

ВДНХ



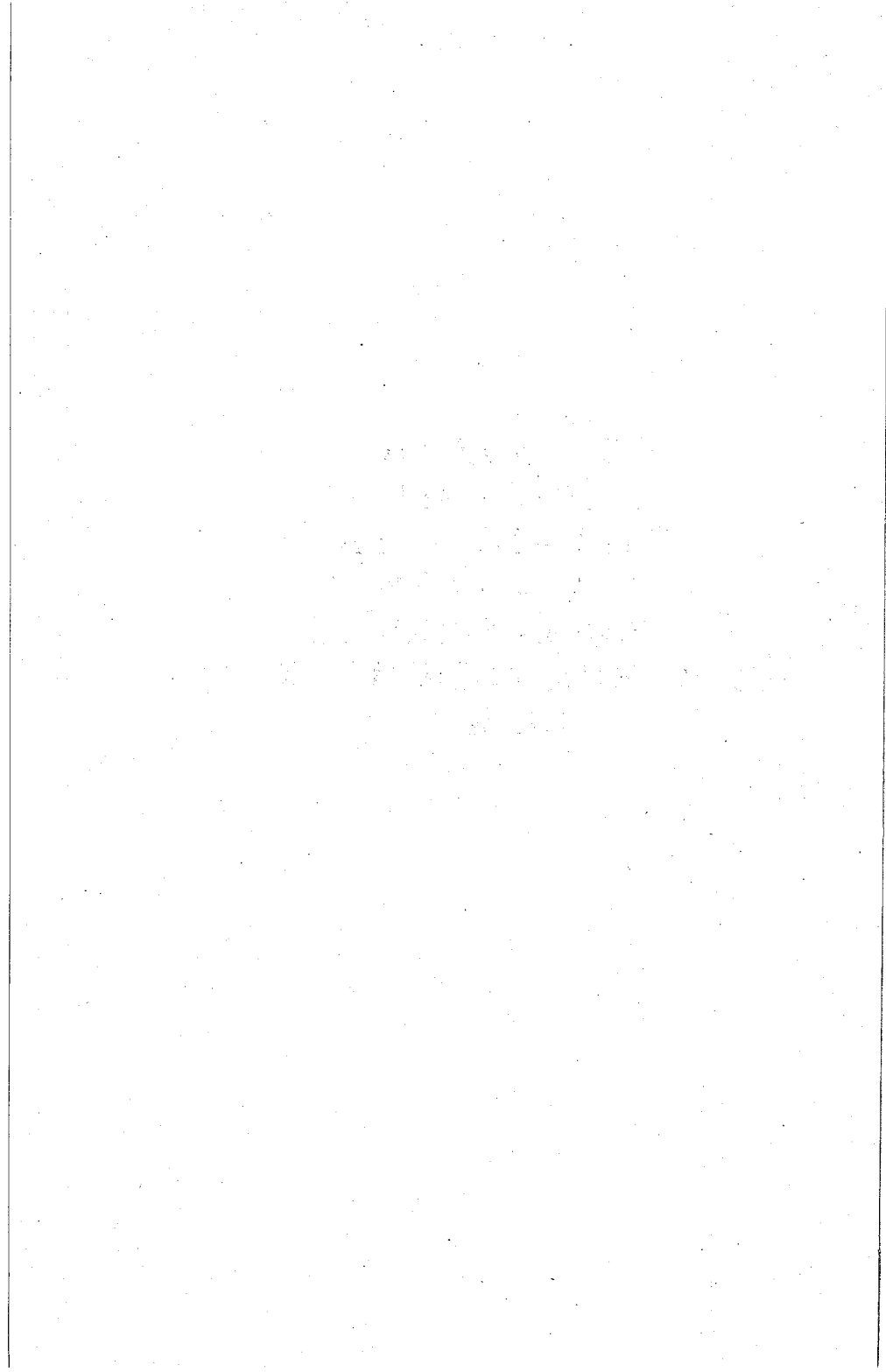
СССР

ПАВИЛЬОН „ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ
И КОНТРОЛЬ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ“

