

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ КРУПНОМАСШТАБНОЙ МЕЛИОРАЦИИ БЕЛОРУССКОГО ПОЛЕСЬЯ НА ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ПОЧВ

ВВЕДЕНИЕ

Проведённые крупномасштабные мелиорации Белорусского Полесья второй половины XX века решили задачу комплекса организационно-хозяйственных и технических мероприятий для обеспечения производства сельскохозяйственной продукции и оптимизации водно-воздушного режима. Как показала практика, мелиорация в целом решила поставленные перед ней задачи, но оказала существенное влияние на природные экосистемы, в том числе, и на тепловой режим территорий.

Тепловой режим наряду с водно-воздушным определяют, главным образом, сельскохозяйственную продуктивность земель. По этой причине изучение закономерностей формирования теплового режима почв является одной из актуальных задач земледелия. Целенаправленное регулирование данного процесса будет способствовать повышению урожайности и улучшению качества возделываемых сельскохозяйственных культур.

Несмотря на то, что микроклимат оказывает существенное влияние на рост сельскохозяйственных культур и их урожайность, в настоящее время недостаточно внимания уделяется этому фактору. Как правило, рассматриваются вопросы о внесении удобрений, об использовании новых сортов, средств борьбы с сорной растительностью и т. д. [1–3].

Белорусское Полесье располагается в пределах Брестской и Гомельской областей, с площадью осушенных земель 7315,9 и 1415,5 тыс. га соответственно. Это составляет примерно 19 % всех земель этих областей [4], основная часть которых находится на территории Белорусского Полесья.

В ближайшее время расширение сельскохозяйственных угодий не представляется возможным, поэтому одна из основных задач видится в интенсификации урожайности. Безусловно, главным фактором её повышения, помимо качества семян и внесения удобрений, является количество теплоты, которое приходится на поверхность почвы, а также влагообеспеченность корнеобитаемого слоя.

Характер изменения теплового режима осушенных и неосушенных территорий имеет различную структуру и определяется как климатическими факторами, так и

степенью мелиорированности [5,6]. В первую очередь, меняется коэффициент теплопроводности, который варьируется от 0,1 Вт/(м⁰К) для сухого торфа и до 0,5 Вт/(м⁰К) для увлажнённого [7]. За счёт лучшей теплопроводности нижние слои влажной почвы сильнее прогреваются и дольше удерживают тепло при уменьшении температуры атмосферного воздуха.

Влажная почва за счёт присутствия в ней воды обладает большей теплоёмкостью по сравнению с осушенной. Следовательно, почва требует большего количества теплоты для нагревания, но и медленнее отдаёт тепло при остывании.

Основным источником тепла является лучистая энергия солнца. Поглощаемая почвой, она превращается в тепловую, которая передаётся в нижние горизонты либо возвращается в атмосферу соответственно посредством явления теплопроводности или теплового излучения и отражения [8]. Разность поглощаемой и излучаемой энергий представляет собой энергию, которая идёт на нагревание земной поверхности. При возрастании градиента температур между верхними и нижними слоями почвы, большее количество тепла уходит вниз [9].

В зависимости от теплоёмкости почва может поглотить только определённое количество теплоты. В силу того, что процесс теплопередачи от верхних слоёв к нижним идёт довольно медленно, избыточная энергия будет дополнительно отражаться в окружающую среду. В результате приземный воздух нагревается сильнее, что приводит к его перемещению в области более низкого давления. Таким образом, эти воздушные массы уносят с собой тепловую энергию с осушенных территорий [10].

Целью настоящего исследования является оценка изменения теплового режима мелиорированных земель Белорусского Полесья.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу исследования положено решение уравнения радиационного баланса, который формирует тепловой режим почв. В основу же радиационного баланса положен закон сохранения энергии с ее изменениями и превращениями применительно к конкретному участку почвы. На рис. 1 приведена схема теплообмена между земной поверхностью и окружающей средой [11].

