ мм (Іванов)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1996	810	691	802	783	10,4	10,4	608	854	810
1997	744	622	710	764	9,4	9,8	716	1153	717
1998	746	681	744	787	10,3	10,9	481	1003	775
1999	732	674	752	745	11,3	11,6	550	904	780
2000	829	738	818	818	11,5	11,8	432	952	1001
2001	775	734	802	820	10,9	11,3	475	1152	1128
2002	855	708	836	790	11,0	11,7	488	1043	930
2003	811	696	807	766	10,4	10,4	517	929	893
2004	652	585	644	636	10,9	11,1	590	726	672
2005	699	654	718	725	10,7	10,9	610	863	762
2006	783	677	776	756	10,6	10,9	423	874	826
2007	901	764	880	866	11,5	12,6	528	1088	1066
Сума	9337	8224	9289	9257	-	-	6419	11541	10360
Серед. рік	778	685	774	771	10,7	11,1	535	961	854

Оскільки вітрове обурення поверхні води залежить від швидкості вітру, то при слабких швидкостях вітру поверхня води в басейні залишається гладкою з шорсткістю $z_0 = 10^{-4} \div 10^{-3}$ м. Зі збільшенням швидкості вітру на поверхні басейну утворюються зони брижів і шорсткість поверхні збільшується до $2 \cdot 10^{-3} \div 5 \cdot 10^{-3}$ м. Хвилеутворення на поверхні випарного басейну не відбувається, так як його лінійні розміри недостатні для

вітрового розгону хвиль.

Інструментально вимірне випаровування з басейну навряд чи можна інтерпретувати як випаровування з відкритої водної поверхні великої водойми. У кращому випадку, вимірні результати можна віднести до потенційно можливого випаровування води (випаровуваність) в цій місцевості при метеорологічних умовах, властивих району розташування басейну, тим більше,

що при взаємодії повітряного потоку з неоднорідною за аеродинамічними властивостями підстильної поверхнею виникають внутрішні граничні шари, зокрема, над водоймами (басейнами) оточеними сушею.

Розрахунки випаровування, виконані за умови, що поверхня басейну зберігає шорсткість $z_0 = 0,002$ м, показали, що кількість вологи, яка випарувалася за досліджуваній період, зменшилася до 8224 мм (табл.1, колонка 3), а різниця між вимірним і розрахунковим випаровуванням склала 1113 мм, при середньорічному значенні випаровування 685 мм.

Зменшення величини випаровування, щодо вимірюваного, викликано відсутністю ефекту зовнішньої дифузії водяної пари з гладкої поверхні води. Ефект зовнішньої дифузії виникає тільки з розвитком турбулентності в приземному шарі атмосфери.

Збільшення шорсткості водної поверхні сприяє виникненню в повітряному потоці дрібних турбулентних вихорів, дисипація яких поблизу поверхні призводить до збільшення швидкості (енергії) виходу молекул води з насиченого шару в навколишнє середовище. Розрахунок випаровування при передбачуваній шорсткості рівній $z_0 = 0,0145$ м і при збереженні метеорологічних умов попереднього розрахунку показав, що кількість вологи, що випарувалася збільшилася до $E_{\text{мод.басейн}} = 9289$ мм (табл. 1, колонка 4), тобто модельні розрахунки випаровування практично збіглися з вимірним (фактичним) випаровуванням з басейну $E_{\text{вим.басейн}} = 9337$ мм.

Оскільки при малій площі басейну шорсткість рівна $z_0 = 0,0145$ м чи більша не може бути досягнута, то можна стверджувати, що процеси випаровування з басейну, розташованого в місцевості з добре розвиненою шорсткістю, залежатимуть від термічних і динамічних особливостей повітряного потоку, сформованого над цією місцевістю.

Річні суми вимірюваного $E_{\text{вим.басейн}}$ і розрахункового випаровування $E_{\text{мод.басейн}}$, які показані в табл.1, представляють суми кількості води, що випарувалася за безльодоставний період кожного року. Сума опадів P , мм (табл.1, колонка 8) розрахована за 12 місяців. У табл. 1 також показані розрахункові середньорічні температури поверхні водойми $T_{\text{мод.вода}}$ і виміряні температури повітря $T_{\text{вим.повітря}}$ (колонки 6 і 7). Різниця середньорічних температур $(T_{\text{мод.вода}} - T_{\text{вим.повітря}})$ від'ємні, тобто над поверхнею води існує інверсійний шар.

