

А.Н. Романов, И.В. Хвостов, И.В. Рябинин, Д.А. Романов

Дистанционные микроволновые предвестники почвенной засухи

Институт водных и экологических проблем СО РАН,
656038, Алтайский край, Барнаул, ул. Молодежная, д. 1, тел.: +7-(385-2)66-64-62, romanov_alt@mail.ru

Актуальность

Важнейшими физическими характеристиками почвы, от которых зависит урожайность выращиваемых сельскохозяйственных культур, являются **объёмная влажность (W)** [$\text{см}^3/\text{см}^3$] в корнеобитаемом слое почвы и **влагозапас в метровом слое почвы (H_{0-100})** [мм], представляющий собой объёмное содержание воды в указанном слое, выраженное в миллиметрах.

Прогнозирование W и H_{0-100} имеет решающее значение для понимания гидрологических процессов



При больших площадях сельскохозяйственных полей становится актуальным определение **W и H_{0-100}** не в отдельных точках контактным способом, а на значительной территории с использованием методов дистанционного микроволнового зондирования.

Проблема

Данные дистанционного микроволнового зондирования несут информацию о W в скин-слое (L_λ), зависящем от влажности, засоленности, температуры, гранулометрического состава почвы, длины волны (λ) принимаемого излучения.

Из результатов экспериментальных исследований и теоретических расчетов, проведенных разными авторами (например, [1, 2]), следует, что в дециметровом диапазоне L_λ увлажнённой почвы составляет несколько сантиметров, а для абсолютно сухой почвы не превышает 2λ .

В то же время для планирования мелиоративных мероприятий, прогнозирования будущих урожаев, а также оценки вероятности почвенных засух требуется информация о запасах воды в метровом слое почвы.

Таким образом, возникает несоответствие между возможностями дистанционного зондирования и потребностями аграрного сектора.

[1] Шутко А.М. СВЧ-радиометрия водной поверхности и почвогрунтов. М.: Наука, 1986. 190 с.

[2] Шарков Е.А. Радиотепловое дистанционное зондирование Земли: физические основы: в 2 т., Т. 1. М.: Изд-во ИКИ РАН, 2014. 543 с.

Методика исследований

Исследовали возможность дистанционного определения влагозапаса почвы в слое 1 м на основе яркостных температур ($T_{Я}$) подстилающей поверхности, измеренных со спутника SMOS (Soil Moisture Ocean Salinity) на длине волны 21 см.

Данные SMOS привязаны к дискретной геодезической сетке DGG ISEA 4H9, состоящей из 6-угольных ячеек, покрывающих Земной шар. Размер ячейки 16 км.

Исследования проводили на тестовых участках Кулундинской степи (Алтайский край), представляющей собой плоскую равнину. По данным спектрорадиометра MODIS, в пикселе SMOS с/х поля составляют – 96,3 %, луга – 3,6 %, озера и водные источники – < 0,1 %.

Почвы тестовых участков – легко- и среднесуглинистые. В поверхностном слое 0-5 см плотности влажной и сухой почвы, W и температура (t) в период измерений изменялись в пределах $\rho_{\text{влаж}} = 1,06 - 1,35$ и $\rho_{\text{сух}} = 1,05 - 1,12$ г/см³, $W = 0,05 - 0,28$ см³/см³, $t = 18 - 63^{\circ}\text{C}$. Влажность устойчивого завядания ($W_{\text{уз}}$) (недоступная для растений влага), варьировала на разной глубине от 0,08 до 0,11 [см³/см³]. $W_{\text{уз}} = 0,93 \times W_t$ W_t – объёмная доля связанной воды. $W_t \approx 0,09 - 0,12$ см³/см³.