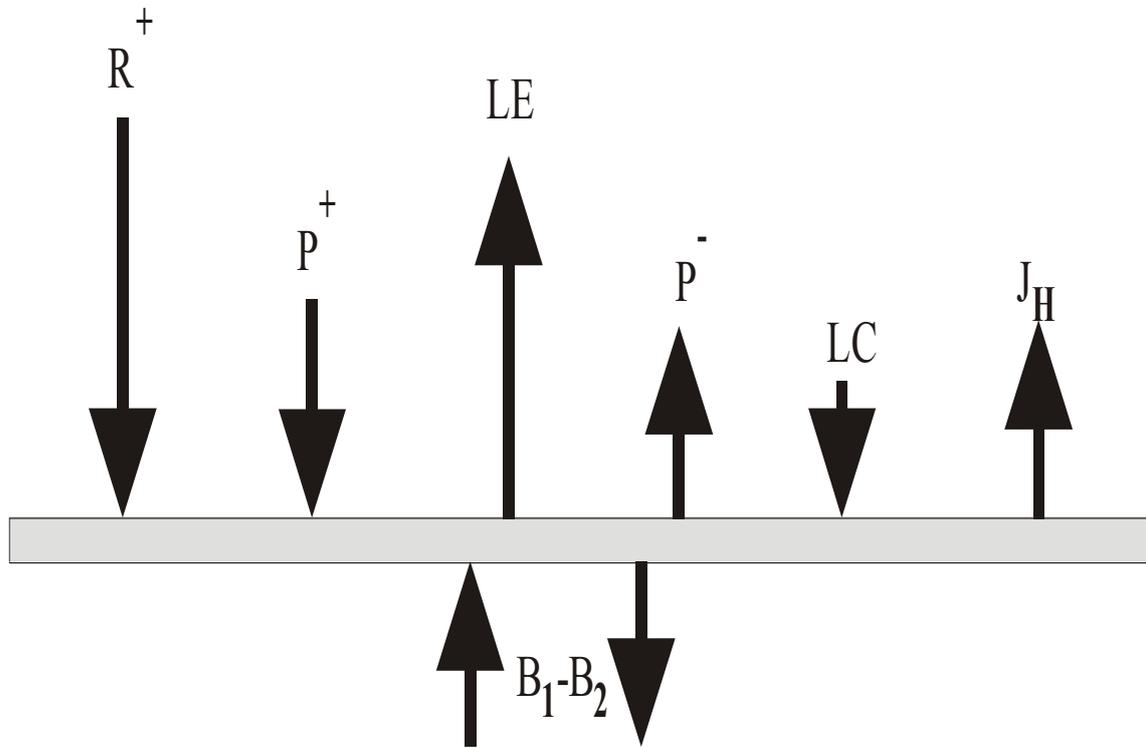


Рис. 1. Схема теплообмена.

Закон сохранения энергии в процессе теплообмена происходит в соответствии с вышеприведённой схемой и записывается в виде [11, 12]:

$$R^+ + P^+ + B_1 - B_2 = L \cdot E + P^- + J_H - L \cdot C, \quad (1)$$

где R^+ – радиационный баланс – разность между поглощенной коротковолновой (прямой и рассеянной) радиацией Солнца и балансом длинноволнового излучения (излучения земной поверхности за минусом противоизлучения атмосферы) в дневные и частично в сумеречные часы суток; P^+ – положительная составляющая турбулентного теплообмена – тепло, которое поступает на участок суши в связи с движением воздуха – адвентивное тепло; $B_1 - B_2$ – изменение запасов тепла в деятельном слое почвогрунта – теплообмен в почве; LE – расход тепла на суммарное испарение; P^- – расход тепла на нагревание воздуха – турбулентный теплообмен; J_H – длинноволновое (эффективное) излучение земной поверхности в ночные часы суток; LC – тепло конденсации; L – скрытая теплота испарения воды.

Уравнение (1) значительно упрощается, если принять следующие обозначения:

- теплоэнергетические ресурсы

$$L \cdot E_0 = R^+ + P^+ + B_1 - B_2, \quad (2)$$

- суммарный теплообмен

$$T = P^- + J_H - L \cdot C. \quad (3)$$

Тогда оно примет вид:

$$L \cdot E_0 = L \cdot E + T. \quad (4)$$

Величина E_0 является эквивалентом теплоэнергетических ресурсов процесса теплообмена (испаряемость) и выражается в толщине слоя воды, который может испариться при воздействии на данный процесс всех тепловых ресурсов. Величина T представляет собой суммарный теплообмен на нагревание приземного воздуха и на ночное эффективное излучение земной поверхности, частично компенсируемое противоизлучением атмосферы и теплом конденсации водяных паров воздуха на охлажденных элементах земной поверхности [11, 12].

Сброс воды при осушении прямо либо косвенно влияет на все составляющие радиационного баланса. Исключение составляет величина среднегодового радиационного баланса R^+ , которая является устойчивой для данной местности.

Для описания закономерностей формирования температурного профиля почв использовано уравнение теплопроводности [13, 14, 15]:

$$\rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} = k \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right), \quad (5)$$

где ρ – плотность, кг/м³; C_p – теплоемкость, Дж/(моль⁰К); k – теплопроводность, Вт/м⁰К; T – температура, ⁰К; ∇ – гамильтониан.

Численное моделирование теплового режима почв [16] сводятся к вычислениям профильного распределения их температур [17]. Экспериментальным путём определить температуру на заданной глубине можно, применив современные термодатчики [18, 19]. На практике использование этих способов затруднено, так как требует большого количества аппаратуры и измерений. В тоже время существуют другие методы оценки тепла почвы на заданных глубинах, например, через известную температуру поверхности почвы [20]. Однако предварительное получение функции теплопроводности с использованием метода тепловой волны для обширных территорий является проблематичным.

Решением выше очерченной проблемы является метод математического моделирования. Для этого необходимо определить начальные климатические условия, что, в свою очередь, поможет рассчитать температурный профиль почвы и вычислить количество теплоты, аккумулированной ею.

Для количественной оценки изменения теплоемкости почв проведён численный эксперимент по следующей схеме: в качестве условного объема принята почва в 5 м^3 с размерами 1 м – ширина, 1 м – длина и 5 м – глубина; выбранное значение глубины с запасом соответствует уровню, на котором прекращаются колебания температуры, связанные со степенью прогревания воздуха солнечными лучами [21].

В исследовании рассматривались модели двух наиболее распространённых почв: торфяно-болотной, состоящей из верхнего слоя торфа, глубиной 2 м, и нижнего слоя песка, глубиной 3 м; дерново-подзолистой, в состав которой входят верхний слой песка, глубиной 1 м, и нижний слой крупнозернистого песка, глубиной 4 м. Так как наибольшую площадь Белорусского Полесья занимают дерново-подзолистые почвы (более 35 %), далее идут дерново-подзолистые заболоченные (около 27,5 %) и торфяно-болотные (около 20 %) [22].