Повернемося до табл. 1, де в колонках 9 і 10 наведені суми випаровуваності, які розраховані за методами Пенмана (Penman-Monteith) [4, 5] і М.М. Іванова [3]. Обидва методи завищують кі-

лькість вологи, що випарувалася в порівнянні з вимірюваними та розрахованими за моделлю SLEB величинами. Ці завищення, очевидно, обумовлені відсутністю коректного урахування двох теплових потоків, а саме: турбулентного потоку явного тепла H і потоку тепла в воду G .

На другому етапі досліджень були виконані розрахунки випаровування з поверхні великих водойм, що знаходяться в природних умовах (на прикладі озера Ялпуг). Складність розрахунку випаровування з великих водойм обумовлена великою рухливістю поверхні водної системи, коли зі збільшенням швидкості вітру на поверхні виникають брижі, хвилі з різними висотами, довжинами і періодами. Вітрове хвилювання змінює як гідродинамічні властивості поверхні водної системи, так й аеродинаміку повітряного потоку.

Враховуючи сказане, для розрахунку випаровування з водойм в модель SLEB були включені параметри вітрового хвилювання, алгоритм утворення водяної піни (бризок) з гребеня хвиль, так зване «механічне випаровування», процеси зміни шорсткості водної поверхні в міру збільшення швидкості вітру і перехід частини кінетичної енергії вітру в енергію вітрових хвиль.

Для розрахунку параметрів хвиль використовувалися формули В.Г. Андреянової [24]:

$$\lambda_w = 0,104 \cdot \bar{U} \cdot l^{0,573} \cdot \sqrt[3]{d}, \quad (м); \quad (6)$$

$$h_w = 0,015 \cdot \bar{U} \cdot l^{0,342} \cdot \sqrt[3]{d}, \quad (м), \quad (7)$$

де λ_w – довжина хвилі, м, h_w – висота хвилі, м, \bar{U} – середня швидкість вітру, м/с, l – глибина водойми, м, d – дистанція розгону, м.

У табл. 2 показані результати розрахунків шорсткості великої водної поверхні водойми при різних швидкостях \bar{U} повітряного потоку і викликаних ним хвиль різної висоти. Розрахунки виконані за допомогою формул (6) і (7).

Середня висота шорсткості поверхні озера Ялпуг, що обчислена з урахуванням повторюваності швидкостей вітру P_U , % (м/ст Болград), виявилася рівною $Z_{0, \text{ водойма}} = 0,0136$ м. Середня швидкість вітру за багаторічний період дорівнює $\bar{U} = 2,54$ м/с, а середня висота хвиль $h_w = 0,39$ м. При розрахунках не вводилися поправочні коефіцієнти на берегові ефекти і наявність водної рослинності.

При отриманому значенні середньої шорсткості водної поверхні за 12-річний період ($Z_0 = 0,0136$ м) розрахункова величина дійсного випаровування, тобто кількість водяної пари, яка може бути виділена з поверхні чистої води при даних метеорологічних умовах з одиниці площі по-

Шорсткість водної поверхні з урахуванням розвитку вітрового хвилювання при різних швидкостях вітру, які розраховані за формулами В.Г. Андреянової

№ з/п	\bar{U} , м/с	h_w , м	l , м	d , м	$Z_{0, \text{водойма}}$, м	P_U , %
1	0,5	0,008	2	500	0,002	6,5
2	1	0,15	2	500	0,005	23,4
3	2	0,3	2	500	0,011	28,5
4	3	0,5	2	500	0,016	20,5
5	4	0,6	2	500	0,022	9,7
6	5	0,8	2	500	0,027	4,6
7	6	0,9	2	500	0,032	4,2
8	7	1,1	2	500	0,038	1,4
9	8	1,2	2	500	0,043	0,7
10	9	1,4	2	500	0,048	0,3
11	10	1,5	2	500	0,054	0,2
Серед.	2,54	0,387	-	-	0,0136	100%

верхні озера Ялпуг, склала $E_{\text{мод, водойма}} = 9257$ мм за 12 річний період, при середньорічному значенні 771 мм (табл.1, колонка 5).