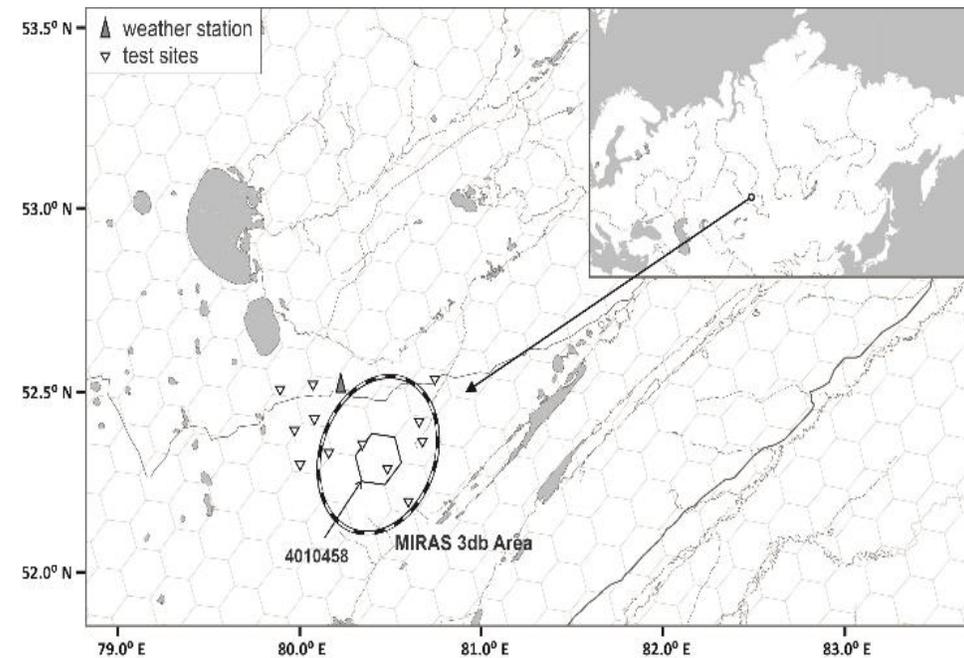


Рис. 1. Карта-схема тестовых участков: 4010458 – геодезическая ячейка DGG ISEA 4H9; черно-белый контур – зона, формирующая регистрируемое MIRAS излучение; треугольники – места отбора образцов почв.

В полевом эксперименте определяли на тестовых участках объёмную влажность (W) и влагозапасы почвы (h) на разных глубинах от поверхности до глубины 1 метр.

Алгоритм определения влагозапаса почвы

Полевые измерения профилей влажности почвы на исследуемой территории проводили в теплый период года на тестовых участках Родинского района (Алтайский край). На каждом участке в течение сезона производилось 10-13 измерений с периодичностью 10-11 дней. Для анализа были отобраны 264 профиля влажности. Результаты измерений представляют собой осреднённые по четырём буровым стволам на каждом участке значения относительной массовой влажности W_M образцов из каждого 10-см слоя почвы до 1 м.

Для каждого образца значение W_M определяли по формуле (1).

$$W_M = (M_{\text{влаж}} - M_{\text{сух}}) / M_{\text{сух}} = M_{\text{воды}} / M_{\text{сух}} \quad (1)$$

Значения W [$\text{см}^3/\text{см}^3$] и влагозапаса h_i [мм] в слоях толщиной $z = 10$ см вычислены по формулам (2) и (3).

$$W = W_M \cdot (\rho_{\text{сух}} / \rho_{\text{воды}}), \quad (2)$$

$$h = W \cdot z, \quad (3)$$

Интегральный влагозапас почвы в метровом слое H_{0-100} определяется выражением (4), где h_i – влагозапас каждого 10-см слоя (i – порядковый номер каждого 10-см слоя от поверхности до глубины 100 см).

$$H_{0-100} = \sum_{i=1}^{10} h_i. \quad (4)$$

Алгоритм обработки спутниковых данных

Яркостная температура $T_{\text{Я}}$ подстилающей поверхности в скин-слое L_{λ} зависит от коэффициента излучения (χ), зависящего от W , и эффективной температуры ($T_{\text{эфф}}$)

$$T_{\text{Я}} = (W)T_{\text{эфф}},$$
$$T_{\text{эфф}} = T_0 + \int_0^{\infty} \frac{dT}{dz} \exp\left[-\int_0^z \gamma(z')dz'\right] dz,$$

где T_0 – температура поверхности почвы, dT/dz – локальный градиент температуры, определенный по наземным измерениям на тестовых участках, $\gamma(z)$ – линейный коэффициент поглощения при угле зондирования θ :

$$\gamma(z) = \frac{4\pi}{\lambda} \sqrt{\frac{\varepsilon'(W(z)) - \sin^2\theta}{2}} \left[\sqrt{1 + \left(\frac{\varepsilon''(W(z))}{\varepsilon'(W(z)) - \sin^2\theta}\right)^2} - 1 \right], \quad (5)$$

Действительную (ε') и мнимую (ε'') части ε почв измеряли на $\lambda = 21$ см на лабораторной установке мостового типа, созданной на основе измерителя разности фаз ФК2-18. Перед измерением образцы измельчали, перемешивали до однородного состояния, увлажняли дистиллированной водой. Значение W определяли термостатно-весовым способом, выдерживая исследуемый образец в термостате при температуре 105°C и взвешивая на аналитических весах с точностью до $0,001$ г. Высушивание продолжали до постоянной массы исследуемого образца. Измерения производили при температуре $24 \pm 1^{\circ}\text{C}$.

Температура (T_0) на поверхности почвы в летний период изменялась в течение суток от 298 до 336 К. Спутник SMOS пролетал над районом исследований в 07:00 утра и в 20:00 вечера по местному времени. Для эксперимента брали утренние данные SMOS. К этому времени T_0 остывала до 300 ± 2 К.

