

УДК 631.416.143

**МАТЕМАТИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ СОЛЁННОСТИ ПОЧВЫ**

<sup>1</sup>Сурмава А. А., <sup>2</sup>Тугуши Н. К., <sup>3</sup>Шавлиашвили Л. У., <sup>3</sup>Инцкирвели Л. Н. Мдивани С.

<sup>1</sup>Институт Геофизики. М. Ноди, Грузия.

<sup>2</sup>Институт почвоведения, агрохимии и мелиорации. Грузия.

<sup>3</sup>Институт Гидрометеорологи Грузии, Грузия.

Засолённые почвы расположены в некоторых засушливых районах Восточной Грузии. Общая площадь таких земель составляет значительную территорию - около 250 тыс. га [1,2]. Засолённые почвы практически непригодны для сельскохозяйственного производства. Они характеризуются весьма низкой урожайностью. Такие почвы в большом количестве содержат токсичные вещества, которые под действием агромелиоративных и метеорологических процессов растворяются, превращаются в другие соли, фильтруются в глубь почвы или-же поднимаются на поверхность земли и накапливаются в определённых частях почвы. Процессы аккумуляции и переноса солей в почве зависят от многих факторов, в том числе от климатических условий территории и агрофизических и агрохимических свойств почвы [3,4].

В естественных природных условиях Грузии, в районах с влажным климатом, засоленных почв нет. Засоленные почвы встречаются только в Восточной Грузии, на территориях которой в результате капиллярного подъёма соляного раствора и испарения водяного пара, соль осаждается в верхней части почвы в виде кристаллических отложений. Если агрофизические свойства почвы таковы, что процесс инфильтрации преобладает над процессом капиллярного подъёма, соль должна переноситься в глубь почвы, и засоленность почвы на поверхности должна уменьшаться. Последнее предположение используется на практике для разработки методов рекультивации засоленных почв [4,5]. В настоящее время рекультивированы около 84 тыс. га. Урожайность этих земель низкая. Поэтому разработка новых методов улучшения качества почвы имеет важное практическое значение.

Одним из таких методов является уменьшение солёности солонцовых почв путем механического внесения активного сорбента и последующего и периодического орошения почвы [5]. Схема процесса уменьшения солёности следующая. В верхний 30-40 см слой почвы вносят активный сорбент, который способствует распаду NaCl на ионы. При орошении ионы натрия связываются с молекулами воды и переносятся вместе с водой в глубинные части почвы. В результате уменьшается солёность в верхней части почвы. При этом важно, чтобы геофизические свойства почвы обеспечивали бы преобладание процесса инфильтрации над капиллярным подъёмом воды и растворенной соли.

Целью настоящей статьи является разработка математической модели вышеописанного процесса. Рассматривается активный слой почвы с толщиной 2 м. Поверхность почвы горизонтальна и физико-химические свойства почвы однородны по горизонтальным направлениям. Тогда можно рассмотреть одномерную задачу и процесс растворения соли и её инфильтрацию описать с помощью следующей системы уравнений [6, 7, 8]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial w}{\partial t} + \alpha(z,t) &= \frac{\partial}{\partial z} \left[ D(w+q) \frac{\partial w}{\partial z} \right], \\ \frac{\partial q}{\partial t} + \beta(z,t) &= \frac{\partial}{\partial z} \left[ D(w+q) \frac{\partial q}{\partial z} \right] - C(q - q_{sat}), \\ \frac{\partial Q}{\partial t} &= C(q - q_{sat}), \\ M\sigma &= I - M + Q \end{aligned} \quad (1)$$