Таким чином, виміряне $E_{\text{вим, басейн}} = 9337$ мм і розраховане $E_{\text{мод, водойма}} = 9257$ мм випаровування представляють потенційно можливу кількість рідкої вологи, яка може випаруватися з водної поверхні і з поверхні суші з необмеженими запасами води, при ідентичних кліматичних або погодних умовах, властивих району розташування метеостанції.

Фактичне (виміряне) випаровування з басейну $E_{\text{вим, басейн}} = 9337$ мм і розраховані за допомогою моделі SLEB величини випаровування з місцевості розташування басейну $E_{\text{мод, басейн}} = 9289$ мм і з водної поверхні озера Ялпуг $E_{\text{мод, водойма}} = 9257$ мм практично рівні між собою, оскільки в усіх трьох випадках використовувалися багаторічні метеорологічні спостереження метеостанції Болград.

Модель SLEB, крім розрахунку випаровування з водної поверхні, дозволяє розраховувати випаровування з будь-якої іншої поверхні.

На рис.1 представлений річний хід місячних сум виміряного ($E_{\text{вим, басейн}}$) і розрахункового випаровування з поверхні озера Ялпуг ($E_{\text{мод, водойма}}$), а також випаровування з поверхні суглинного ґрунту і випаровування (транспірації) з поверхні з рослинним покривом, характерні для даної місцевості. Порівняння потенційно можливої випаровуваності і фактичного випаровування показує, що випаровуваність перевищує фактичне випаровування з поверхні ґрунту в 2,2 рази і в 1,7 рази з поверхні з рослинним покривом. Розрахунки виконані за чотири роки досліджуваного періоду (рис. 1).

На рис. 2 показано річні зміни добових сум енергії (МДж/м²доб) всіх компонент теплового балансу поверхні води. З аналізу отриманих ре-

зультатів випливає, що промениста енергія (радіаційний баланс), яка поглинена поверхнею, витрачається на формування потоків тепла LE , H , G наступним чином: 83% енергії радіаційного балансу йде на витрати тепла на випаровування $LE/R=0,833$; 29% енергії радіаційного балансу витрачається на зміну запасів теплової енергії в водоймі G , тобто $G/R=0,289$, а потік явного тепла H , при інтенсивних витратах тепла на випаровування, набуває від'ємних значень $H/R= -0,145$, тобто повертає частину енергії до поверхні.

Відношення суми енергії потоків ($LE + H + G$) до енергії радіаційного балансу становить $(LE + G + H) / R = 0,98325$, тобто збіжність припливу і витрат енергії в рівнянні балансу (1), виконано моделлю SLEB з точністю до 1,67%, оскільки критерій «замикання» балансу (5) дорівнює $BE = (1 - 0,98325) = 0,01675$.

Висока точність оцінки складових теплового балансу дозволяє нам оцінити індекс сухості $R/LE = 1,21$ для цієї місцевості за Будико та коефіцієнт зволоження місцевості $P/E_{\text{мод}} = 0,70$ за Івановим. Отримані коефіцієнти відповідають степовій зоні плоскої Причорноморської низовини.

Висновки. Випаровування з водної поверхні, залежно від кліматичних умов, морфології і морфометрії водних об'єктів, відіграє дуже помітну роль в їх водному балансі. Надійний розрахунок випаровування з поверхні водойм є важливим чинником підвищення точності водобалансових розрахунків. У цьому і полягає актуальність вибраної теми.

Автори вважають, що на зміну численним емпіричним методам розрахунку випаровування з різних підстильних поверхонь, достовірність яких до сих пір фактично не оцінена, повинні прийти параметричні моделі, які, володіючи універсальністю і полімасштабністю, дозволяють