**ОБОСНОВАНИЕ
СИСТЕМЫ
МОНИТОРИНГА
ДИНАМИКИ
УВЛАЖНЕННОСТИ
СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ
ПОЛЕЙ**

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ

1983



ОБОСНОВАНИЕ СИСТЕМЫ МОНИТОРИНГА ДИНАМИКИ УВЛАЖНЕННОСТИ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ ПОЛЕЙ

Ю. В. Курилова, П. А. Колосов

Лаборатория мониторинга природной среды и климата
Госкомгидромета и АН СССР

Увлажненность территории формируется в процессе глобального водообмена между океаном и континентами. Ее уровень определяется направленностью и интенсивностью водообмена в рассматриваемую климатическую эпоху.

Общую увлажненность территории составляет то суммарное количество влаги в жидкой и твердой фазах, которое содержится во всех возможных ее накопителях к концу принятого периода усреднения. Система накопителей перераспределяет влагу, поступающую из океана в пространстве и во времени, изымая ее на более или менее длительный срок из быстрого атмосферного цикла. При этом различаются накопители влаги с обратной связью — атмосферным влагообменом и без обратной связи. К последним относятся горные и континентальные ледники, а также глубокие недренлируемые водоносные горизонты. Период водообмена в этих накопителях достигает нескольких тысяч лет. Накопители с обратной связью характеризуются достаточно интенсивным водообменом наряду со способностью запоминания предшествующего уровня увлажненности. К ним относятся сезонный снежный покров и почвы, сохраняющие свою увлажненность в течение нескольких декад. Оба указанных накопителя играют чрезвычайно важную роль в определении направленности и интенсивности взаимодействия подстилающей поверхности с атмосферой благодаря заим�ваемой ими на континентах огромной площади.

Рассмотрим принципы и алгоритмы слежения за состоянием основного инерционного климатообразующего накопителя — увлажненности почв.

Процессом, реализующим взаимодействие подстилающей поверхности с атмосферой, является испарение воды почвой (влагообмен) наряду с теплообменом. При этом сама увлажненность почвы формируется в результате взаимодействия постоянных или медленно меняющихся ландшафтных факторов с динамическими атмосферными факторами. Следовательно, алгоритм слежения мониторинга) за увлажненностью территории и взаимодействием

ем атмосферы с подстилающей поверхностью должен основываться на учете меняющейся структуры теплового и водного баланса поверхности и их взаимосвязи при общей приоритетности атмосферы в управлении всей системой.

При изучении процессов испарения за короткие месячные промежутки времени в ЛАМ предложена следующая модернизация известной формулы Ольдекопа, полученной для среднегодовых данных,

$$\frac{E}{E_0} = th \left(\frac{x - \Delta w}{E_0} \right) = ths.$$

Здесь x — сумма жидких атмосферных осадков за месяц; Δw — изменение за месяц запасов влаги в слое почвы 1 м; E_0 — рассчитанное по формуле Пенмана-Будаговского максимально возможное испарение при метеорологических условиях, осредненных за месяц, и суммарном месячном радиационном балансе, измеренном над реальной поверхностью.

По значению параметра s оказалось возможным выделить три типа соотношений тепла и влаги, соответствующие трем типам зависимости испарения от осадков x и расхода почвенной влаги Δw : 1) $s \leq 0,5$ — условия недостаточного увлажнения (линейная зависимость испарения от осадков и расхода почвенной влаги); 2) $0,5 < s \leq 2$ — условия оптимального увлажнения (нелинейная связь Ольдекопа); 3) $s > 2$ — условия избыточного увлажнения, когда испарение перестает зависеть от осадков и от изменений запасов влаги в почве, а определяется исключительно комплексом атмосферных условий E_0 .