Для дерново-подзолистых почв расчёты производились для различных уровней грунтовых вод (УГВ): 0 м, 0,4 м, 0,8 м и 1 м.

Численное решение математической модели получено методом конечных элементов [23].

На базе специализированного программного обеспечения создана модель переноса тепла в почве и исследована динамика её прогрева в естественных условиях [24].

Исходными данными послужила метеорологическая информация по метеостанции Полесская, которая находится в центре Белорусского Полесья и является репрезентативной для данного региона [25]. Температура воздуха принималась равной среднему многолетнему значению для данного дня в 19:00, что является равным среднему значению температуры в рассматриваемый день.

С использованием приведённой выше методики выполнен численный эксперимент по построению температурного профиля почв для следующих граничных условий:

1. На верхней поверхности почвы задавался поток теплоты, равный среднемесячному потоку солнечного излучения, падающего на единицу площади горизонтальной поверхности.
2. На нижней поверхности почвы задавалось условие термостабилизации при температуре $9,1 \text{ }^{\circ}\text{C}$ [26], равной среднегодовой температуре воздуха над поверхностью [27].

3. На поверхности почвы также задавалось условие конвективного теплообмена [12]:

$$\nabla(-k\nabla T) = 0. \quad (6)$$

4. На боковых границах выделенного объёма применялись условия теплоизоляции.

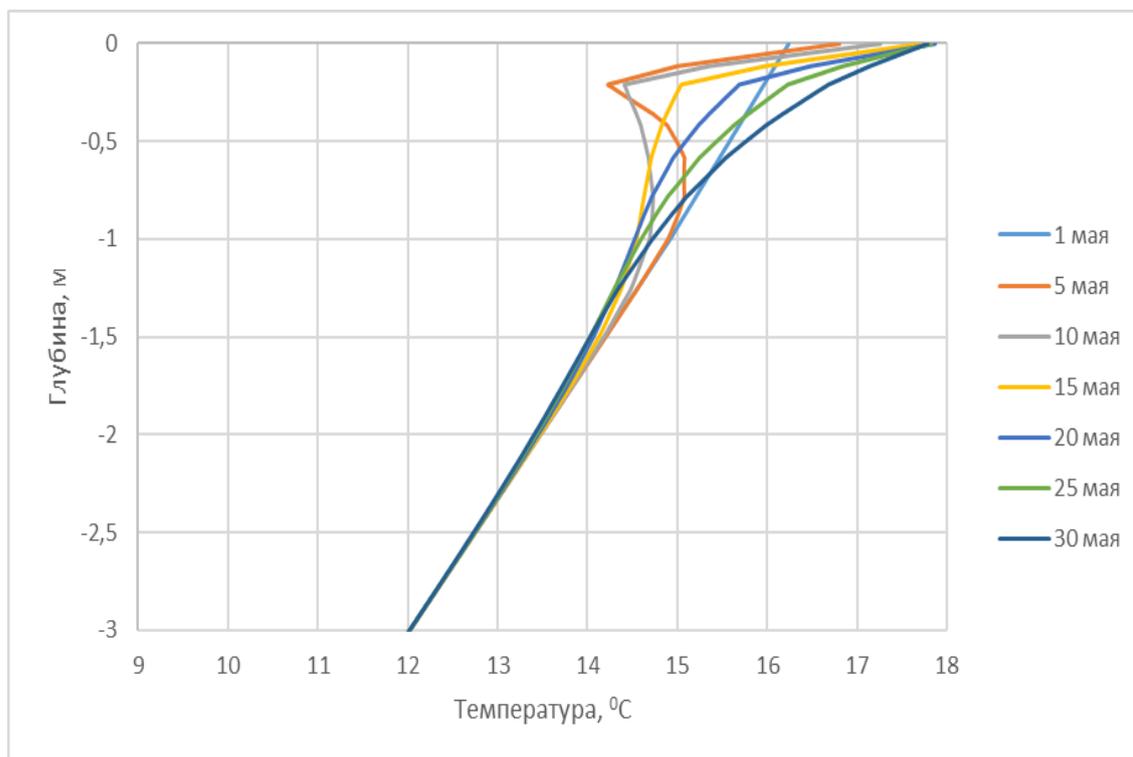
5. Испарение с поверхности почвы определялось как изменение внутренней энергии воды при испарении по формуле [28]:

$$Q = Lm - \nu RT, \quad (7)$$

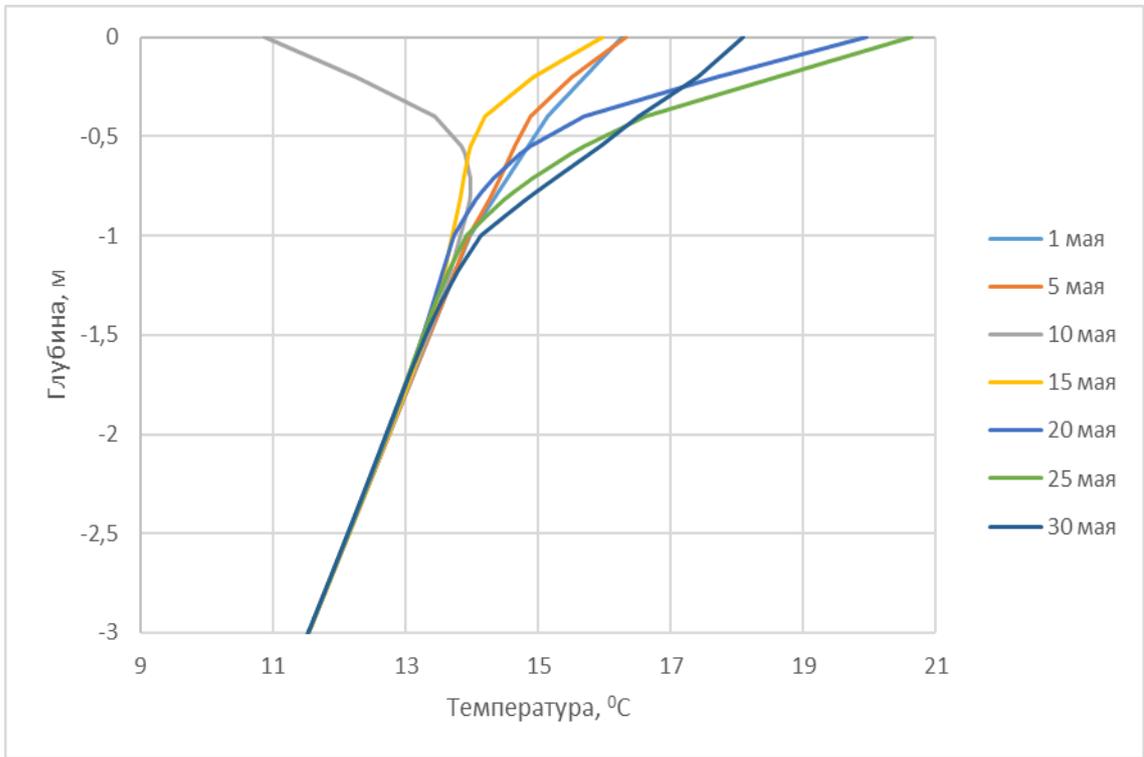
где L – удельная теплота парообразования, Дж/кг; m – масса испарившейся воды, кг; ν – количество вещества испарившейся воды, моль; T – температура воздуха, $^{\circ}\text{K}$; R – молярная газовая постоянная, Дж/моль $^{\circ}\text{K}$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

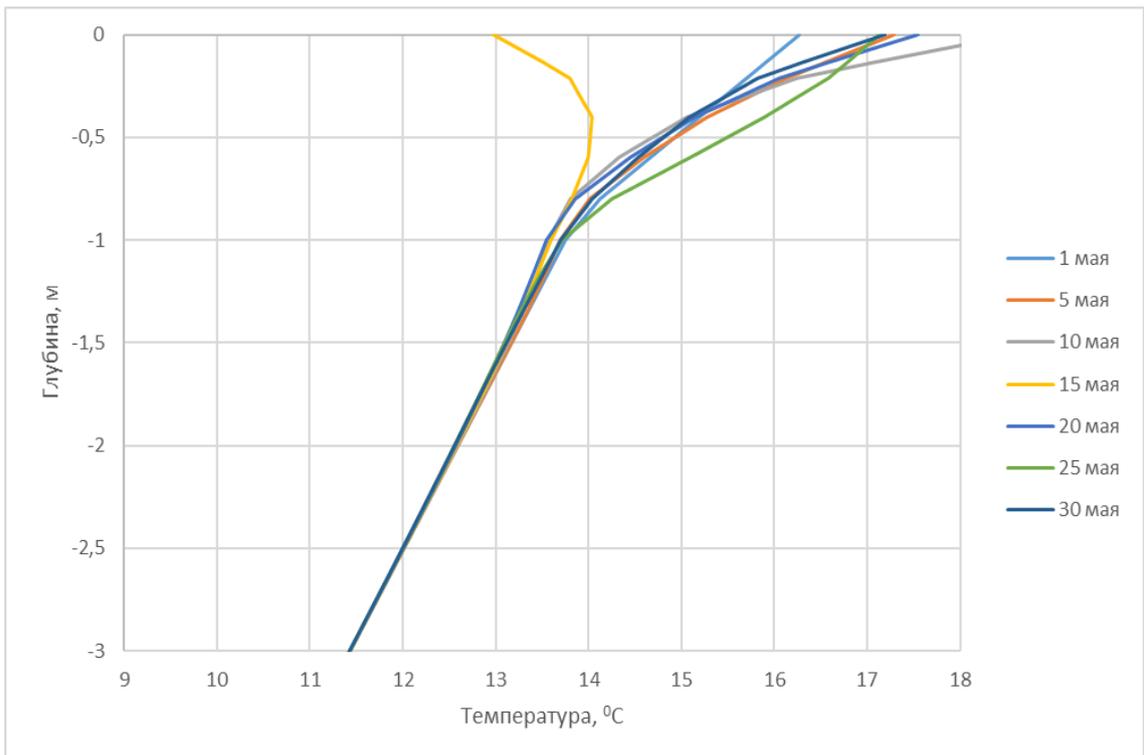
В результате численного эксперимента получено распределение температуры почвы по всей толщине моделируемой системы с интервалом осреднения за сутки с мая месяца по октябрь включительно. В качестве примера на рисунке 1 приведены графики зависимостей для мая месяца.