Экспериментальная зависимость $T(z)$ имеет вид $T = 300 - 0,074 \cdot z$, $0 \leq z \leq 70$ см, а $dT/dz = -0,074$. Из формулы (5) видно, что $\gamma(z)$ зависит от $W(z)$:

$$\gamma = 0,13644 + 3,3354 \cdot W_z, R^2 = 0,988, \sigma = 0,074,$$

где $W_z = W_0 \pm A \times z$,

$A = (2 - 6) \times 10^{-4}$ – численный коэффициент.

Из *рис. 2* видно, что даже при малых значениях $W = 0,05 \text{ см}^3/\text{см}^3$ (сильная почвенная засуха) $L_\lambda < 10$ см, В диапазоне $W \geq 0,10 \text{ см}^3/\text{см}^3$, $L_\lambda \leq 5$ см.

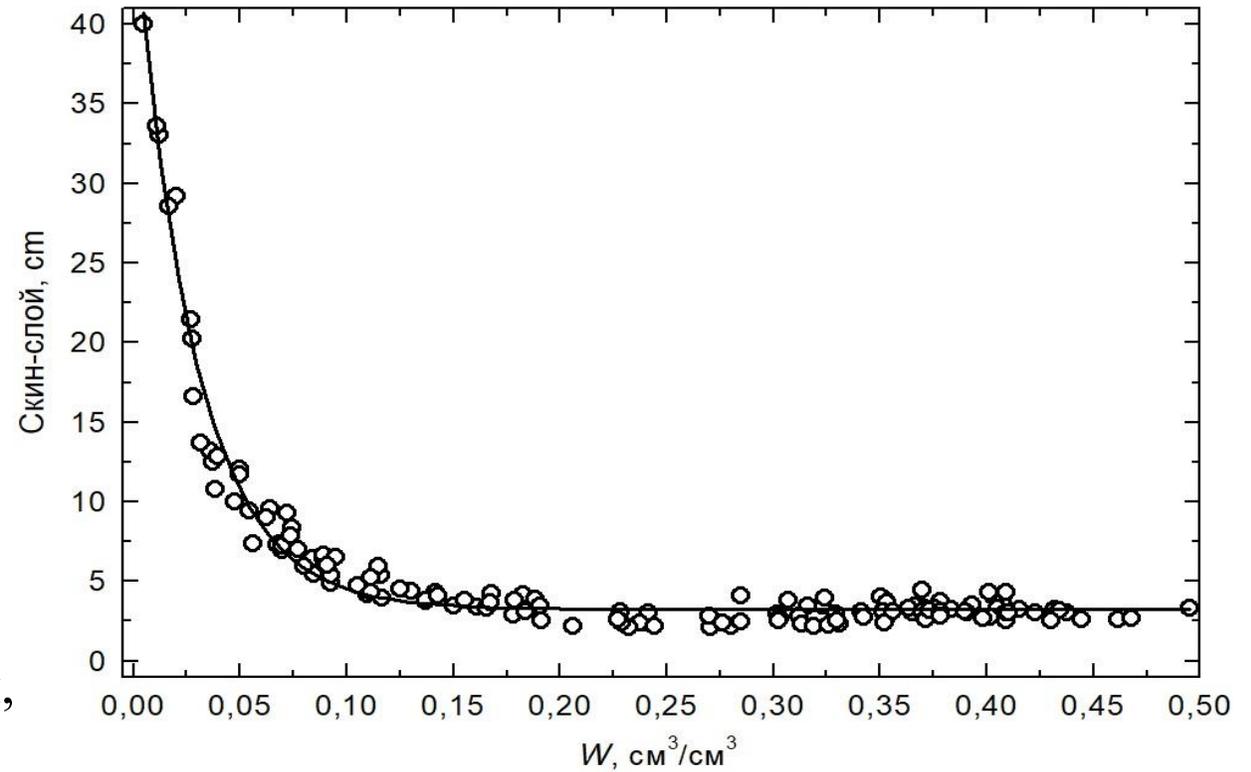


Рис. 2. Зависимость скин-слоя $L_\lambda(W)$ на длине волны $\lambda = 21$ см от объёмной влажности W (сплошная линия), (кружками обозначены экспериментальные значения L_λ , рассчитанные по данным измерений диэлектрических характеристик почвенных образцов при разных W).

$$L_\lambda = (3,24 \pm 0,1) + (44,1 \pm 0,94) \times \exp(-W / (0,02823 \pm 0,00074))$$

Результаты обработки спутниковых данных

Яркостную температуру ($T_{\text{я}}$) подстилающей поверхности на горизонтальной поляризации, измеренную со спутника SMOS (продукт L1c) [3] (Gutierrez et al, 2017) использовали для определения влагозапаса в слое 5 см, так как, согласно *рисунку 2*, при $W \geq W_t$ микроволновое излучение почвенного покрова формируется в слое $L_{\lambda} = 5$ см.