Дальнейшие исследования процесса испарения и распределения в пространстве и времени увлажненности и водоотдачи почвы показали, что параметр $s = \frac{x - \Delta w}{E_0}$ классифицирует не только тип процесса испарения, но и направленность процесса водообмена во всей испаряющей системе. Так, переход через критические значения параметра s означает смену типа и направленности движения почвенной влаги. Действительно, при $0 < s \leq 0,5$ зона водообмена почвы с атмосферой ограничена метровым (или меньшим) слоем; при $s > 0,5$ поток жидкой влаги направлен вниз и растет с ростом s , при $s > 2$ возможным становится формирование бокового внутрипочвенного или даже поверхностного стока; при $s < 0$ поток жидкой влаги направлен к поверхности.

Было показано, что параметр s характеризует отклонения от зональных условий увлажнения, вызываемые крупномасштабными циклоническими облачными системами. С помощью пространственного и временного распределения параметра можно районировать обширные территории по соотношению тепла и влаги, выделяя климатические аномалии увлажненности.

Анализ карт рассчитанного комплексного параметра общей увлажненности s совместно с картой осадков, как входов увлаж-

нения, и почвенной влаги, как результата процесса формирования увлажненности, показал следующие сезонные и междугодовые особенности.

Поле влажности сентября обеспечено двумя факторами: осадками текущего месяца (Кирилловка, рис. 1 а) или сохранением центра повышенной влажности с предыдущего месяца (Бобринец, рис. 1 а).

Поле комплексного управляющего параметра s в летний месяц, каковым можно считать сентябрь, в общих чертах согласуется с полем осадков: отдельным центром повышенных осадков соответствуют центры высоких $s > 2$ (Синельниково, Лубны, Нежин, Глухов, Конотоп, рис. 1 а).

В засушливом по осадкам западном районе устанавливаются процессы подсоса почвенной влаги, что наблюдается на ст. Бобринец, где в более глубоких слоях сохранились запасы влаги от предшествовавшего месяца (рис. 1 а).

Процессы формирования поля влаги в ноябре, характерные для зимнего сезона, несколько отличны. Здесь за счет малого радиационного баланса почвы на всей территории устанавливается увлажненный процесс ($s > 2$). При этом ведущую роль играет именно радиационный баланс, а пространственная неравномерность в распределении осадков перестает участвовать в формировании увлажненности (рис. 1 б). При этом больше начинают сказываться процессы на подстилающей поверхности, определяемые геоморфологией (стекание, просачивание) и литологией (механический состав и типы почв).

Очаг повышенных значений влажности почв приурочен к лесным и черноземным оподзоленным почвам, что можно объяснить большими значениями наименьшей полевой влагоемкости за счет большей структурности. В песчаных и легкосуглинистых почвах Беловодск—Старобельск (рис. 1 б) даже большие осадки создают меньшее, чем в соседних пунктах, увлажнение.

Наряду с комплексным динамическим параметром общей увлажненности s можно рассмотреть иные комплексные параметры, более полно учитывающие структуру теплового баланса.

Нормируя уравнение теплового баланса подстилающей поверхности

$$R = LE + P + B \quad (1)$$

на член LE , выражающий латентный теплообмен, получим

$$\frac{R}{LE} - \frac{P}{LE} = 1 + \frac{B}{LE} \quad (2)$$

При этой записи уравнения теплового баланса активность и направленность процессов водообмена в испаряющей системе будут определены комплексными параметрами $\frac{R}{LE}$, $\frac{P}{LE}$ и $1 + \frac{B}{LE}$.

Первый параметр $\frac{P}{LE} = Bo$ — широко известное число Боуэна — показывает соотношение скрытого и явного турбулентного теплообмена в системе подстилающая поверхность — атмосфера и характеризует степень океаничности рассматриваемой территории в теплый период. Оно возрастает при иссушении почвы.