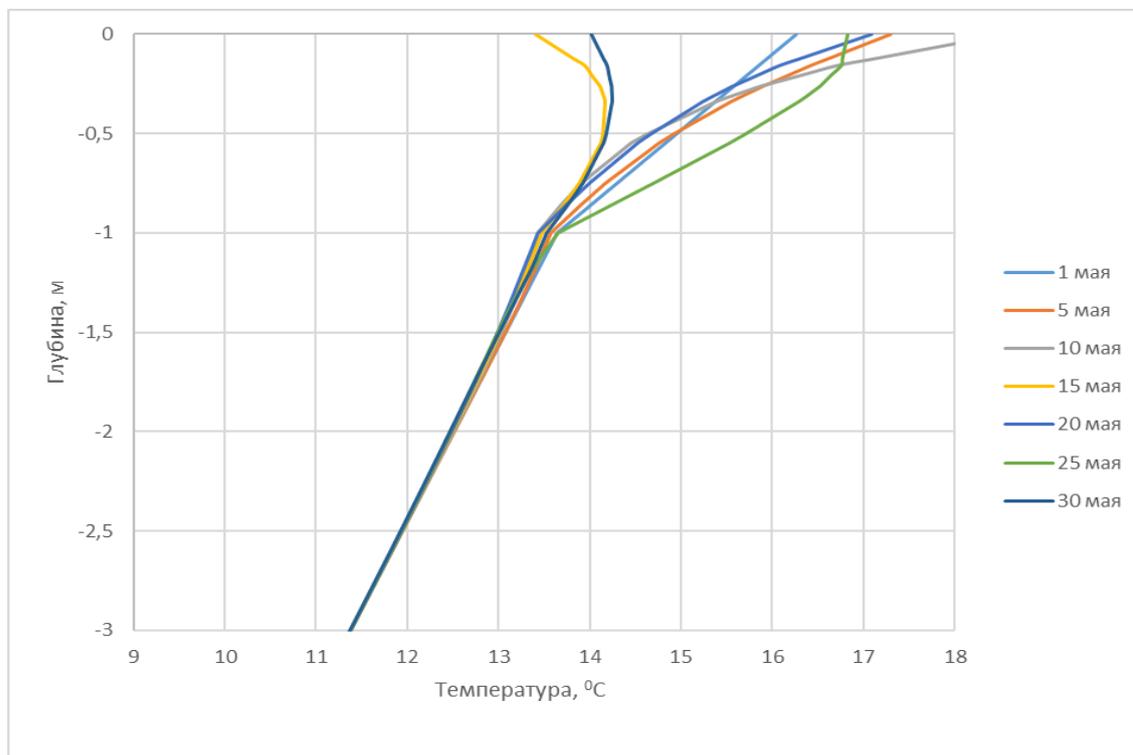
а).



б).



в).



г).

Рис. 2. Распределение температуры дерново-подзолистой почвы по глубине для выбранных дней: а). без осушения, б). с осушением на 0,4 м, в). с осушением на 0,8 м, г). с осушением на 1 м.

Из приведённых графиков видно, что для осушенных земель степень зависимости нагрева почвы в поверхностном слое достаточно сильно зависит от температуры атмосферного воздуха. Для почв без осушения разброс температурных величин на протяжении месяца составляет 4°C ; для осушенных почв температура достигает величины около 8°C . Это вызвано сбросом воды из корнеобитаемого слоя почвы, которая обладает большей теплоёмкостью по сравнению с воздухом.

На графике для неосушенной почвы колебания температур практически не наблюдаются на глубине около 1,5 м, а для осушенной это происходит уже на глубине около 0,8 м. Аналогичная картина наблюдается и для остальных рассматриваемых месяцев.

Обратимся к графикам, представленным на рис. 3, на которых показано распределение температуры почвы по глубине для одного дня. В качестве примера взяли 1 мая. Из них следует, что в осушенном слое почвы, при приближении к поверхности температура растёт с большей скоростью, чем в почве без осушения. Изменение скорости возрастания температуры, как видно, происходит на верхнем уровне грунтовых вод.

