

УДК 551.513.1:551.551.8

Степаненко С.Н., д.ф.-м.н., Волошин В.Г., к.г.н., Курышина В.Ю., асс.,

Головатюк Н.Д., асп.

Одесский государственный экологический университет

**МЕТОД РАСЧЕТА ТЕМПЕРАТУРЫ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ ПО СТАНДАРТНЫМ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИМ НАБЛЮДЕНИЯМ**

В работе анализируются результаты расчета температуры подстилающей поверхности, выполненные с помощью энергобалансовой модели приземного слоя атмосферы SLEB. Расчетные значения температур сравниваются с температурами, измеряемыми напочвенными термометрами при метеорологических наблюдениях. Используемые процедуры обеспечивают хорошее соответствие расчетных и измеренных температур. Модель SLEB является составной частью метеорологического препроцессора диффузионной модели загрязнения атмосферы МЛАД.

**Ключевые слова:** температура подстилающей поверхности, температура в вязком слое, приземный слой атмосферы, тепловой баланс подстилающей поверхности.

**Постановка проблемы.** Оценка радиационного баланса поверхности ( $R$ ) и потока тепла в почву ( $G$ ), т.е. оценка разности ( $R - G$ ), позволяет найти, из уравнения теплового баланса, долю энергии, расходуемую на формирование турбулентных потоков ( $H + LE$ ). Но, определить долю энергии, расходуемую на явный или скрытый поток тепла с помощью уравнения теплового баланса, если не привлекать иные соотношения, невозможно [1].

Энергетическое отношение потоков  $H$  и  $LE$ , представляет безразмерное число Боуэна, которое, в рамках модели SLEB [2], записывается следующим образом:

$$Bo = \frac{H}{LE} = m P_a \frac{\alpha_T}{D_w} \left( \frac{\ln z_2 - \ln z_{0T}}{\ln z_{10} - \ln z_{0u}} \right) \left( \frac{T_s - T_2}{(e_{\max}(T_s) - f e_{\max}(T_2))} \right), \quad (1)$$

где  $H = c_p \rho_a C_u C_{\theta} \bar{u}_{10} (T_s - T_2)$  и  $LE = L_e \rho_a C_u C_u \bar{u}_{10} (e_{\max s} - f e_{\max 2})$  – потоки явного и скрытого тепла [3];

$$m = (c_p / 0,622 L_e);$$

$\alpha_T = k_H / k_m = \varphi_m / \varphi_H$  – отношение коэффициент турбулентности для тепла и импульса;

$D_w$  – доступность влаги к испарению [4];

$z_{0T}, z_{0u}$  – шероховатость поверхности для профиля температуры и ветра (для профиля влажности принято  $z_{0u} \approx z_{0q}$ );

$P_a$  и  $f$  – атмосферное давление и относительная влажность;

$e_{\max}(T_i)$  – давление насыщения пара при температурах  $T_s$  и  $T_2$  соответственно.

Из уравнения (1) следует, что отношение турбулентных потоков  $H$  и  $LE$  зависит не только от разности температур и парциального давления водяного пара в слое  $\Delta z = z - z_{0i}$ , но и от увлажнения почвы (функция  $D_w$ ) и стратификации приземного слоя, так как коэффициенты  $k_H$  и  $k_m$  являются функциями параметра

гидростатической устойчивости  $z/L = \zeta$  (здесь  $L$  - масштаб толщины приземного слоя).

В большинстве методов теплового баланса (ТБ), число Боуэна явно не содержит универсальных безразмерных профильных функций для градиентов скорости ветра, температуры и влажности, и следовательно, не зависит от стратификации атмосферы. В условиях приземного слоя для этого требуется совпадение первообразных функций  $\Psi_i(\zeta)$  от непрерывных универсальных функций  $\varphi_m(\zeta)$  и  $\varphi_q(\zeta)$ . Поэтому считается, что методы ТБ систематически занижают скорость испарения с увлажненной поверхности [5,6].

Недостатки метода теплового баланса легко устраняются в энергобалансовой модели SLEB, так как здесь при расчетах турбулентных потоков тепла  $H$  и  $LE$ , учитываются внешние и внутренние факторы, определяющие структуру приземного слоя атмосферы [2].

**Методика расчета.** Основным критерием достоверной оценки перераспределения лучистой энергии между турбулентными потоками является совпадение или корреляционная близость измеренной  $T_{S0}$  и расчетной температуры  $T_{Sm}$  поверхности. Эти температуры зависят от тепловых, динамических и влажностных свойств поверхности и от состояния приземного слоя, а их равенство является критерием выполнения баланса всех энергетических потоков, участвующих в формировании теплового режима подстилающей поверхности и приземного слоя атмосферы.