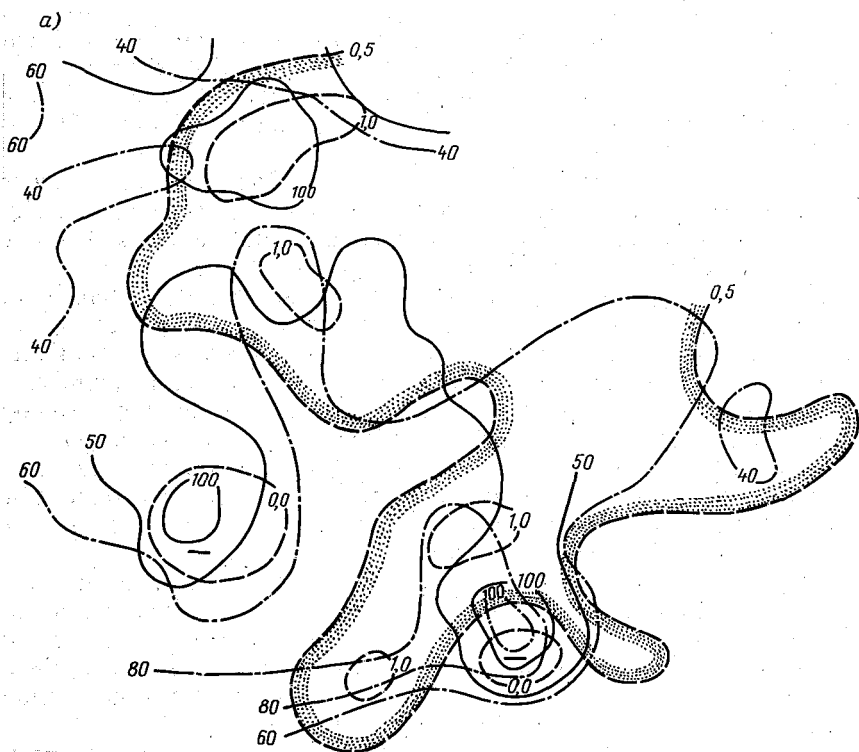


Рис. 1. Карта осадков (1), влажности почвы (2)

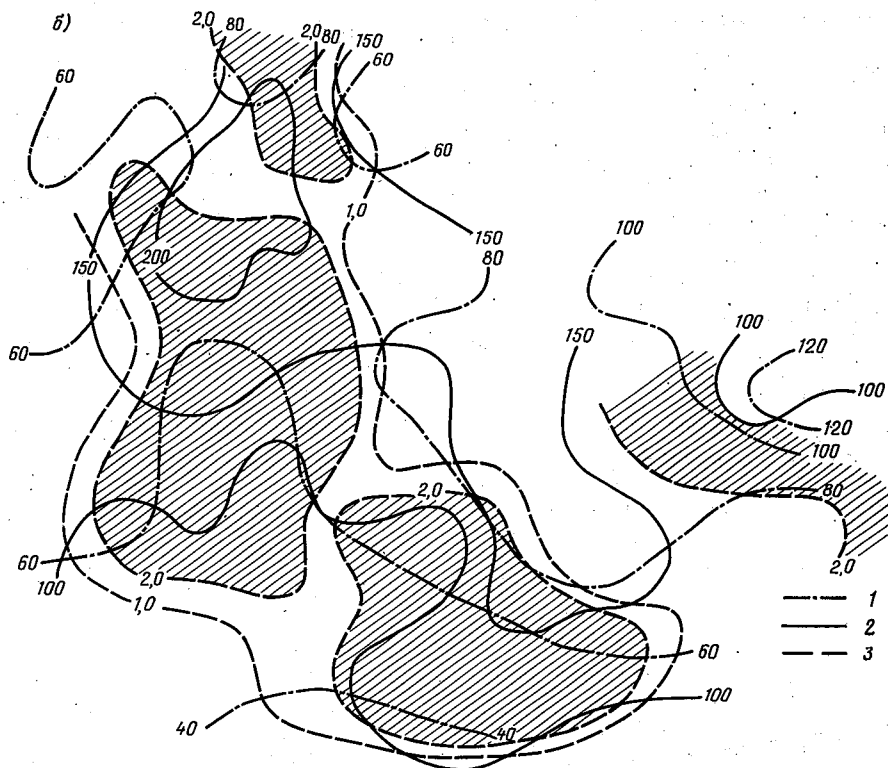
Резкое увеличение числа Боуэна в условиях аномальной увлажненности осени происходит за счет затухания испарения и повышения теплоемкости и теплопроводности влажной почвы. Убывание его на иссушенных холодных почвах осенью даже при уменьшении испарения ($E \rightarrow 0$) связано с полным прекращением отдачи турбулентного тепла почвой.