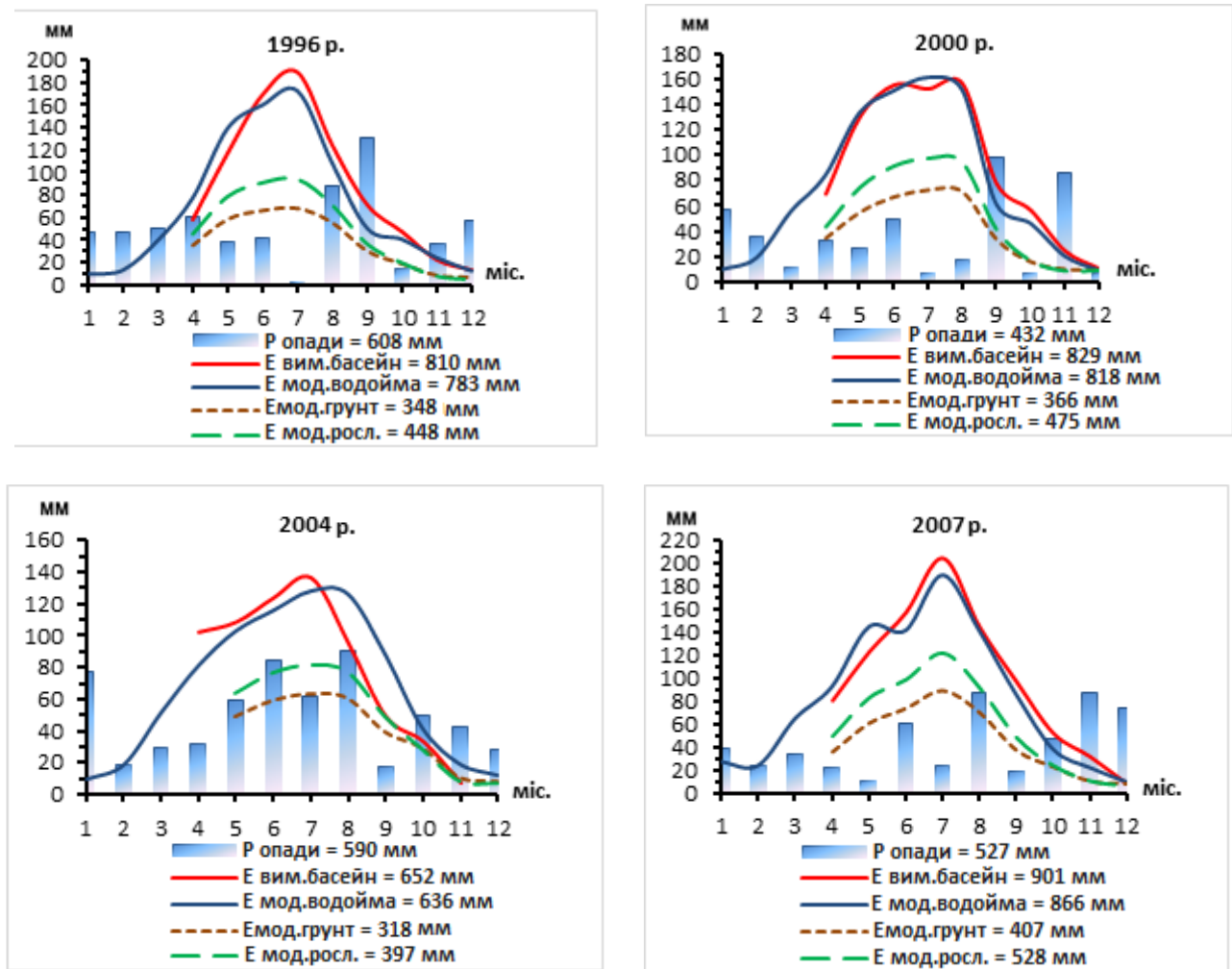


Рис. 1. Річний хід місячних сум атмосферних опадів (стовпчики), місячних сум випаровування з басейну м/ст Болград (червона суцільна лінія), річний хід випаровування з озера Ялпуг (синя суцільна лінія), випаровування з поверхні ґрунту (коричнева пунктирна лінія), транспірація з рослинності (зелена пунктирна лінія), розраховані за моделлю SLEB за 4 роки досліджуваного періоду (1996-2007 рр.)