Изложим кратко суть процедуры расчета температуры  $T_{Sm}$ . Перепад температур  $\Delta T = (T_z - T_{S0})$ , т.е. разность температуры воздуха на высоте измерения  $z = 2$  м и температуры поверхности  $T_{S0}$ , можно найти, разделив его на разности температур двух последовательных слоев: разность температур в логарифмическом слое  $\Delta z_{\ln} = z - z_{0T}$  и разность в вязком подслое  $\Delta z_{\nu l} = z_{0T} - z_{S0}$ , тогда

$$\Delta T = \left[ (T_z - T_{z_{0T}}) + (T_{z_{0T}} - T_{S0}) \right], \quad (2)$$

где  $T_{z_{0T}} = T_s$  - температура воздуха на уровне шероховатости ( $z_{0T}$ ) логарифмического профиля температуры, вычисляемая с помощью итерационных процедур при решении уравнения теплового баланса в модели SLEB [2].

Первая разность температур, находится из соотношения

$$\Delta T_{\ln} = (T_s - T_z) = \frac{T_*}{\kappa} \left( \ln \frac{z}{z_{0T}} - \Psi_T(z/L) + \Psi_T(z_{0T}/L) \right), \quad (3)$$

а вторая разность температур  $\delta T_{\nu l} = \Delta T_{\nu l} = (T_{S0} - T_s)$ , называемая скачком температуры в слое  $\Delta z_{\nu l}$ , находится как произведение масштаба температуры  $T_*$  приземного слоя и безразмерной высоты вязкого подслоя  $z^+$  [7]

$$\delta T_{\nu l} = (T_{S0} - T_s) = T_* \left( \frac{u_* z_{0T} \rho}{\mu} \right), \quad (4)$$

где  $(\nu_* z_0 / \nu) = z^+$  – безразмерная высота вязкого подслоя,

$\mu = \mu(T_S)$  и  $\rho = \rho(T_S)$  – коэффициент динамической молекулярной вязкости и плотность воздуха, являющиеся функцией температуры  $T_S$ . Знак  $\Delta T_{ln}$  и  $\delta T_{vl}$  зависит от знака масштаба температуры, если  $T_* > 0$  (поток явного тепла  $H > 0$ ), то  $\Delta T_{ln}$  и  $\delta T_{vl} > 0$ , т.е.  $T_S > T_z$  и  $T_{S0} > T_S$ .

В логарифмическом слое поток явного тепла пропорционален коэффициенту турбулентной теплопроводности  $k_H$ , а в вязком подслое, где вязкие напряжения доминируют над реинольдсовыми, коэффициенту молекулярной теплопроводности  $\chi$ .

Соблюдая условие постоянства приземного потока тепла в пределах приземного слоя, и учитывая, что  $k_H \gg \chi$ , перепад температур в вязком подслое  $\Delta z_{vl}$  должен быть гораздо больше перепада температур в слое  $\Delta z_{ln}$ , т.е.  $\Delta T_{vl} \gg \Delta T_{ln}$ , тогда градиенты температур в этих слоях соотносятся между собой следующим образом

$$\left. \frac{dT}{dz} \right|_{z < z_{vl}} \gg \left. \frac{dT}{dz} \right|_{z > z_{vl}}.$$

Высоту шероховатости для профиля температуры, равную по порядку величин толщине вязкого подслоя, находим из соотношения