где  $t$  - время;  $z$  - вертикальная координата, направленная с поверхности земли в глубь почвы;  $w$  - объёмное содержание воды в почве;  $Q$  - объёмное содержание в почве нерастворённой фракции соли;  $q$  - объёмное содержание в почве растворённой фракции соли;  $D$  - коэффициент диффузии воды и растворённой фракции соли;  $M$  - объёмное содержание нерастворяющейся части почвы;  $C$  - скорость растворения соли;  $\alpha$  и  $\beta$  описывают инфильтрацию воды и растворённой фракции соли в почве. Их можно представить следующим образом:

$$\alpha(z,t) = \begin{cases} K_{\max} \frac{\partial w}{\partial z}, & \text{когда } K_{\max} \geq 10^{-5} \text{ cm/c} \\ \frac{w}{w+q} \frac{\partial K(w)}{\partial z}, & \text{когда } K_{\max} \leq 10^{-5} \text{ cm/c} \end{cases},$$

$$\beta(z,t) = \begin{cases} K_{\max} \frac{\partial q}{\partial z}, & \text{когда } K_{\max} \geq 10^{-5} \text{ cm/c} \\ \frac{q}{w+q} \frac{\partial K(q)}{\partial z}, & \text{когда } K_{\max} \leq 10^{-5} \text{ cm/c} \end{cases},$$

где  $K$  - коэффициент фильтрации. Значения коэффициентов фильтрации и диффузии определяются с помощью выражений [7]:

$$K(x) = K_{\max} R(x), \quad D(x) = D_{\max} R(x), \quad R = \left( \frac{x - x_0}{\sigma - x_0} \right)^{3.5} \frac{V_w}{V_x}.$$

Здесь  $x$  обозначает  $w$  или  $q$ ;  $K_{max}$  и  $D_{max}$  являются максимальными значениями коэффициентов фильтрации и диффузии, соответственно;  $\sigma$  - пористость почвы;  $x_0$  - объёмное содержание связанной воды в почве;  $\nu_x$  - молекулярная вязкость воды и растворенной соли.

Скорость растворения соли в воде в первом приближении можно записать следующим образом:

$$C = \frac{AQ}{Tq_{sat}},$$

где  $T=const$  - время, за которое достигается насыщенное состояние;  $A$ - постоянный коэффициент.

Для решения системы (1) используются следующие начальные и граничные условия:

$$w(0, z) = w_0, \quad q(0, z) = 0, \quad Q(0, z) = Q_0(z), \quad \text{когда } t = 0,$$

$$w(t, 0) = \begin{cases} w_0 + (\sigma - w_0) \sin \frac{2\pi t}{48 \text{ ч}}, & \text{когда } \begin{cases} 0 \leq t \leq 2 \times 24 \text{ ч.} \\ 30 \times 24 \text{ ч.} \leq t \leq 32 \times 24 \text{ ч.} \\ 60 \times 24 \leq t \leq 62 \times 24 \text{ ч.} \end{cases} \\ w_0, & \text{для остальных } t \end{cases}, \quad \frac{\partial q(t, 0)}{\partial z} = \gamma q(t, 0) / q_{sat}, \quad \text{когда } z = 0, \quad (2)$$

$$\frac{\partial w}{\partial z} = \frac{\partial q}{\partial z} = 0, \quad \text{когда } z = H.$$

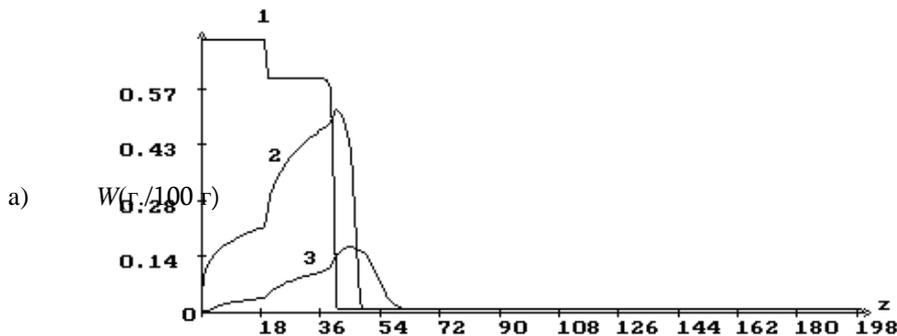
система уравнений (1) с условиями (2) решается численно с помощью неявной монотонной схемы [8] на равномерной сетке. Используются следующие значения параметров [4,5]:  $H = 2$  м;  $T = 1$  час;  $q_{sat} = 0.35w$ ;  $\gamma = 5 \times 10^{-8}$  м/с;  $A = 0.005$ ;  $\nu_w = \nu_x$ ;  $w_0 = 0.07$ ;

Численное моделирование изучаемого процесса осуществлялось в течение 90 суток. Согласно формуле (2) в течение 1-2, 31-32 и 61-62 суток почва орошалась. При этом за первые четыре часа содержание воды на поверхности почвы достигало максимального значения (пористости почвы) и оставалось постоянным в течение 40 часов, после чего в течение четырёх часов постепенно уменьшалось до минимального значения (объёмного содержания связанной воды). Результаты численного моделирования иллюстрируются на рис.1- 4.