На основе экспериментально установленных зависимостей $h_{0-5}(T_{\text{я}})$ (по данным дистанционного зондирования) и $h_{0-10}(h_{0-5})$ (по данным наземных измерений) рассчитывали влагозапас (h_{0-10}) поверхностного верхнего слоя 0-10 см. В качестве основных объектов исследования были выбраны участки, попадающие в ячейку №4010458 сетки SMOS (*рис. 1*).

На *рисунке 3* приведены зависимости яркостных температур ($T_{\text{я}}$) подстилающей поверхности, измеренных со спутника SMOS от влагозапасов в слоях почвы h_{0-5} и H_{0-100} , аппроксимированные прямыми линиями, имеющими вид

$$T_{\text{я}} = 270,8 - 4,17386 \times h_{0-5}, R = -0,44, \sigma = 19,7, \quad (6)$$

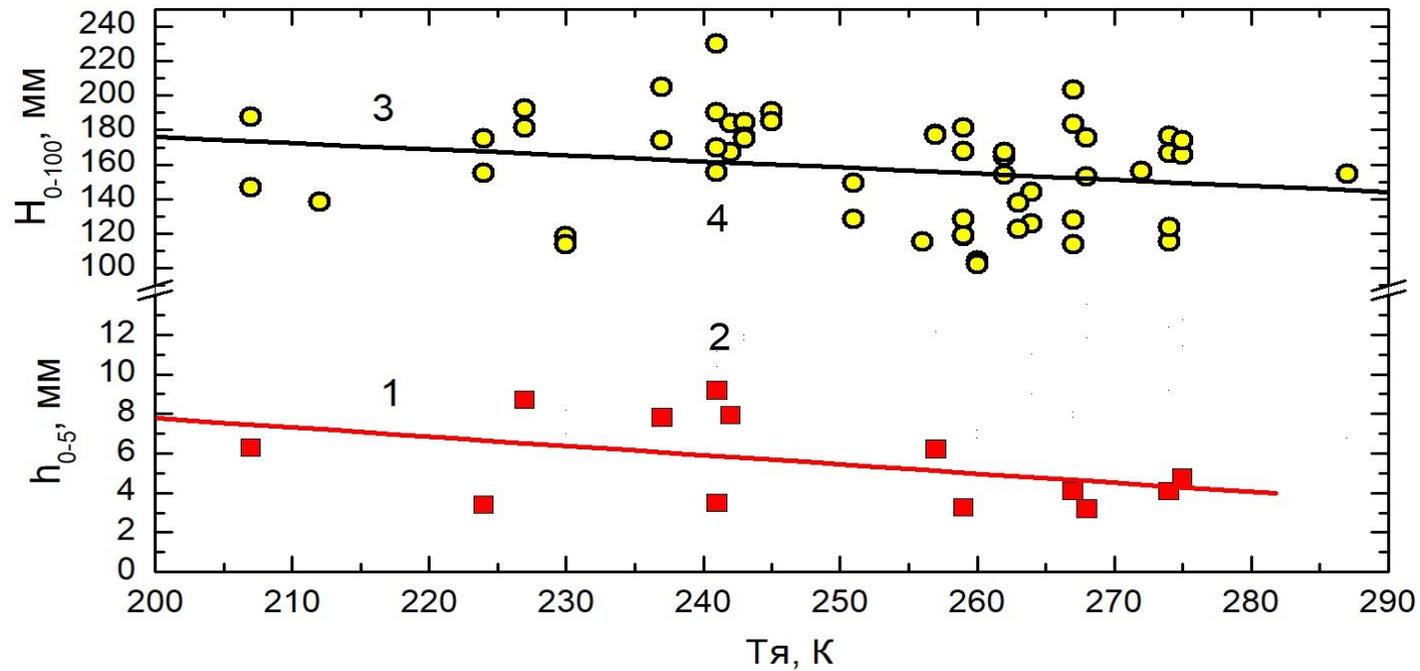
$$T_{\text{я}} = 274,1 - 0,13941 \times H_{0-100}, R = -0,22, \sigma = 18,1, \quad (7)$$

Обратные зависимости имеют вид

$$h_{0-5} = 17,1 - 0,0467 \times T_{\text{я}}, R = -0,44, \sigma = 2,9,$$

$$H_{0-100} = 247,1 - 0,35437 \times T_{\text{я}}, R = -0,22, \sigma = 2,8.$$

Рис. 3. Зависимости яркостных температур на горизонтальной поляризации от влагозапаса в слоях h_{0-5} (1), H_{0-100} (3)



1, 2 – теоретические зависимости, рассчитанные по формулам (6) и (7),

3, 4 – экспериментальные данные – влагозапасы в слоях 5 и 100 см и соответствующие им значения $T_{я}$.

Видно, что одним и тем же значениям влагозапасов H_{0-100} соответствует широкий диапазон значений $T_{я}$.