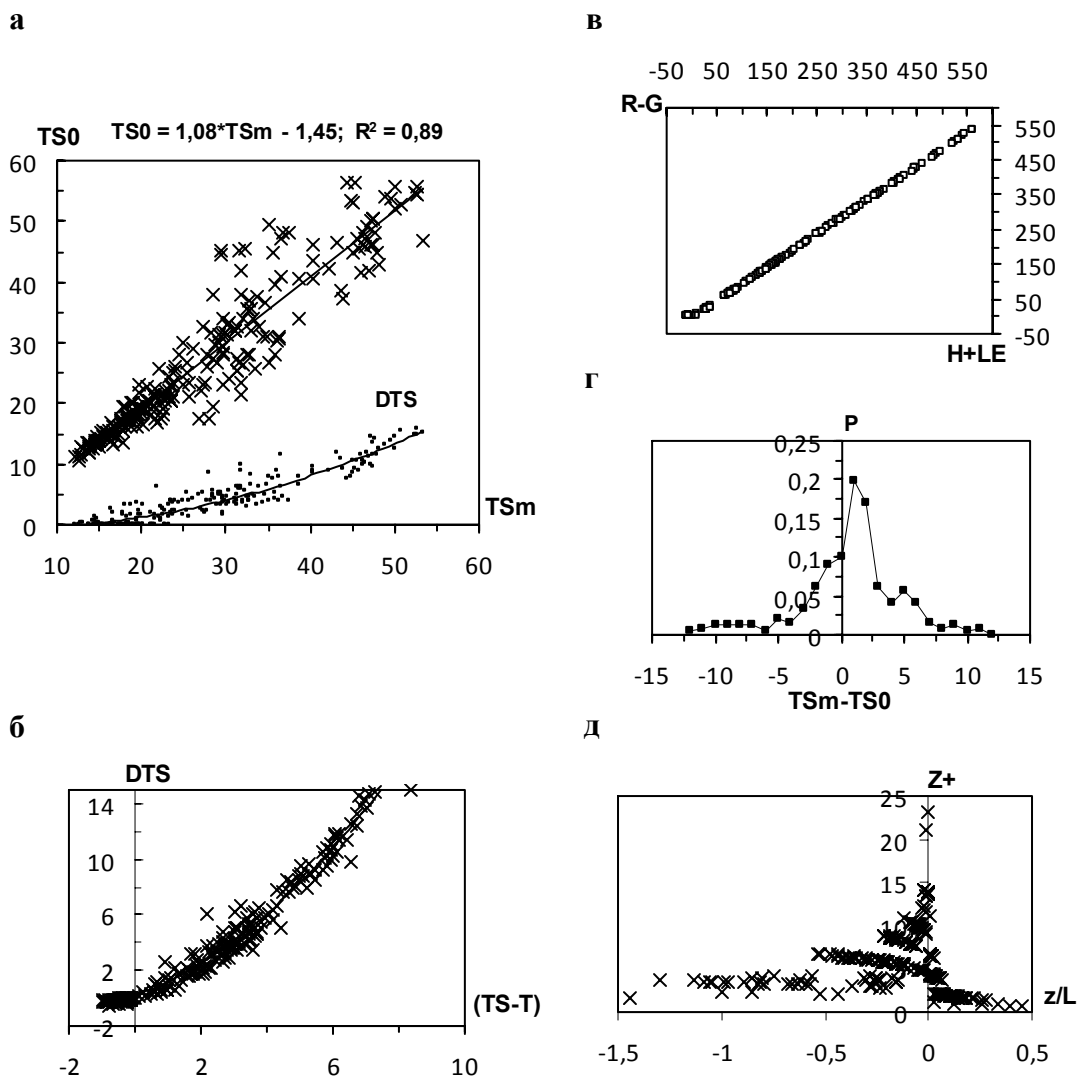
$$z_{0T} = \frac{(T_{S0} - T_S) k_H 10^{-2}}{u_* T_*}. \quad (5)$$

Таким образом, расчетная температура поверхности  $T_{sm}$  равна температуре воздуха  $T_S$  на уровне  $z_{0T}$  плюс «скачок» температуры в вязком подслое

$$T_{sm} = T_S + \delta T_{vl}. \quad (6)$$

**Результаты расчетов и их анализ.** Сопоставление температур  $T_{S0}$ , измеренных напочвенными термометром и температур  $T_{sm}$ , рассчитываемых моделью SLEB, представлено на рисунке 1. Расчеты выполнены по данным 8-срочных метеорологических наблюдений г. Любашевка (Одесская обл.). Для демонстрации выбраны результаты за четыре месяца апрель, июль, ноябрь, январь. Проведем их анализ, так как такие результаты получены впервые.

На рисунке 1а показана взаимосвязь расчетной  $T_{sm}$  и измеренной температуры поверхности  $T_{S0}$  за июль месяц (248 случаев). Уравнение линейной регрессии и коэффициент детерминации, находятся в поле рисунка. Угловым коэффициентом регрессии практически равен единице. Коэффициент корреляции  $r = \sqrt{R^2} = 0,94$ . Средние значения температур почвы совпадают  $\bar{T}_{sm} = 31,8^{\circ}\text{C}$  и  $\bar{T}_{S0} = 31,5^{\circ}\text{C}$ .



- а) измеренные  $T_{S0}$  (TSO) и расчетные температуры  $T_{Sm}$  (TSm), °C;
- б) разность температур в логарифмическом 2-х м слое и «скачок» температур в вязком подслое; в) сходимость составляющих теплового баланса в модели SLEB;
- г) эмпирическая плотность вероятностей разности расчетной и измеренной температуры почвы;
- д) безразмерная высота вязкого подслоя  $z^+$  как функция параметра устойчивости  $z/L$ .