Второй, менее употребимый, параметр $Bi = \frac{R}{LE}$ описывает долю всей приходящей солнечной радиации, затрачиваемой на испарение. Эта доля имеет смысл к. п. д. системы и регламентируется степенью увлажнения территории.

В теплое время года при достаточно однородных значениях радиационного баланса Bi определяется в основном знаменателем и потому зависит от степени засушливости территории.

Осенью и в период предзимья, в отличие от V_0 , V_1 уменьшается до нуля вместе с уменьшением радиационного баланса ($R \rightarrow 0$).

Если при этом $\frac{R}{LE} < 1$ и $E \neq 0$, то энергия, потребная на испарение, берется из почвы.



и параметра S (3) за сентябрь (а) и ноябрь (б) 1972 г.

Объединенный параметр $V_1 - V_0$ (или $1 + \frac{B}{LE}$) характеризует степень активности и направленности теплообмена с почвой в процессе испарения. Действительно, если $V_1 - V_0 > 0$ — почва забирает тепло; если $V_1 - V_0 < 0$, то почва отдает тепло, которое осенью может питать процесс испарения, при $V_1 - V_0 = 1$ $B = 0$.

Различия в процессах предзимья в значительной степени сказываются на значениях и временном ходе предложенных индексов s и V_0 , отражая появление климатических аномалий. Сухой осени, сопровождающейся подсосами влаги из нижележащих горизонтов, соответствуют отрицательные значения s и малые значения V_0 , объяснимые пониженной турбулентной отдачей тепла сухих резко охлажденных почв. В условиях аномального осеннего увлажнения скорость роста числа V_0 увеличивается и сроки на-

ступления его увеличения сдвигаются на более ранние; при этом параметр s также резко возрастает за счет уменьшения E_0 , сопровождающегося обильным увлажнением.

При разработке глобальной системы мониторинга окружающей среды и климата в связи с упомянутыми выше ограничениями наземных сетей — дискретностью и пространственной неоднородностью — становится очевидной необходимость перехода к равнозначной по всей территории спутниковой информации. В качестве входной спутниковой информации целесообразно использовать параметры облачности, четко и регулярно фиксируемой метеорологическими спутниками.

В многочисленных исследованиях показано наличие зависимости осадков от крупномасштабной формы и мезомасштабной структуры облачности, фиксируемой на телевизионных спутниковых изображениях.

Во многих из этих работ разработаны алгоритмы восстановления полей осадков по спутниковым полям облачности.

Опираясь на указанные исследования, авторы пытались сформировать некий комплексный параметр облачности, учитывающий продолжительность покрытия территории различными формами облачности.

При этом в параметре облачности $\bar{N}_{исз}$ за период осреднения $n=30$ дней пытались учесть с разным знаком разнонаправленность влияния облачности на увлажненность через осадки (в сторону увеличения) и через суммарную радиацию (увеличения и уменьшения)

$$\bar{N}_{исз} = \frac{\sum_n N_{фр} - \sum_n N_{вм}}{n} \quad (3)$$

Облачность, дешифрируемая на снимках с метеорологических спутников типа «Метеор», разделена на два типа: фронтальную слоистообразную, уменьшающую приходящую радиацию, и внутримассовую кучевообразную, которая может увеличивать поступающую радиацию при покрытости до 5 баллов за счет усиления рассеянной радиации.

Далее изучалась связь этого обобщенного параметра спутниковой облачности с комплексным параметром $V_u - V_o$, описывающим структуру теплового баланса подстилающей поверхности в его соотношении с водным балансом метрового слоя почвы.