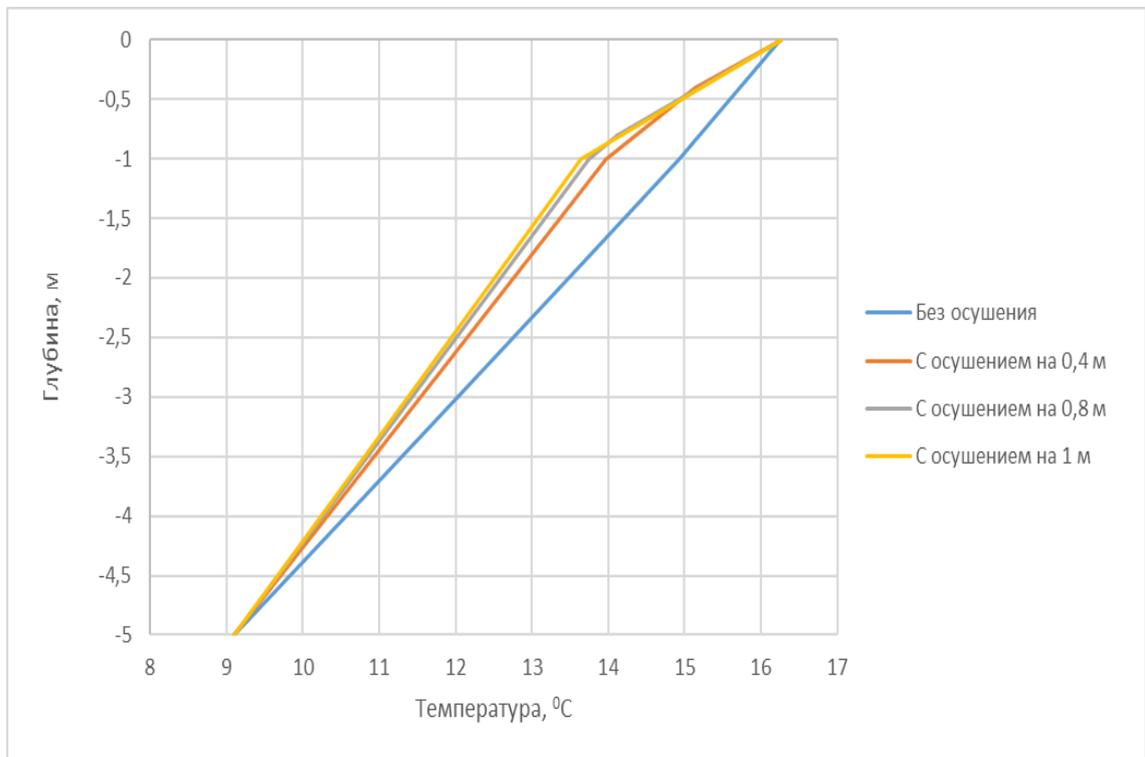
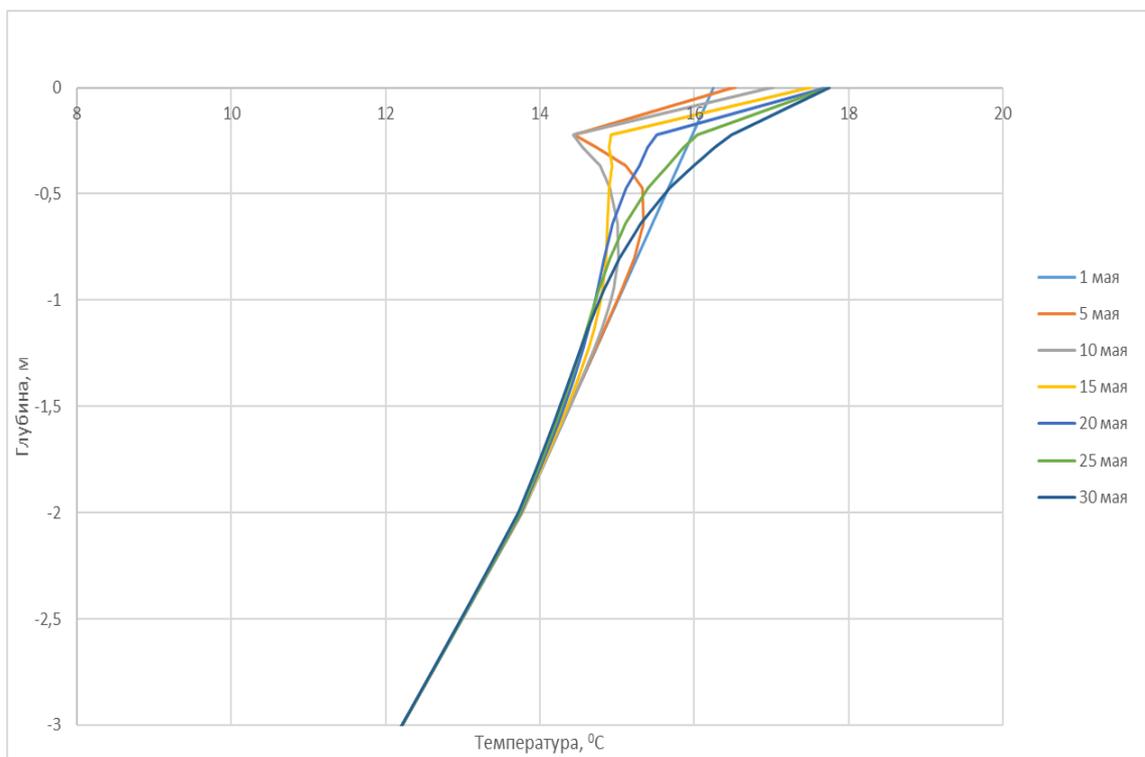