Рис. 1 – Сравнение измеренных  $T_{S0}$  и расчетных  $T_{Sm}$  температур поверхности почвы, °C и иных параметров (июль, 1998, г. Любашевка)

Несмотря на столь высокую корреляционную взаимосвязь видно, что по мере увеличения температуры поверхности разброс точек увеличивается. До температуры, примерно 25 °C, разброс не превышает  $\pm 2$  °C, выше составляет  $\pm 5$  °C с максимальными отклонениями 10-15 °C. Температура  $T_{S0} > 50$  °C наблюдается, как правило, при высокой инсоляции, когда быстро осушается верхний слой почвы. В ночные сроки различие между температурами  $T_{Sm}$  и  $T_{S0}$  практически отсутствует.

В нижней части рисунка 1а показан тренд изменений «скачка» температуры в вязком подслое как функция  $DTS = f(T_{sm})$ . При температурах поверхности более 40 °С перепад температур в вязком подслое составляет более 10 °С, с максимальными значениями равными 15 °С.

Далее на рисунке 1б показана разность температур в логарифмическом ( $T_s - T_z$ ) и вязкобуферном ( $T_{s0} - T_s$ ) слоях. Перепад температур в вязком подслое, толщина которого по порядку величин не более  $10^{-1}$  м, превышает перепад температур в нижнем 2-х метровом слое. При разности температур 6 °С в слое  $\Delta z \approx 2$  м, скачок температуры в вязком подслое составляет 10 °С. Такие или еще большие перепады температур создаются в приземном слое при перегревании его от поверхности почвы в дневные часы. Отсюда следует, что на малых высотах в приземном слое, когда  $z \ll |L|$ , фактический градиент температуры превышает градиент автоконвекции ( $\gamma_A = 0,0342$  °С/м) в сотни раз. В этом случае, очевидно, термодинамические процессы теплообмена частиц со средой не являются адиабатическими, а в большей мере похожи на изостерические, когда температура падает с высотой по линейному закону, как в однородной атмосфере. Но остается открытым вопрос, сохраняется ли в слое автоконвекции пристеночные закономерности, для которых необходимым условием является отсутствие влияния стратификации [8].

Расчет DTS выполнен по формуле (4) при средней расчетной высоте шероховатости  $\bar{z}_{0T} = 0,07$  м. Динамическая шероховатость принята равной  $z_0 = 0,05$  м. Во всех случаях (248 наблюдений) балансовое соотношение  $(R - G) = (H + LE)$  выполняется с точностью  $\pm 2,5\%$  (рис.1в). Поэтому, расхождение исследуемых величин более чем 5 °С, присущее как правило летним месяцам, возникает под влиянием случайных факторов, таких как неправильное положение напочвенного термометра на поверхности почвы, экранирование поверхности переменной облачностью, изменение прозрачности атмосферы, например, при наличии тонкой перистой облачности, изменчивости (порывистость) скорости ветра, наличие микро- и мезоособенностей местности [9].

Формула (4) не содержит эмпирических констант, и все ее составляющие определены непосредственно моделью SLEB, т.е. исключены возможные погрешности счета, связанные с присутствием разного рода эмпирических коэффициентов.

На рисунке 1г представлена эмпирическая плотность вероятности разностей расчетных и измеренных температур почвы, которая характеризуется следующими статистическими моментами:  $\mu_1 = (T_{sm} - T_{s0}) = 0,18$ ;  $\mu_2 = \sigma = 4,18$ ;  $\mu_3 = As = -1,11$ ;  $\mu_4 = E = 2,91$ . Обратим внимание, что средняя разность исследуемых величин практически нулевая.