$H_{0-100} = 150$ мм соответствуют $T_{я} \approx 207 - 275$ К. $T_{я} = 265$ К соответствуют $H_{0-100} \approx 120 - 200$ мм.

Из анализа спутниковых и наземных данных следует вывод о том, что прямое определение влагозапасов почвы в метровом слое по данным спутникового зондирования на длине волны $\lambda = 21$ см проблематично.

Поверхностный слой переувлажнённой почвы даже малой толщины (например, после дождя) экранирует микроволновое излучение нижележащих слоев почвы и искажает данные дистанционного зондирования.

Возникает необходимость поиска новых подходов к дистанционной оценке влагозапасов почвы в слое 1 м.

Для этой цели исследовали профили влажности почвы в метровом слое и зависимости влагозапасов в соседних слоях почвы толщиной 10 см.

Результаты полевых исследований

Профили влажности $W(z)$ разнообразны и зависят от погодных условий. Для примера на *рисунке 4* приведены профили $W(z)$ (почва чернозёмная обыкновенная среднесуглинистая). Высокие значения H_{0-100} зафиксированы в весенний период после таяния снежного покрова (28 апреля) (график 1). Высокие значения H_{0-100} также связаны с обильными атмосферными осадками и просачиванием воды в нижние горизонты почвенного слоя (график 2).

В периоды засухи влагозапасы почвы в корнеобитаемом слое почвы уменьшаются, опускаясь ниже влагозапаса h_t , соответствующего W_t . Для среднесуглинистой почвы с $W_t \approx 0,11 \text{ см}^3/\text{см}^3$ почвенная засуха проявляется при влагозапасе корнеобитаемого слоя 0-30 см $h_t \leq 0,33 \text{ мм}$.

Графики 3 и 4 соответствуют условиям засухи.

Из *рис. 4* видно, что наблюдается слоистость h_i , которая может быть связана с разным гранулометрическим составом, разной долей связанной воды, не просачивающейся в нижележащие слои под действием силы тяжести, а также с разной плотностью почвы.