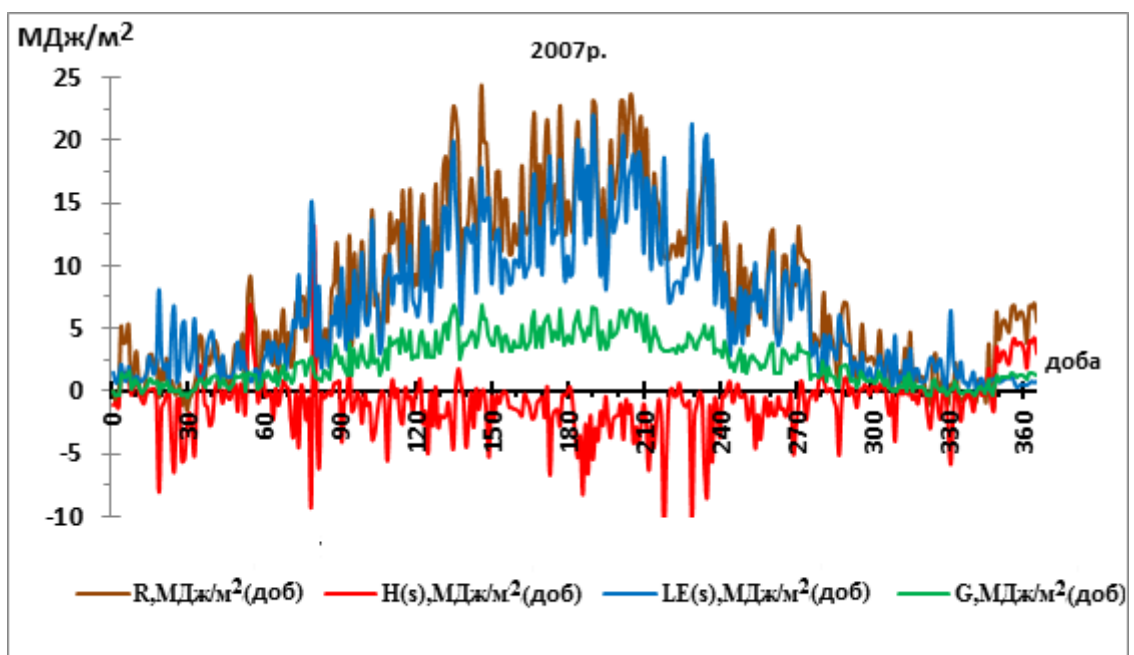


Рис. 2. Річний хід добових сум складових рівняння теплового балансу поверхні водойми, $\text{МДж/м}^2\text{доб}$.

виконувати досить точно комп'ютерне моделювання тепло- масообміну між поверхнею та атмосферою для будь-яких територій, оскільки:

- висока точність рішення рівняння теплового балансу за допомогою моделі SLEB дозволяє достовірно оцінити всі складові теплового балансу і, зокрема, витрати тепла на випаровування;
- розрахована за допомогою моделі SLEB величина випаровування з одиниці площі поверхні озера Ялпуг отримана вперше з урахуванням розвитку хвилеутворення на поверхні озера;
- результати, отримані за методами Пенмана (Penman-Monteith) і М.М.Іванова, показали значне завищення кількості вологи, що випарувалася в порівнянні з вимірюваними та розрахованими величинами;
- застосування моделі SLEB дозволить підвищити точність кількісної оцінки втрат води на випаровування з поверхні природних водойм, що дасть можливість збільшити і точність водобалансових розрахунків водойм і, отже, ефективність управління водними ресурсами з метою їх раціонального використання.