Таблица 1 Значения гидрофизических параметров почвы

глубина (см)	пористость почвы	остаток сухой соли, $Q$ (г/100г)	коэффициент фильтрации, $K_{max}$ (см/с)	коэффициент диффузии, $D$ (см <sup>2</sup> /с)
0-20	0.7	0.45	$5 \times 10^{-3}$	$10^{-7}$
20-40	0.6	1.04	$1 \times 10^{-4}$	$10^{-7}$
40-60	0.5	1,32	$10^{-6}$	$10^{-7}$
60-80	0.5	1.20	$10^{-6}$	$10^{-7}$
80-100	0.5	1.20	$10^{-6}$	$10^{-7}$
100-200	0.5	1,20	$10^{-6}$	$10^{-7}$

На рис. 1 показаны эпюры объёмного содержания воды для различных моментов времени. Из рис. 1а видно, что к концу первых суток верхний 40 см слой почвы полностью насыщен водой. Вода в нижний слой почвы ещё не проникла. К концу вторых суток на поверхности почвы содержание воды значительно уменьшено и оно начинает постепенно проникать в нижний 40-60 см слой почвы. К 15 суткам поверхность почвы полностью осушена и водность почвы растёт с глубиной. Максимальное водосодержание находится на уровне около 45 см. Ниже этого уровня водность резко падает.



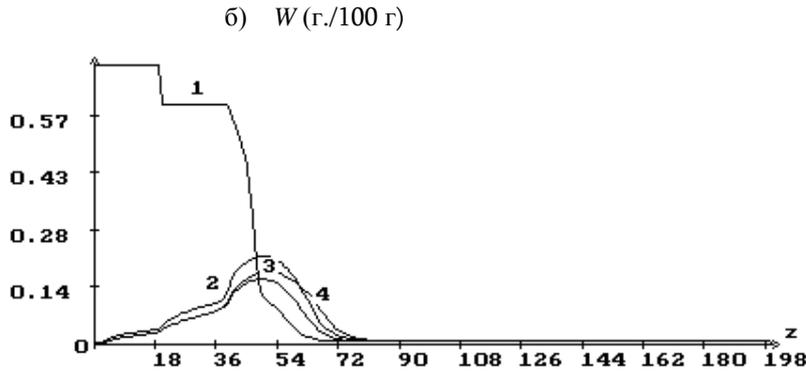
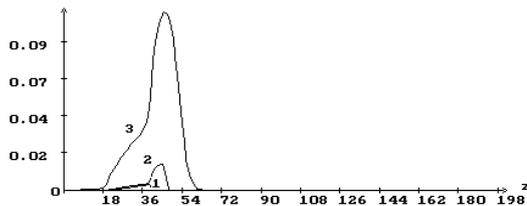


Рис. 1. Объёмное содержание воды в почве (г/100 г):  
 а)  $t = 1, 2$  и 15 суток – эпюры 1, 2 и 3, соответственно;  
 б)  $t = 32, 60, 75$  и 90 – эпюры 1, 2, 3 и 4, соответственно.