Построенная по данным наблюдений агрометстанций Украины и спутниковой информации об облачности за теплый период 1972 г. связь $V_u - V_o = f(N_{исз})$ представляет собой довольно тесную область точек, асимптотически стремящуюся к $-\infty$ при $N_{исз} \rightarrow 10$ и приближающуюся к некоторому свойственному широте данного места пределу $V_u - V_o$ при $\bar{N}_{исз} \rightarrow -5$. Разброс точек этой связи обусловлен, как показал анализ, тем количеством влаги в испаряющей системе, которое приоритетно участвует в про-

еесе испарения. Параметр V формируется в зависимости от запасов влаги в почве предшествующих месяцев (ω_{i-1} , ω_{i-2}) и осадков расчетного месяца x_i .

При этом вводятся критические значения для запасов влаги метровом слое почвы ω_{mx} и для количества выпавших за месяц жидких осадков x_{mx} , а также различаются условия накопления и работы влагозапасов. С помощью указанных критических значений и определяется генеральная направленность процессов водообмена в испаряющей системе и приоритетность участия в них осадков или почвенной влаги. Так, например, если влагозапасы предыдущего месяца превышают ω_{mx} , то приоритетным будет процесс испарения выпавших осадков, если же $\omega_{i-1} < \omega_{mx}$, то, хотя в процессе испарения будут участвовать осадки и почвенная влага, приоритетным окажется элемент, больший по значению. В случае сработки запасов за предшествующий расчетному месяцу их пополнение может стать приоритетным перед испарением лишь при превышении осадками расчетного месяца критического значения ($x_i > x_{mx}$) и т. д.

ω_{mx} и x_{mx} подбираются эмпирически, исходя из условия наилучшего соответствия результатов расчета измеренным влагозапасам на агрометеосети, а также наиболее логичного вида зависимости параметра $V_{и-В_о}$ от характеристики увлажненности V . По-видимому, для различных почв и природных зон ω_{mx} и x_{mx} будут различны.

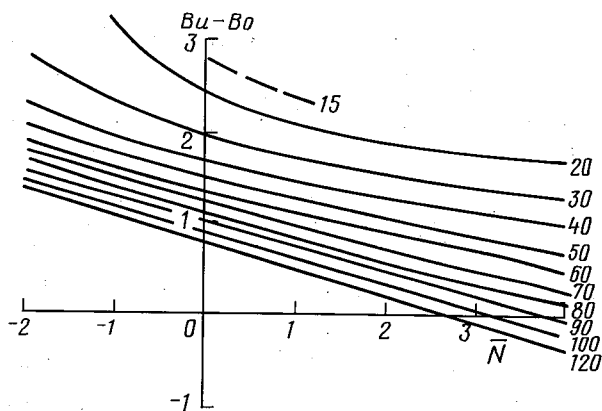


Рис. 2. Зависимость комплексного параметра тепло-влажнообмена атмосферы с подстилающей поверхностью ($V_{и-В_о}$) от спутникового параметра облачности $\bar{N}_{исз}$ (цифры у линий — параметр V)

С учетом параметра V связь $V_{и-В_о} = f(N_{исз})$ была преобразована в семейство кривых $V_{и-В_о} = f(N_{исз}, V)$ (3) при различных фиксированных значениях V (рис. 2). На основе этой зависимости предлагается способ восстановления параметра $s = \frac{x - \Delta w}{E_0}$

и запасов влаги в метровом слое почвы по данным об облачности со спутников. Учитывая, что для месячного периода осреднения $E = E_0 t_{hs}$, запишем

$$\frac{R}{LE_0 t_{hs}} - \frac{P}{LE_0 t_{hs}} = \Delta, \quad (4)$$

где $\Delta = 1 + \frac{B}{LE_0 t_{hs}}$.