Література

1. Будыко М.И. Тепловой баланс поверхности [Текст] / М.И. Будыко. – Л.: Гидрометеиздат, 1956. – 256 с.
2. Мезенцев В.С. К методике расчета суммарного испарения и характеристики увлажнения почвы за внутригодовой период [Текст] / В.С. Мезенцев // Труды Омского сельхоз институт, 1962. – Т. XXVII. – С. 35-54.
3. Иванов Н.Н. Об определении величин испаряемости [Текст] / Н.Н. Иванов // Изв. ВГО, 1954. – Т. 86. – № 2.
4. Beven Keith. A sensitivity analysis of the Penman-Monteith actual evapotranspiration estimates // Journal of Hydrology. – 1979. – 44 (3-4). – P. 169-190. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(79\)90130-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(79)90130-6)
5. Monteith J.L., Penman H.L. Evaporation and environment // Symposia of the Society for Experimental Biology. – 1965. – №19. – P. 205-224.
6. Будаговский А.И. Испарение почвенной влаги [Текст] / А.И. Будаговский. – М.: Наука, 1969. – 241 с.
7. Константинов А.Р. Испарение в природе [Текст] / А.Р. Константинов. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 582 с.
8. Пушистов П.Ю., Шлычков В.А. Вывод балансовых соотношений для мезомасштабной климатической модели тепловлагодобмена в системе атмосфера - гидросфера - растительность - почва [Текст] / Пушистов П.Ю. // Труды СибНИГМИ, 1992. – № 100. – С. 129-146.
9. Постников А.Н. Методы расчета испарения с почвы в различных природных зонах [Текст] / А.Н. Постников // Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета, 2009. – №10. – С. 21-31.
10. Priestly С.Н.В. and Taylor R.J. On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-scale Parameters // Monthly Weather Rev. – 1972. – № 1. – P.81-92. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1972\)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1972)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2).
11. Brutsaert W. Evaporation in to the Atmosphere (Theory, History and Applications) // D. Reidel Publishing Co., Dordrech, Boston, London, 1982. – 299 p.
12. XU C.-Y and V.P. SINGH. Cross Comparison of Empirical Equations for Calculating Potential Evapotranspiration with Data from Switzerland // Water Resources Management. – 2002. – № 16. – P. 197-219.
13. Jensen M.E. and Haise H.R. 'Estimation of Evapotranspiration from Solar Radiation // Journal of Irrigation and Drainage Division, Proc. Amer. Soc. Civil Eng. – 1963. – №89. – P. 1541.
14. Hargreaves G.H. and Samni Z.A. Estimation of Potential Evapotranspiration // Journal of Irrigation and Drainage Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers. – 1982. – №108. – P. 223-230.
15. Berry J.A., Baker I., T. Randall, D.A. Sellers. Soils, plant growth and crop production // P. J. The Soil-Plant-Atmosphere System. Past and Present – Vol. 1. (Soil-Plant-Atmosphere Dynamics).
16. Chen F., Pielke R., Sr. K. Mitchell. Development and application of land-surface models for mesoscale atmospheric models // American Geophysical Union. – 2001. – P. 107-135. <https://doi.org/10.1029/WS003p0107>
17. Xiu A., Pleim J.E. Development of a land surface model. Part I: Application in a mesoscale meteorological model // J. Appl. Meteorol. – 2001. – V. 40. – № 2. – P. 192-209. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040<0192:DOALSM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<0192:DOALSM>2.0.CO;2).
18. Волошин В.Г. Динамическая модель загрязнения атмосферы с метеорологическим препроцессором [Текст] / В.Г. Волошин. – Одесса: ТЭС, 2013. – 285 с.
19. Степаненко С.Н. Энергобалансовая модель приземного слоя атмосферы [Текст] / С.Н. Степаненко, В.Г. Волошин, В.Ю. Курьшина // Украинский гидрометеорологический журнал. – 2011. – № 9. – С. 38-59.
20. Раунер Ю.Л. Тепловой баланс растительного покрова [Текст] / Ю.Л. Раунер. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 210 с.
21. Волошин В.Г. Метод расчета турбулентных потоков и температуры подстилающей поверхности на основе метеорологических наблюдений [Текст] / В.Г. Волошин // Метеорология, климатология и гидрология, 2002. – № 46. – С. 83-89.

22. Волошин В.Г. Функции диссипации турбулентной энергии в приземном слое атмосферы [Текст] / В.Г. Волошин, В.Ю. Курьшина // *Український гідрометеорологічний журнал*, 2016. – № 15. – С. 2-8. <https://doi.org/10.31481/uhmj.16.2015.09>.
23. Степаненко С.Н. Метод расчета температуры подстилающей поверхности по стандартным метеорологическим наблюдениям [Текст] / С.Н. Степаненко, В.Г. Волошин, В.Ю. Курьшина, Н.Д. Головатюк // *Український гідрометеорологічний журнал*, 2012. – № 11. – С. 18-29.
24. Гиппиус Ф.Н. Сезонный ход испарения с поверхности Каспия с учетом влияния волнения и глубины моря [Текст] / Ф.Н. Гиппиус, В.С. Архипкин., А.В. Фролов // *Вестник московского университета. Серия.5. география*, 2016. – № 5. – С. 86-91.