. Так продолжается до тридцати первых суток. Начиная с 31сутки, из-за повторного орошения, описанный выше процесс повторяется с периодичностью, равной тридцати суткам (Рис. 1б). Из этих рисунков можно заметить, что интенсивность инфильтрации существенно зависит от максимального значения коэффициента фильтрации. Поскольку значения  $K_{\max}$ , ниже уровня 40 см, на один и два порядка меньше, чем значения  $K_{\max}$  в верхних слоях, то проникновение воды в слой 40-60 см происходит значительно медленнее, чем в слои 0-20 см и 20-40 см. В целом получено, что за 90 суток в результате трёхразового орошения, водосодержание почвы существенно меняется лишь до глубины 80 см. Глубже отмечается только незначительное увеличение объёмного содержания воды

а)  $q$  (г/100 г)



б)  $q$  (г/100 г)

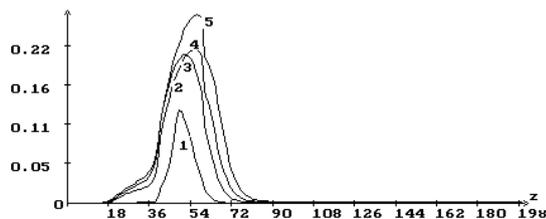
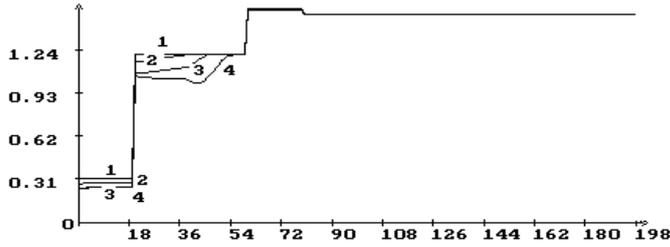


Рис. 2. Объёмное содержание растворённой соли в почве (г/100 г):  
 а)  $t = 1, 2$  и 15 суток – эпюры 1, 2 и 3, соответственно;  
 б)  $t = 32, 60, 62, 75$  и 90 суток – эпюры 1, 2, 3, 4 и 5, соответственно.

На рис. 2 показаны распределения в почве растворённой фракции соли для различных моментов времени. Из рис. 2а видно, что изменение водности почвы вызывает соответствующее влияние на содержание в почве растворённой фракции соли. В начальный момент времени концентрация растворённой соли в почве равна нулю. С орошением земли и проникновением воды в почву начинается растворение соли. В течение первых суток растворено лишь малое количество соли. Растворение соли сопровождается её инфильтрацией в почву. Поэтому, при  $t = 1$ суткам концентрация растворённой соли максимальна на глубине 40 см. В последующие моменты времени значительно растёт объёмное содержание растворённой соли, положение её максимума постепенно и медленно перемещается в глубину почвы. К моменту времени  $t = 90$  суток максимальное содержание растворённой соли равно 0.3 г на 100 г почвы и оно находится на глубине 60 см.

На рис 3а, 3б показаны эпюры нерастворённой фракции соли. Из рисунка видно, что растворение происходит в тех частях почвы, куда поступила инфильтрированная вода. Уменьшение объёмного содержания нерастворённой фракции соли различно на разных уровнях почвы. Оно большое в слое 20-50 см. В целом, за период 90 суток, в верхнем 70 см слое почвы получено уменьшение объёмного содержания нерастворённой фракции соли.

a)  $Q$  (г./100 г)



b)  $Q$  (г./100 г)

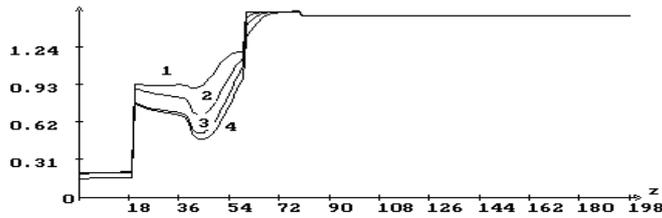


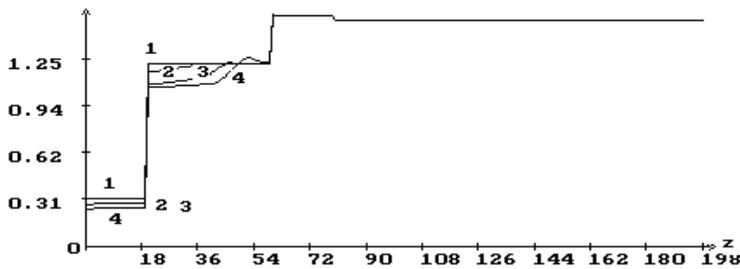
Рис. 3. Объёмное содержание нерастворённой соли в почве (г/100 г):

a)  $t = 1, 2$  и  $15$  суток – эпюры 1, 2 и 3, соответственно;