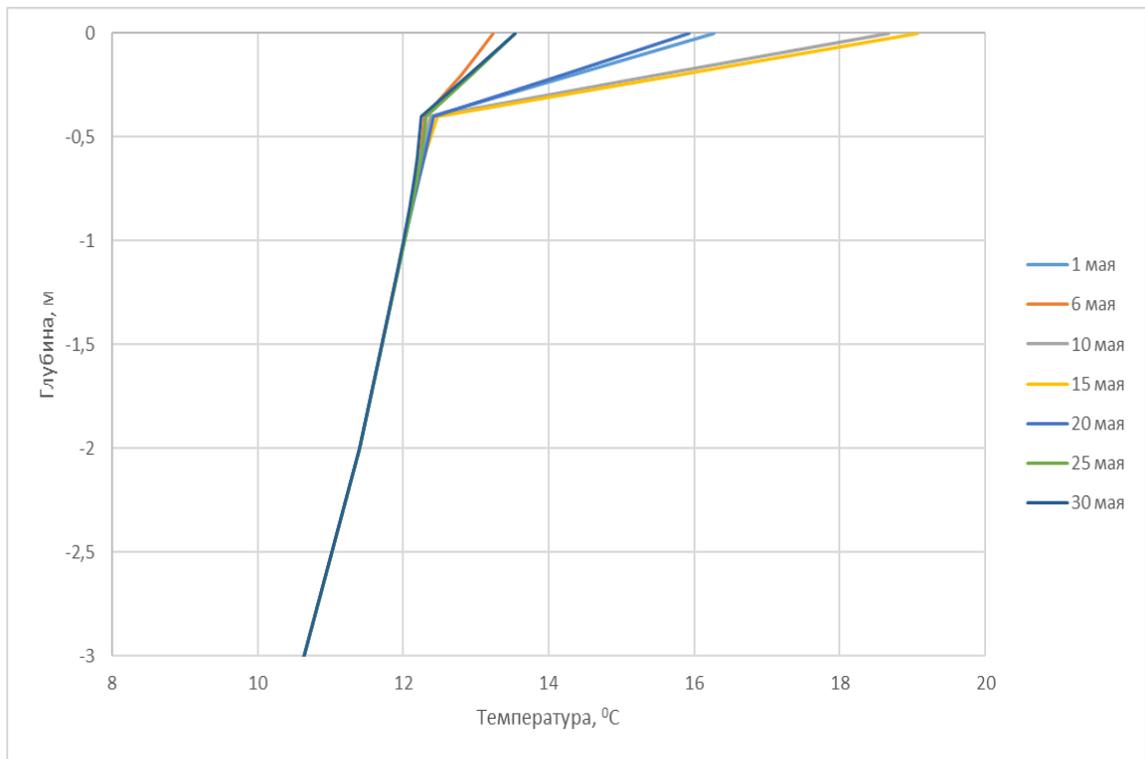
Рис. 3. Распределение температуры почвы по глубине для 1 мая.

Для торфяно-болотных почв расчёты проводились для уровней УГВ 0 м, 0,4 м и 0,8 м. Граничные условия выбирались аналогичные, как и для дерново-подзолистых почв.

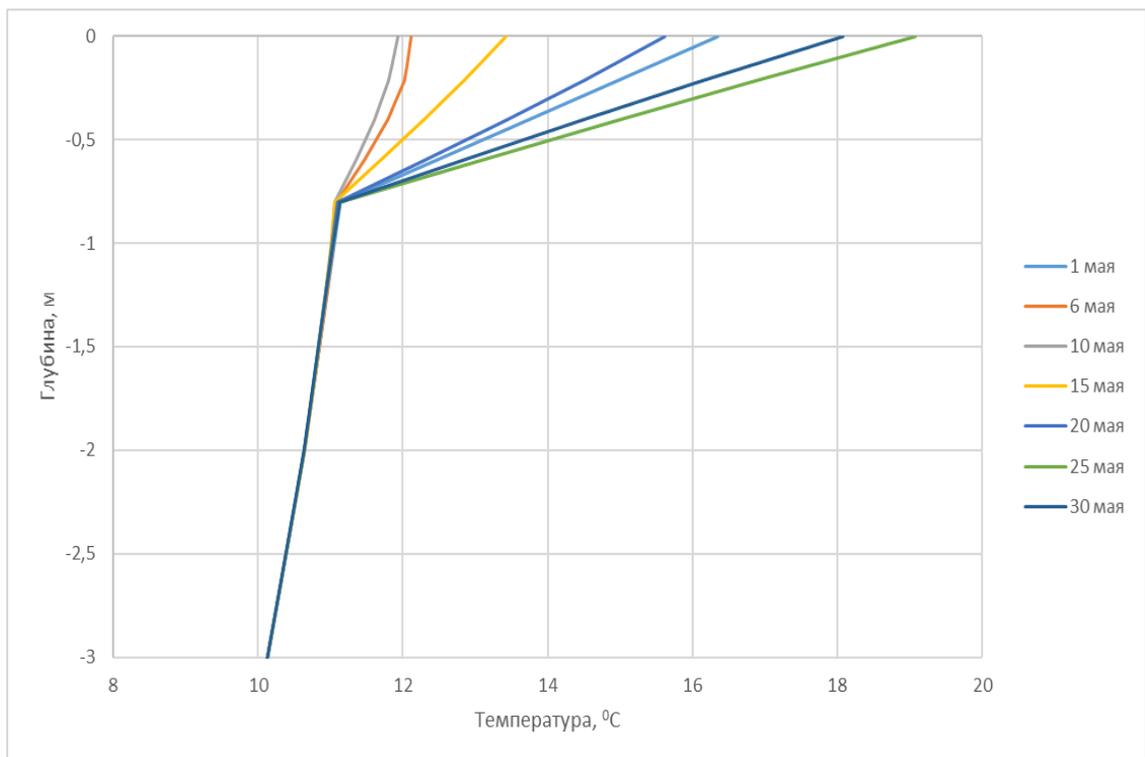
В результате численного эксперимента получили распределение температуры по всей толщине рассматриваемой системы посуточно с мая месяца по октябрь.



а).



б).



в).