Внесок авторів: всі автори зробили рівний внесок у цю роботу.

UDC 551.513.1:551.551.8+556.55

Vladimir Voloshyn,

PhD (Geography), Associate Professor, Department of Meteorology and Climatology,
Odessa State Environmental University, 15 Lvivska St., Odesa, 65016, Ukraine,
e-mail: voloshin.vg@ua.fm, <https://orcid.org/0000-0001-6607-0755>;

Sergiy Stepanenko,

Doctor of Science (Physics and Mathematics), Professor, Department of Meteorology and Climatology,
Director of Odessa State Environmental University,
e-mail: rector@odeku.edu.ua, <https://orcid.org/0000-0002-6343-3968>;

Zhannetta Shakirzanova,

Doctor of Science (Geography), Professor, Head of the Department of Land Hydrology,
Odessa State Environmental University,
e-mail: jannettodessa@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-0600-5657>;

Viktoriya Kuryshyna,

PhD (Geography), Senior Lecturer, Department of Meteorology and Climatology,
Odessa State Environmental University,
e-mail: kuryshyna.88@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-1936-5790>

APPLICATION OF THE SURFACE LAYER ENERGY BALANCE MODEL FOR CALCULATING OF THE EVAPORATION FROM WATER OBJECTS

Formulation of the problem. When solving hydrological problems associated with the water balance of water bodies and the possibility of economic use of their water resources, an important problem is the accurate determination of evaporation from the water surface, which is the main component of water losses.

Review of previous publications and studies. Currently, many indirect and empirical methods for calculating evaporation from the surface of soil, water and vegetation, developed by domestic and foreign scientists: M.I. Budyko, V.S. Mezentsev, A.R. Konstantinov, N.N. Ivanov, Penman-Monteith and others, are used. Most empirical methods do not have universal applicability, since, in most cases, they cannot take into account the features of various underlying surfaces and hydrometeorological conditions that affect evaporation processes.

The only acceptable methods for estimating actual or potential evaporation can only be parametric models based on a numerical solution of the surface heat balance equation. One of such models is the atmospheric surface layer model – model SLEB, created at Odessa State Ecological Environmental University.

Purpose. The purpose of this study is to obtain quantitative estimates of changes with evaporation of water surfaces with SLEB model and compare them with the measured and model data of analogous methods obtained by other authors (Ivanova, Penman), for example, a freshwater lake Yalpug.

Methods. For research, a parametric energy balance model of the atmospheric surface layer SLEB, which is used standard meteorological information, was used. The main advantage of this model is the high accuracy of determining the heat expenditure for evaporation in the calculation of mass-heat transfer between the underlying surface and the atmosphere at the micro- and mesoscales. The SLEB model is applicable for all types of underlying surfaces characteristic of the territory of Ukraine.

Results. The value of evaporation from unit area of the water surface of Lake Yalpug calculating by model SLEB was obtained for the first time taking into account the development of wave formation on the

surface of the lake, which changes the hydrodynamic properties of the water surface and the aerodynamics of the air flow.

Accounting for the effect of wind waves on the vast lake surface allowed us to obtain results almost equal to the measured evaporation from the pool surface.

The results showed that the calculated values of evaporation from the water surface by the methods of Penman and Ivanov overestimate the amount of evaporated moisture compared with the values measured and calculated by the SLEB model.

Conclusions. Application of the SLEB model allows to increase the quantitative estimation accuracy of the water balance main component – water losses due to evaporation from the water bodies water surface, which, in turn, can increase the water resources management efficiency of natural water bodies for purpose of their rational use for drinking water supply and land irrigation.

Keywords: parametric models, energy balance model, the interaction of the atmosphere and surface, the surface heat balance equation, wave formation, water surface evaporation, potential evaporation.