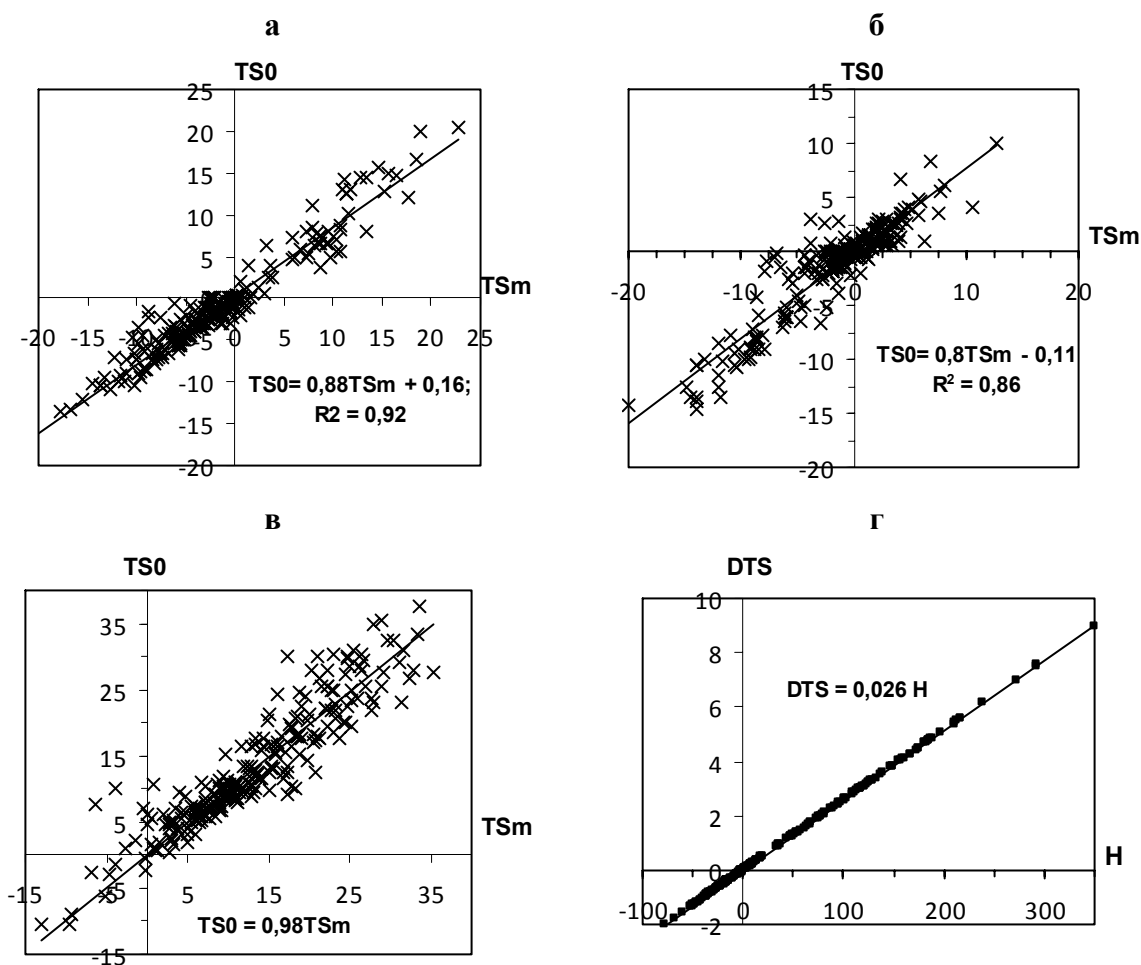
Рисунок 1д иллюстрирует зависимость безразмерной высоты вязкого подслоя  $z^+ = (u_* z_0 / \nu)$  от параметра гидростатической устойчивости  $z/L$ . Среднее значение  $z^+$  при нейтральной стратификации, по нашим расчетам, составляет  $z^+ = 10,6$  и согласуется с известными экспериментами [10], в которых показано, что общая зона вязкого подслоя и буферного слоя лежит в диапазоне  $0 \leq z^+ \leq 11,63$ .

Зависимость  $z^+ = f(z/L)$  группируется в отдельные полосы, соответствующие различным скоростям ветра, значение которых представляется в метеорологических

кодах в виде натуральных чисел. Нижний ряд точек соответствует слабым ветрам 0-1 м/с, далее сформированы ряды по скоростям 2, 3, 4, 5, 6 и 9, 10 м/с.

Далее, на рисунке 2 показаны аналогичные сопоставления измеренной и расчетной температуры поверхности, но уже для весеннего, осеннего и зимнего сезона. Расчеты выполнены для поверхностей, шероховатость которых была в январе  $\bar{z}_{0T} = 0,01$  м, в ноябре  $\bar{z}_{0T} = 0,02$  м, и в апреле  $\bar{z}_{0T} = 0,03$  м. Уравнения регрессии в поле рисунков, свидетельствуют о хорошей корреляционной зависимости исследуемых величин.

Среднеквадратическое отклонение разностей температур, для ноября и января, составляет всего  $\sigma\{T_{Sm} - T_{S0}\} = 2,3$  °С. В апреле, когда температура поверхности почвы начинает прогреваться до значений 25-35 °С, расхождение измеренных и расчетных температур увеличивается.