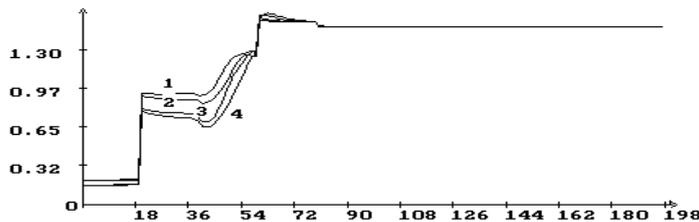
б)  $t = 32, 60, 75$  и  $90$  суток – эпюры 1, 2, 3 и 4, соответственно.

На рис. 4 показаны эпюры суммарного содержания (растворенного и нерастворенного фракций) соли в почве для различных моментов времени. Из рисунков видно, что за 90 суток в верхнем 60 см слое почвы получено уменьшение суммарного содержания соли. Темп изменения объёмного содержания соли различен. В начале процесса он несколько медленный, постепенно растёт до наступления квазипериодического состояния.

a)  $Q+q$  (г./100 г)



б)  $Q+q$  (г./100 г)



в)  $Q+q$  (г./100 г)

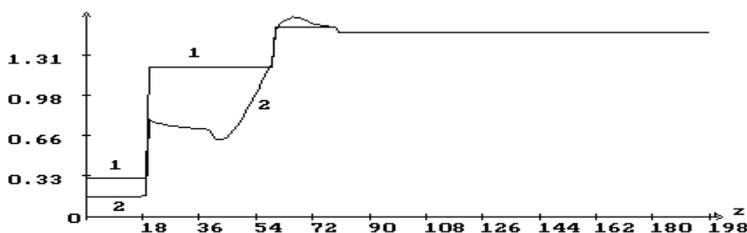


Рис. 4. Объёмное содержание суммарной соли в почве (г/100 г):

a)  $t = 0, 1, 2$  и  $15$  суток – эпюры 1, 2, 3 и 4, соответственно;

б)  $t = 32, 60, 75$  и  $90$  суток – эпюры 1, 2, 3 и 4, соответственно.

в)  $t = 0$  и 90 суток – эпюры 1 и 2, соответственно

Неоднородно также и изменение объёмного содержания соли в зависимости от глубины почвы. В слое 0-20см объёмное содержание соли уменьшено на 0.3 (г/100 г). Максимальное уменьшение объёмного содержания соли 0.5-0.7 (г/100 г) получено в слое 20-40 см. Ниже 60 см суммарное содержание соли в почве растёт. В слое 60-80 см объёмное содержание соли увеличено на 0.07-0.25 (г/100 г), а в слое ниже 80 см - 2 м на 0.05-0.07 (г/100 г).

Если сравнить результаты моделирования с данными экспериментальных измерений процесса рассоления [2,4], можно заметить, что они качественно весьма близки. В количественном отношении это сказать трудно, поскольку реальный процесс намного сложнее, чем предложенная модель. Кроме этого, протекание во времени процесса инфильтрации воды и растворённой фракции соли в почву, изменение во времени содержания соли в почве показывают, что математическая модель в первом приближении правильно описывает реальный геофизический и геохимический процессы. Поэтому, математическая модель требует дальнейшего усовершенствования путём уточнения геофизических и геохимических факторов: уточнения значений коэффициентов фильтрации и диффузии, определения скорости растворения соли и её кристаллизаций, учёта влияния теплофизических свойств почв и растительности и др.