References

1. Budyko M.I. (1956). *Heat surface balance*, 256.
2. Mezentshev V.S. (1962). *To the method of calculating the the total evaporation and soil moisture characteristics for an intra-annual period. Proceedings of the Omsk Agricultural Institute, XXVII*, 35-54.
3. Ivanov N.N. (1954). *Obout of the determination of the evaporation values. Proceedings of the Russian Geographical Society*, 86 (2).
4. Beven Keith. (1979). *A sensitivity analysis of the Penman-Monteith actual evapotranspiration estimates. Journal of Hydrology*, 44 (3-4), 169-190. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(79\)90130-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(79)90130-6).
5. Monteith J.L., Penman H.L. (1965). *Evaporation and environment. Symposia of the Society for Experimental Biology*, 19, 205-224.
6. Budagovskij A.I. (1969). *Evaporation of soil moisture. Moscow: Nauka*, 241.
7. Konstantinov A.R. (1968). *Evaporation in nature. Leningrad: Gidrometeoizdat*, 582.
8. Pushistov P.Yu., Shlychkov V.A. (1992). *Conclusion of balance relations for the mesoscale climate model of heat and moisture exchange in the atmosphere - hydrosphere - vegetation - soil system. Proceedings of SibNIGMI*, 100, 129-146.
9. Postnikov A.N. (2009). *Methods for calculating soil evaporation in various natural zones. Scientific notes of the Russian State Hydrometeorological University*, 10, 21-31.
10. Priestly C.H.B. and Taylor R.J. (1972). *On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-scale Parameters. Monthly Weather Bev*, 1, 81-92. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1972\)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1972)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2).
11. Brutsaert W. (1982). *Evaporation in to the Atmosphere (Theory, History and Applications)*. D. Reidel Publishing Co., Dordrech, Boston, London, 299.
12. XU C.-Y and V.P. SINGH. (2002). *Cross Comparison of Empirical Equations for Calculating Potential Evapotranspiration with Data from Switzerland. Water Resources Management*, 16, 197-219.
13. Jensen M.E. and Haise H.R. (1963). *Estimation of Evapotranspiration from Solar Radiation. Journal of Irrigation and Drainage Division, Proc. Amer. Soc. Civil Eng*, 89, 1541.
14. Hargreaves G.H. and Samni Z.A. (1982). *Estimation of Potential Evapotranspiration. Journal of Irrigation and Drainage Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, 108, 223-230.
15. Berry J.A., Baker I., T. Randall, D.A. Sellers. (2012). *Soils, plant growth and crop production. P. J. The Soil-Plant-Atmosphere System. Past and Present – Vol. 1. (Soil-Plant-Atmosphere Dynamics)*.
16. Chen F., Pielke R., Sr. K. Mitchell. (2001). *Development and application of land-surface models for mesoscale atmospheric models. American Geophysical Union*, 107-135.
17. Xiu A., Pleim J.E. (2001). *Development of a land surface model. Part I: Application in a mesoscale meteorological model. J. Appl. Meteorol*, 40 (2), 192-209. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040<0192:DOALSM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<0192:DOALSM>2.0.CO;2).
18. Voloshin V.G. (2013). *Dynamic model of atmospheric pollution with a meteorological preprocessor. Odessa: TES*, 285.
19. Stepanenko S.N., Voloshin V.G., Kuryshina V.Yu. (2011). *The surface layer energy balance model. Ukrainian hydrometeorological journal*, 9, 38-59.
20. Rauner Yu.L. (1972). *Heat balance of vegetation. Leningrad: Gidrometeoizdat*, 210.
21. Voloshin V.G. (2002). *Method for calculating turbulent flows and surface temperature based on meteorological observations. Meteorology, climatology and hydrology*, 46, 83-89.
22. Voloshin V.G., Kuryshina V.Yu. (2016). *Dissipation functions of turbulent energy in the atmospheric surface layer. Ukrainian hydrometeorological journal*, 15, 2-8. <https://doi.org/10.31481/uhmj.16.2015.09>.
23. Stepanenko S.N., Voloshin V.G., Kuryshina V.Yu., Golovatyuk N.D. (2012). *Method for calculating the surface temperature by standard meteorological observations. Ukrainian hydrometeorological journal*, 11, 18-29.
24. Gippius F.N., Arkhipkin V.S., Frolov A.V. (2016). *Seasonal course evaporation from Caspian surface taking into account the influence of waves and sea depth. Moscow University Bulletin. Series 5. geography*, 5, 86-91.