- а) измеренные  $T_{S0}$  ( $T_{S0}$ ) и расчетные температуры  $T_{Sm}$  ( $T_{Sm}$ ) для ноября, °С;
- б) измеренные  $T_{S0}$  ( $T_{S0}$ ) и расчетные температуры  $T_{Sm}$  ( $T_{Sm}$ ) для января;
- в) измеренные  $T_{S0}$  ( $T_{S0}$ ) и расчетные температуры  $T_{Sm}$  ( $T_{Sm}$ ) для апреля;
- г) зависимость «скачка» температуры в вязком подслое от турбулентного потока явного тепла  $H$ , Вт/м<sup>2</sup> для апреля месяца

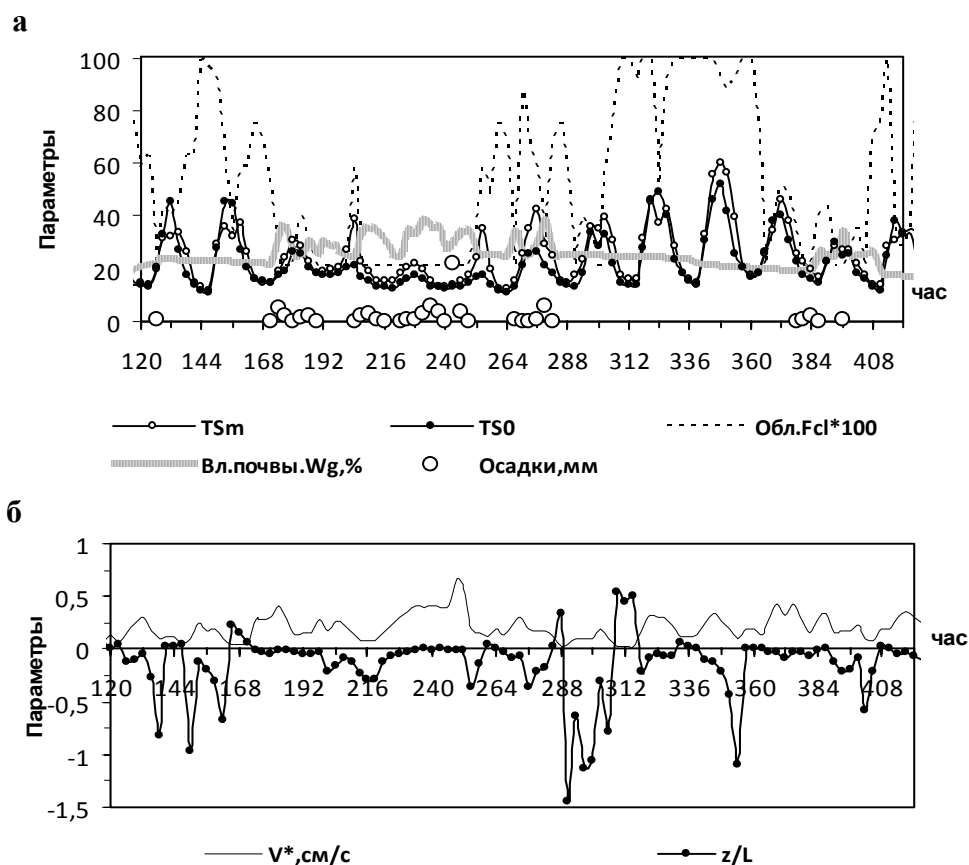
Рис. 2 – Сравнение измеренных  $T_{S0}$  и расчетных  $T_{Sm}$  температур поверхности почвы, °С (января, апреля, ноября, 1998, Любашевка)

На рисунке 2г представлена изменчивость разности температур  $T_{S0} - T_S$  (DTS) в зависимости от величины турбулентного потока явного тепла  $H$ . Зависимость линейная, так как уравнение (4) можно записать так

$$\delta T_{vl} = H \left( \frac{z_{0T}}{\nu} \right), \quad (7)$$

и, тогда отношение  $(z_{0T}/\nu)$ , являясь угловым коэффициентом  $a$ , регрессионного уравнения (показано в поле рисунка) будет определять среднюю толщину слоя термической шероховатости, в данном случае (апрель)  $z_{0T} = 0,026 \approx 0,03$ , без учета малых изменений кинематической вязкости  $\nu$ .

На следующем рисунке 3 показан фрагмент суточных изменений расчетной  $T_{Sm}$  и измеренной  $T_{S0}$  температуры поверхности и иных метеорологических величин, на основе которых рассчитывались искомые параметры, представленные на рис. 1.



- а) измеренные  $T_{S0}$  и расчетные температуры  $T_{Sm}$ , °C;  
 б) динамическая скорость  $u_*$  (см/с) и параметр гидростатической устойчивости  $z/L$ .

Рис. 3 – Суточный ход измеренных  $T_{S0}$  и расчетных  $T_{Sm}$  температур поверхности почвы и иных сопутствующих величин (5-17 июля, 1998 г, Любашевка)

На рисунке 3а, кроме температур поверхности, показан временной ход поправочной функции облачности  $F_{cloud}$ , которая выражена в % (если  $F_{cl} = 100$ , то это соответствует 0/0 баллам, если  $F_{cl} = 20$  – то 10/10 баллов), влажности почвы  $W_g, \%$  и количества осадков в мм. Атмосферные осадки выпадали 7-12, 16 и 26 июля.