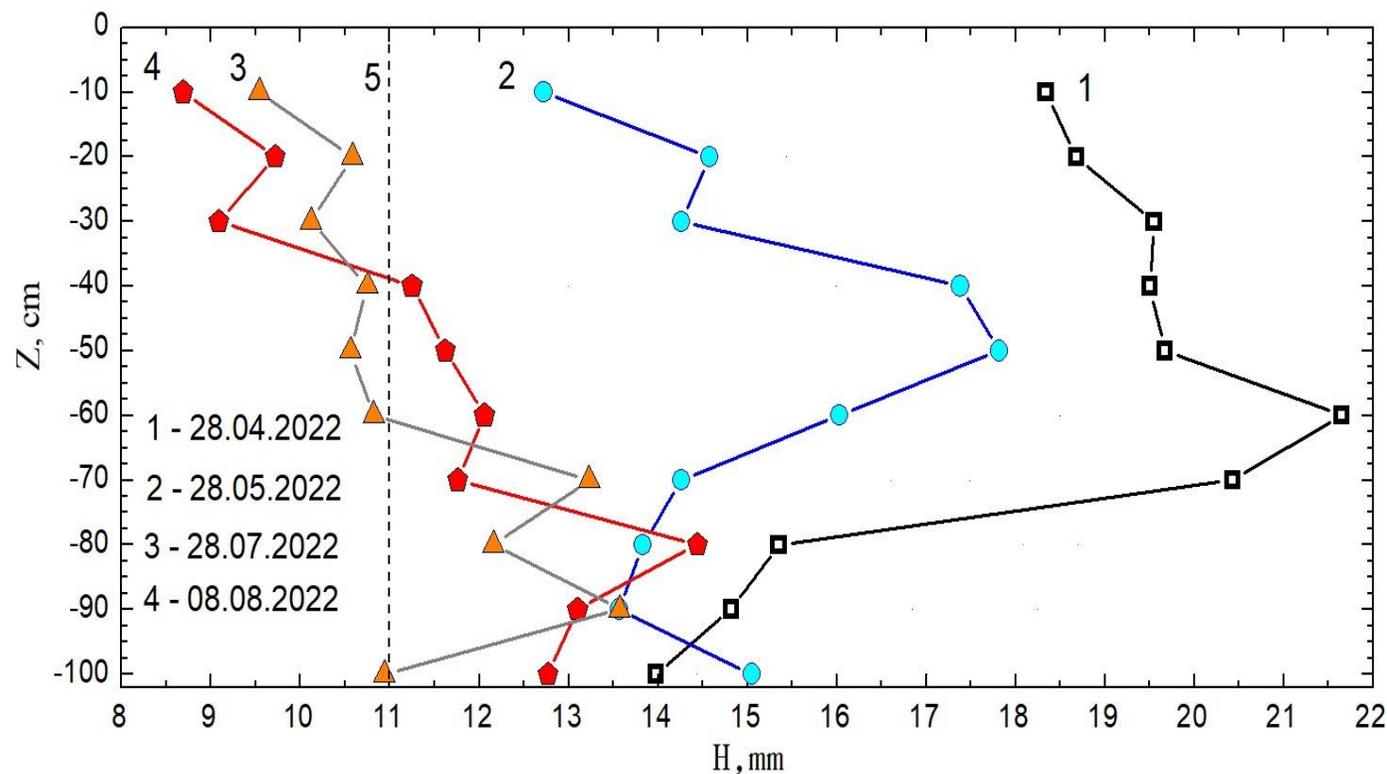


Рис. 4. Профили влагозапаса в почвенном слое 0-100 см (1-4) в разные периоды теплого сезона, 5 – влагозапас h_t в слое 10 см, соответствующий $W_t = 0,11$ (начало засухи).

Между влагозапасами соседних слоёв h_i и h_{i+1} выявлены статистически значимые корреляционные связи, установленные для выборки (264 профиля) с апреля по сентябрь с 2012 по 2022 годы (рис. 5). На основе этих связей установлены линейные зависимости, позволяющие рассчитать влагозапас каждого 10-см слоя (h_{i+1}), основываясь на влагозапасе вышележащего 10-см слоя (h_i). При этом поверхностный 10-см слой (h_{0-10}) определён на основе данных о влагозапасе 5-см слоя (h_{0-5}), который, в свою очередь, определён на основе дистанционных измерений $T_{Я}$ со спутника SMOS. Соотношения для расчета влагозапасов слоев имеют вид

$$h_{i+1} = A_i + B_i \cdot h_i, i = 1..10, \quad (8)$$

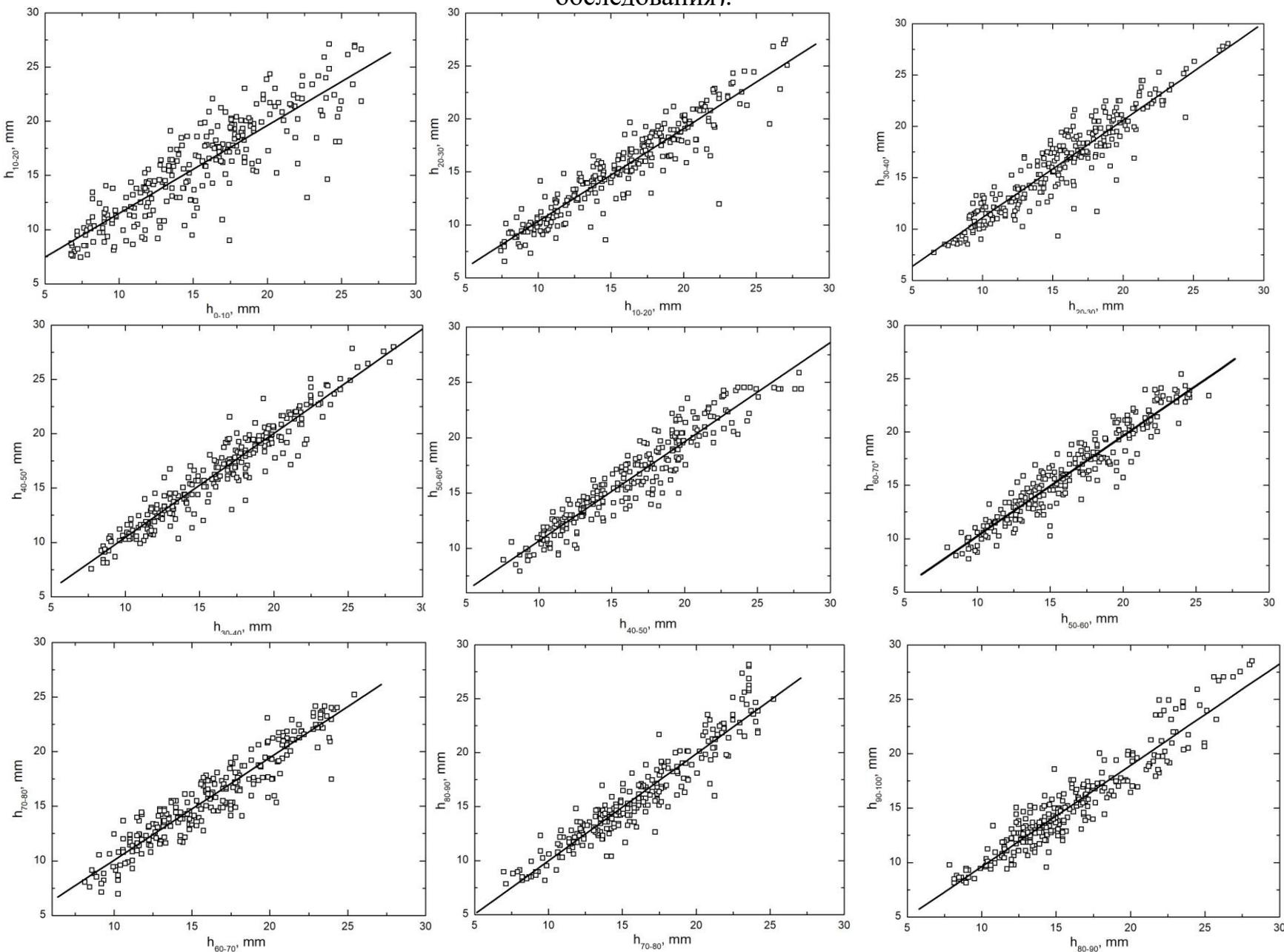
где A_i и B_i – численные коэффициенты, приведенные в таблице.