### ლიტერატურა - REFERENCES – ЛИТЕРАТУРА

1. Сабашвили М. - Почвы Грузии. Тбилиси: Мецниереба. 1967. 372 с. (на груз. яз.).
2. Маргвелашвили Г., Тугуши Н. Агримелиоративные методы повышения урожайности засоленных и солонцовых почв аридных регионов Грузии. Периодический научный журнал «Интеллект». 2007, с. 28-31. (на груз. яз.).
3. Джорбенадзе Л. - Минерализация грунтовых вод Алазанской долины и токсичные соли на примере опорного пункта Цнори. Сборник трудов Института почвоведения, агрохимии и мелиорации им. М. Сабашвили. 2000, с. 261-267. (на груз. яз.).
4. Джорбенадзе Л. - Влияние полива на физико-химические свойства засоленных почв. Сборник трудов Института почвоведения, агрохимии и мелиорации им. М. Сабашвили. 2000, с. 295-302. (на груз. яз.).
5. Тугуши Н., Джорбенадзе Л. - Роль комплексной мелиорации в деле улучшения солонцовых почв. Материалы 7-го съезда почвоведов и агрохимиков Украины. Харьков, 2006, с. 207-210.
6. Чайлдс Э. Физические основы гидрологии почв. Л.: Гидрометеиздат. 1973. 427 с.
7. Чудновский А. Ф. – Теплофизика почв. М.: Наука. 1976. 355 с.
8. Сурмава А. А. Математическое моделирование переноса растворенного вещества в почве. Труды Закавказского государственного университета. вып. 86(93), 1988. с. 3-9.
9. Марчук Г. И. - Численные методы в прогнозе погоды. Л.: Гидрометеиздат, 1967, 356 с.

უკ 631.416.143

**ნიადაგის მარილიანობის ცვალებადობის მათემატიკური კვლევები.** /სურმავა ა., ტუღუში ნ., შავლიაშვილი ლ., ინჭირველი ლ., მდივანი ს. /ჰმი-ს შრომათა კრებული -200.-ტ.115.-გვ. 317-325.- რუს.; რეზ. ქართ., ინგლ., რუს.

ნიადაგში წყლისა და გახსნილი მარილის ინფილტრაციის განტოლებების რიცხვითი ინტეგრირების საშუალებით მოდელირდება ბიცობიანი ნიადაგის ზედა ფენის მარილიანობის შემცირების პრაქტიკაში გამოყენებული ერთ-ერთი მეთოდი. ნაჩვენებია, რომ მეთოდი ნიადაგის ფილტრაციის და დიფუზიის კოეფიციენტების გარკვეული მნიშვნელობებისა და 90 დღეამის განმავლობაში სამჯერადი მორწყვის შემთხვევებში იწვევს ნიადაგის ზედა 70 სმ ფენის მარილიანობის შემცირებას.

UDC 631.416.143

**STUDY THE CHANGE SOILS SALINITIES BY MATHEMATIC METHODS.** /Surmava A., Tugushi N., Shavliashvili L., Intskirveli L., Mdivani S./ Transactions of the Georgian Institute of Hydrometeorology. -2008. - ტ.115. – პ. 317-325.- Russ.; Summ. Georg.; Eng.; Russ.

By numerical integration of the water and dissolved nitrite infiltration equations in the soil used on practice the method of reduction of salinity in the top layer of the solonetz ground numerically is modeled. The numerical investigation shows that the modeled method, at the certain values of coefficients of the infiltration and diffusion and at a thrice irrigation of the ground for 90 day, can decrease the salinity in the upper 70 cm layer of soil. The dissolved salt from the upper layer gradually is washed away and carried in the deep layer, leading an insignificant increase of the salinity of the ground below 70 cm.

УДК 631.416.143

**МАТЕМАТИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ СОЛЁННОСТИ ПОЧВЫ.**/Сурмава А.А., Тугуши Н.К., Шавлиашвили Л.У., Инчкирвели Л.Н., Мдивани С./ Сб.Трудов Института Гидрометеорологии Грузии. –2008. – т.115. – с. 317-325. – Рус.; Рез. Груз., Англ., Рус.

Путем численного интегрирования уравнения инфильтрации воды и растворённой соли в почве численно моделируется используемый на практике метод уменьшения солёности в верхнем слое солонцовой почвы. Показано, что метод при определённых значениях коэффициентов инфильтрации и диффузии и трёхразового орошения за 90 суток, может уменьшить солёность в верхнем 70 см слое почвы. Растворённая соль из верхнего слоя постепенно вымывается и переносится в глубинные слои, приводя к незначительному увеличению солёности почвы ниже 70 см.