Модель реагирует на наличие осадков разной интенсивности и увеличивает влажность почвы  $W_s$ . Начиная с 17 числа месяца (408 час) до 26 июля устанавливается малооблачная погода, влажность почвы постепенно уменьшается пропорционально потерям влаги за счет испарения. Подчеркнем, что все результаты получены только на основе стандартной метеорологической информации.

На рисунке 4 показан суточный ход измеренных  $T_{s0}$  и расчетных  $T_{sm}$  температур поверхности, скорости ветра и количества облачности за зимний период с 14 до 30 января. С 18-го на 19 января (456 ч) проходит холодный фронт, температура поверхности резко падает до отрицательных значений, при скоростях ветра около 5 м/с. Суточные колебания температуры отсутствует до 21.01 (504 час) и только с уменьшением количества облачности до 0-4 баллов ( $F_{cl} \cdot 10 \approx 10$ ) начинает появляться суточная периодичность, усиливающаяся по мере уменьшения скорости ветра.

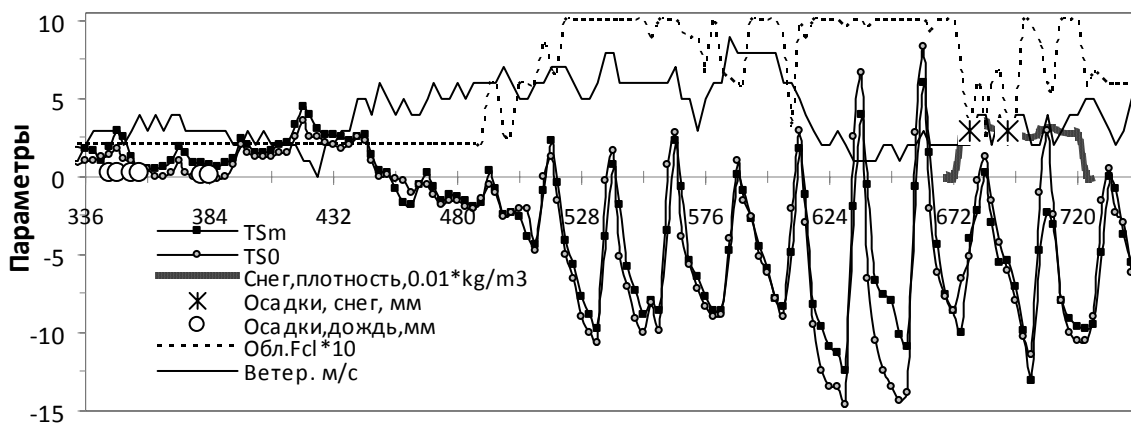


Рис. 4 – Суточный ход измеренных  $T_{s0}$  и расчетных  $T_{sm}$  температур поверхности почвы за зимний период (18-30 января 1998, г. Любашевка)

Наибольшая суточная амплитуда температуры поверхности наблюдается 27-28 января (648-672 ч) и достигает значений  $23^{\circ}\text{C}$ .

Обратим внимание, что при замерзшей почве  $T_{sm} < 0$  и низких температурах воздуха, модель воспроизводит температуру поверхности, с меньшей погрешностью, чем в условиях перегретой почвы.

Процесс образования льда или его таяния реализован в модели следующим образом [11].

1. Для расчета твердой фазы, когда  $T_{sm} < 0$ , используется эмпирическая зависимость для максимального количества жидкой влаги  $W_{sn \max}$ , которая остается незамерзшей при отрицательной температуре

$$W_{sn \max} = W_m + (W_0 - W_m) \exp(T_s / T_0), \quad (8)$$



где  $T_0=273$  °С;  $W_0$ ,  $W_m$  – количество незамерзающей воды при 0° и очень низкой температуре, зависят от типа почвы.

2. Если в верхнем слое почвы при отрицательной температуре  $T_{sm} < 0$ , содержание воды  $W_s > W_0$ , то все тепло воды оставшейся в объеме (1х1х0.1м) почвы, направляется на образование льда при температуре 0°.

3. Если  $T_{sm} < 0$ , а  $W_s > W_0$  и  $W_s > W_{sn\max}$ , то при отрицательном притоке тепла расчет теплоемкости проводится по уравнению

$$C_{sn(об)} = C_w + L_i \frac{\Delta W_{sn\max}}{\Delta T_s}, \quad (9)$$

4. Если  $T_{sm} > 0$ , т.е. температура почвы становится положительной и начинается процесс ее оттаивания, но до этого момента она была замерзшей, то аналогично случаю 1, весь приток тепла расходуется на таяние льда при температуре 0°. Вкладом водяного пара в фазовые переходы влаги в этих процессах пренебрегают. Если же лед отсутствует, то модель возвращается к процессам испарения воды и конденсации водяного пара в почвенных порах.