Таблица. Численные коэффициенты в формуле (8)

$h_{i+1}(h_i)$	A	ΔA	B	ΔB	R	SD
$h_{0-10}(h_{0-5})$	7,427	0,569	1,390	0,073	0,94	2,41
$h_{10-20}(h_{0-10})$	3,402	0,466	0,811	0,029	0,87	2,33
$h_{20-30}(h_{10-20})$	1,567	0,340	0,877	0,021	0,93	1,55
$h_{30-40}(h_{20-30})$	1,626	0,372	0,949	0,023	0,93	1,64
$h_{40-50}(h_{30-40})$	0,864	0,303	0,960	0,018	0,96	1,29
$h_{50-60}(h_{40-50})$	1,733	0,328	0,896	0,019	0,94	1,39
$h_{60-70}(h_{50-60})$	0,850	0,319	0,940	0,019	0,95	1,27
$h_{70-80}(h_{60-70})$	0,722	0,348	0,936	0,021	0,94	1,40
$h_{80-90}(h_{70-80})$	0,068	0,358	0,992	0,022	0,94	1,46
$h_{90-100}(h_{80-90})$	0,294	0,337	0,933	0,020	0,94	1,44

R – коэффициент корреляции, SD (standard deviation) – и стандартное отклонение.

Рис. 5. Зависимости влагозапаса почвы в слое h_{i+1} от влагозапаса в слое h_i (сплошные линии), квадратами показаны экспериментальные значения влагозапаса почвы, определенные по данным полевого обследования).



По оси абсцисс отложены влагозапасы слоя h_i ($i = 1, 2, \dots, 10$) для слоев 0-10, 10-20, ..., 90-100 см), По оси ординат – влагозапасы нижележащего слоя h_{i+1} , в который просачивается вода из верхнего слоя.

Влажность нижнего слоя зависит от влажности верхнего слоя h_i .

На графиках показаны зависимости $h_{i+1}(h_i)$ для каждого слоя от 0 до 100 см, рассчитанные по формуле (8).

Из графиков и таблицы следует, что для всех слоев наблюдаются довольно устойчивые зависимости $h_{i+1}(h_i)$ с высокими значениями коэффициентов корреляции $R = 0,87 - 0,94$ и малыми значениями SD, что указывает на обоснованность данного подхода для оценки влагозапасов почвы.

Для расчета H_{0-100} по данным Тя (продукт SMOS L1c), соотнесённых к слою 0-5 см, использованы соотношения (4), (6) и (8).

На *рисунке 6* приведена динамика влагозапасов в метровом слое H_{0-100} , определённых термостатно-весовым способом, и значений H_{0-100} , рассчитанных по данным дистанционной оценки $T_{ЯH}$ в слое h_5 с использованием зависимости (7) и соотношений (6).

Видно, что $H_{0-100}(T_{Я})(ДЗ)$ совпадают с экспериментальными значениями H_{0-100} (Лаб). Расхождение между дистанционными и наземными данными, а также между полевыми измерениями в разных точках тестового участка могут быть связаны с тем, что сравниваются площадные спутниковые данные в пикселе SMOS 35×65 км с результатами единичных наземных измерений влагозапаса почвы в конкретных точках. Наблюдается значительное расхождение самих наземных данных, измеренных термостатно-весовым способом в один и тот же день, но на разных тестовых участках, попадающих в пиксель SMOS.

Одним из источников возникающих погрешностей является несовпадение спутниковых и наземных измерений по времени. Спутник SNOS регистрирует микроволновое излучение подстилающей поверхности в утренние и вечерние часы, а полевые измерения могут проводиться в течение всего дня, когда вариации T_0 достигают 30-40 К.