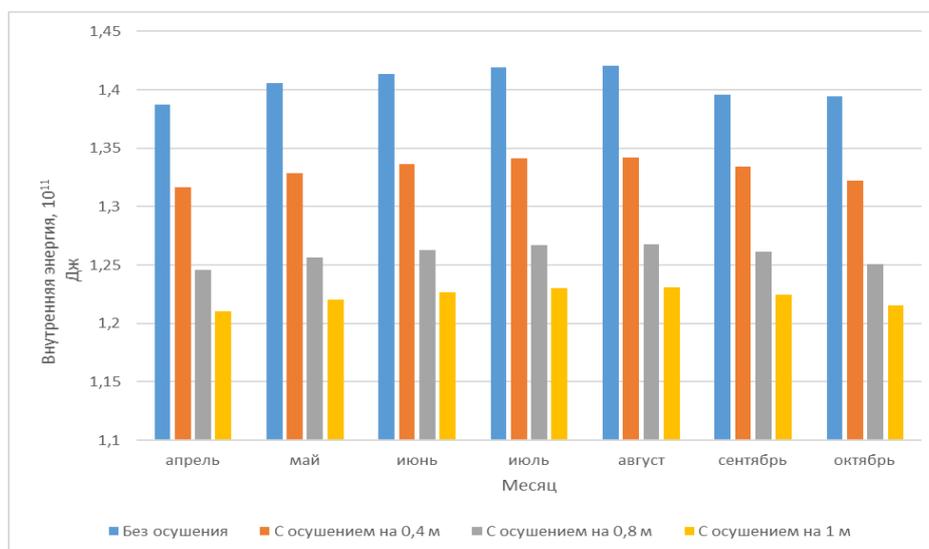
Рис. 4. Распределение температуры торфяно-болотной почвы по глубине для выбранных дней: а). без осушения, б). с осушением на 0,4 м, в). с осушением на 0,8 м.

В зависимости от свойств почвы на глубине от 0,35 м до 1 м суточные колебания температуры почвы затухают [29]. Так для почвы без осушения колебания температурных величин практически не наблюдаются на глубине около 1 м, а для осушенной это происходит уже на глубине около 0,8 м.

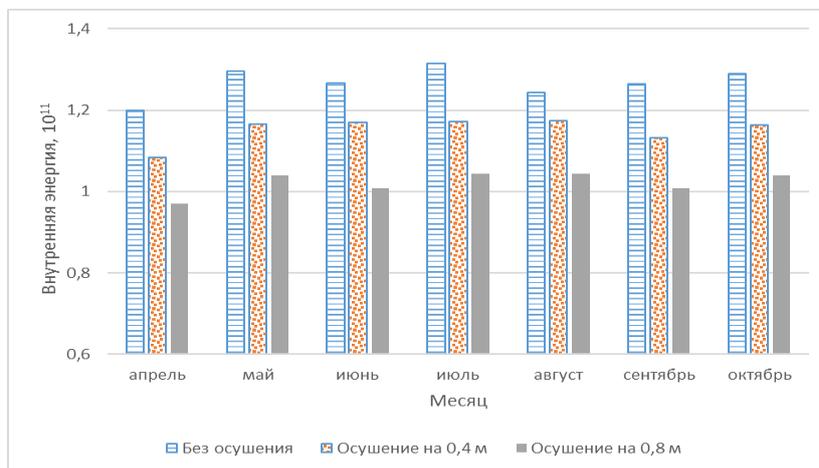
В слое почвы без осушения колебания температур начинают происходить примерно на глубине 2,5 м. С приближением к поверхности температура равномерно возрастает. На глубине 2,5 м в исследуемой модели лежит слой постоянной температуры. А вот её скачки, которые наблюдаются в отдельные дни на глубине около 0,2 м, связаны с инертностью процесса нагревания почвы.

При снижении УГВ на 0,8 м колебания температуры атмосферного воздуха оказывают существенное влияние на температуру почвы уже на глубине верхнего уровня воды.

В процессе осушения, как видно из диаграмм, изображённых на рис. 5, количество теплоты, аккумулированной почвами, понижается с уменьшением УГВ. Для дерново-подзолистых почв разность энергий до сброса воды и с осушением на 0,8 м достигает максимума в августе и составляет $1,53 \cdot 10^{10}$ Дж. Для торфяно-болотных почв эта величина при такой же норме осушения является максимальной в июле ($2,7 \cdot 10^{10}$ Дж.). Таким образом дерново-подзолистые почвы более устойчивы к потере теплоты при осушении.



а).



б).

Рис. 5. Аккумулируемая энергия: а). дерново-подзолистыми почвами, б). торфяно-болотными почвами

Таким образом при осушении болот вместе с водой уходит большое количество энергии, которое составляет порядка 10^{10} Дж с 1 м^2 или 10^6 Дж с га. Если учесть, что Белорусское Полесье, площадь которого около 5 млн га [9], осушено полностью, то количество теплоты, что недополучает почва региона за вегетационный период, будет порядка 10^{16} Дж. Для сравнения: установленная мощность генерирующих энергоисточников Республики Беларусь составляет 10 073,99 МВт, что равно $8,7 \cdot 10^{14}$ Дж в сутки или $2,4 \cdot 10^{12}$ Дж в год [30].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Уменьшение средней теплоёмкости и теплопроводности почвы вследствие уменьшения её влажности ведёт к снижению количества тепла, аккумулируемого почвой. Это может приводить к поздним заморозкам весной и ранней осенью, что также не способствуют росту урожайности сельскохозяйственных культур. В тоже время происходит переосушка верхнего слоя почвы, и создаются неблагоприятные условия для произрастания растений.

Поэтому при разработке планов управления мелиоративными системами, проектировании севооборотов, подбора агротехнических приёмов возделывания сельскохозяйственных культур, необходимо учитывать процессы перераспределения тепла в почве.