Эти процедуры введены в связи с тем, что при метеорологических наблюдениях состояние поверхности земли (например, почва, замерзшая или покрытая коркой льда) фиксируется только в утренние сроки наблюдения, а далее, в последующие часы, температура поверхности  $T_{sm}$  может изменяться как при оттаивании, так и при замерзании. Эти изменения и обнаруживаются метеорологическим препроцессором.

#### **Выводы.**

Верификация методики расчета температуры подстилающей поверхности, а именно, сравнение расчетной и измеренной на метеорологических станциях температуры подстилающей поверхности показало тесную корреляционную связь между ними. Их равенство, являясь критерием выполнимости баланса энергетических потоков, позволило определить соотношение энергий, идущих на формирование турбулентных потоков, которые, в свою очередь, определяют структуру и тепловой режим приземного и пограничного слоя.

#### **Список литературы**

1. *Волошин В.Г.* Метод расчета турбулентных потоков и температуры подстилающей поверхности на основе метеорологических наблюдений//Метеорология, климатология и гидрология. – 2002. – № 46. – С. 83-89.
2. *Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курьшина В.Ю.* Энергобалансовая модель приземного слоя атмосферы//Украинский гидрометеорологический журнал. – 2011. – № 9. – С. 38-58.
3. *Монин А.С., Обухов А.М.* Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы//Тр. Геофизин. АН СССР. – 1954. – №24. – С.163-187.
4. *Глобус А.М.* Экспериментальная гидрофизика почвы. – Л.: Гидрометеиздат, 1969.– 355 с.
5. *Орленко Л.Р.* Строение пограничного слоя атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 279 с.

6. *Noilhan J., Planton S.* A simple parameterization of land surface processes for meteorological models//Mon Weather Rev. – 1989. – № 117. – P. 536-549.
7. *Зилитинкевич С.С., Чаликов Д.В.* О расчете вертикальных турбулентных потоков в приземном слое атмосферы по данным градиентных наблюдений//Изв. АН СССР, Физ. атм. и океана. – 1968. – Т. 4. – №9. – С. 915-929.
8. *Налбандян О.Г., Кухарец В.П., Голицын Г.С.* Трехслойная динамическая модель взаимодействия поверхности с приземным слое атмосферы//Изв. РАН, Ф.А.О. – 2002. – Т. 38. – № 3. – С. 293-300.
9. *Степаненко С.Н.* Математическое моделирование мезомасштабных процессов и явлений в атмосфере. – Одесса, 2001. – 280 с.
10. *Брэдшоу П.* Введение в турбулентность и ее измерение. М.: Мир, 1974. 278с.
11. Описание модели общей циркуляции атмосферы ИВМ-РАН-97 /Алексеев В.А., Володин Е.М., Галин В.Я., Дымников В.П., Лыкосов В.Н. .– М.: препринт ИВМ РАН.– 1997.–75 с.

**Метод розрахунку температури підстильної поверхні за стандартними метеорологічними спостереженнями. Степаненко С.М., Волошин В.Г., Куришина В.Ю., Головатюк М.Д.**

*В роботі аналізуються результати розрахунку температури підстильної поверхні, які виконані за допомогою енергобалансової моделі приземного шару атмосфери SLEB. Розрахункові значення температур порівнюються з температурами, які вимірювалися надґрунтовими термометрами при метеорологічних спостереженнях. Процедури, що використовуються, забезпечують хорошу відповідність розрахункових і зміряних температур. Модель SLEB є складовою частиною метеорологічного препроцесора дифузійної моделі забруднення атмосфери МЛАД.*

**Ключові слова:** температура підстильної поверхні, температура повітря у в'язкому шарі, приземний шар атмосфери, тепловий баланс підстильної поверхні.

**Method of computation of the ground temperature based on the standard meteorological observations.**

**Stepanenko S.N., Voloshin V.G., Kurishina V.Yu., Golovatyuk N.D.**

*In the paper the results of calculation of the air surface temperature in the viscous layer obtained by the energy-balance model of the surface layer "SLEB", are analyzed. The calculated values of the air surface temperature in the viscous layer are compared with the values of the ground temperature derived from the weather observations. The procedures used provide a good accordance of calculated and measured temperatures. Model "SLAB" is a compoment part of the meteorological preprocessor of the air dispersion model "MLAD".*

**Keywords:** ground temperature, air surface temperature in the viscous layer, surface layer of atmosphere, thermal balance of surface.