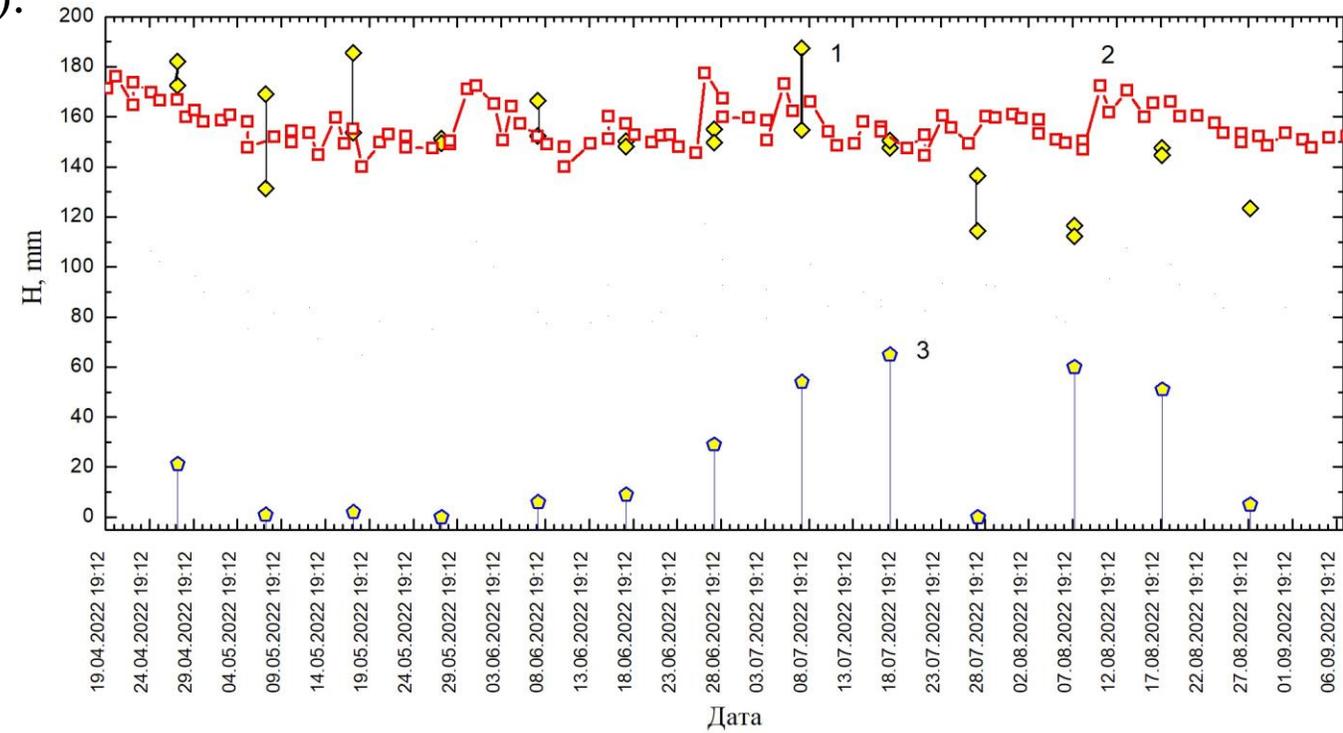


Рис. 6. Динамика влагозапаса в метровом слое, определённая термостатно-весовым способом (1) и рассчитанная по данным дистанционного зондирования (2), 3 – атмосферные осадки в мм.

Заключение

Из комплексного анализа спутниковых, полевых и лабораторных данных следует, что наблюдается удовлетворительное соответствие влагозапасов в почвенном слое 0-100 см, определённых контактными (термостатно-весовыми) и дистанционными (радиофизическими) способами.

Влагозапас почвы в метровом слое, определённый контактными (термостатно-весовыми) способами, используется для прогнозирования почвенной засухи.

Соответственно, влагозапас в метровом слое почвы H_{0-100} [мм], определённый по данным дистанционного микроволнового зондирования, может рассматриваться как дистанционный микроволновый предвестник почвенной засухи.

При этом, следует отметить, что полевые измерения, проведённые на разных участках, попадающих в пиксель SMOS, заметно различаются, а T_d , определённые по спутниковым данным, представляют собой усреднённые значения по всему пикселю размером 35×65 км. При малых значениях W погрешность дистанционного определения H_{0-100} может быть связана с увеличением толщины скин-слоя с 5 см до 7-10 см (рис. 2).

В данной работе остался неизученным вопрос применимости предлагаемого подхода на почвах с другим гранулометрическим составом, от чего зависят объёмная доля связанной воды, а также скорость просачивания почвенной влаги сквозь почвенную толщу. Следует отметить, что установленные соотношения $h_{i+1}(h_i)$ могут иметь локальный характер и зависеть от физических характеристик почвенного слоя (плотность, гранулометрический состав, объёмная доля связанной воды).

**Исследование выполнено за счет гранта РФФ
№ 22-17-20041**

<https://rscf.ru/project/22-17-20041/>

Благодарим за внимание

romanov_alt@mail.ru