Обозначим $\frac{R}{LE_0} - \frac{P}{LE_0}$ через Δ_0 , тогда

$$\frac{1}{t_{hs}} = \frac{\Delta}{\Delta_0}. \quad (5)$$

Найдя по спутниковым данным об облачности, измеренным на земным осадкам и начальным данным о влажности почвы с помощью зависимости (3) $B_u - B_o = \Delta^*$, рассчитав Δ_0 , можно из (5) получить оценку s^* . Затем по известному s^* легко определяют изменения запасов влаги в почве за расчетный месяц t :

$$\Delta w_i^* = x_i - E_{oi} s_i^*.$$

$\Delta_0 = \frac{R}{LE_0} - \frac{P}{LE_0}$ в выражении (5) можно определить по наземным метеорологическим и актинометрическим наблюдениям з радиационным балансом R , дефицитом влажности воздуха a и скорости ветра v , температурой воздуха t_v и поверхности $t_{п}$, и

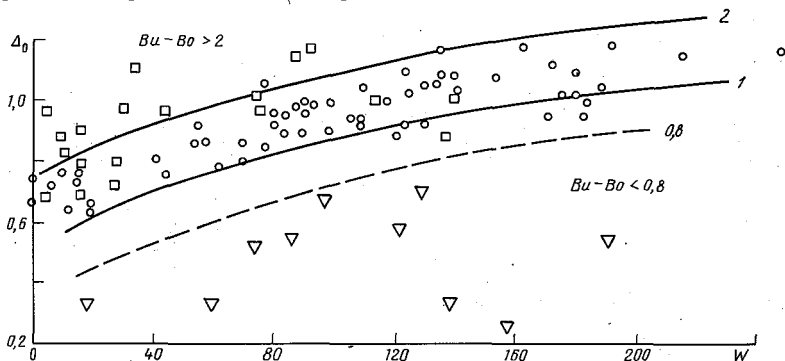


Рис. 3. Зависимость поправки Δ_0 к максимально возможному испарению E_0 от параметра W , характеризующего комплексно соотношение предшествующего увлажнения почвы и осадков расчетного периода (цифры у линий — $B_u - B_o$)

пользуя при этом климатическую оценку потока тепла в почве Δ . Однако анализ материалов, показал, что Δ_0 зависит не только от комплекса метеоусловий, но и от степени увлажнения почвы

пределяемой соотношением запасов тепла и влаги предшествующего и осадков расчетного месяца (рис. 3). Это происходит вследствие занижения максимально возможного испарения E_0 , асчитываемого по данным о радиационном балансе, который измеряется над реальной поверхностью с влажностью почвы меньше полной влагоемкости, при завышенном альбедо. Поскольку возможно измерять радиационный баланс максимально увлажненной почвы, то для корректного определения E_0 в этих условиях необходимо приводить значение R , измеренное над более сухой почвой, к максимально возможному. При этом параметр Δ_0 может играть роль поправочного коэффициента, приближающего асчетные E_0 к истинному. Действительно, из выражения (4) ледует, что, зная Δ_0 , нет необходимости рассчитывать E_0 по формуле Пенмана—Будаговского, так как

$$E = \frac{R - P}{L\Delta_0}. \quad (7)$$

Упомянутая зависимость Δ_0 от некоторого параметра предистории W аппроксимируется уравнением $\Delta_0 = aW^b$.

$$\Delta_0 = aW^b. \quad (8)$$

десь a и b — эмпирические коэффициенты, причем значение боих заключается между нулем и единицей.

Параметр предистории W призван характеризовать увлажненность почвы в течение расчетного месяца, которая оказывает лияние на альбедо подстилающей поверхности и в конечном чете на E_0 . Здесь так же, как и при формировании параметра V , еобходимым становится введение критических влагозапасов w_m , садков x_{mx} , кроме того, некоторой суммарной увлажненности истемы V_s . С помощью перечисленных критических величин оцеивается степень влияния влажности предшествующего месяца $i-1$) на формирование параметра W . Анализ материалов пока ал, что испаряющая система сохраняет память о предшествую ем увлажнении в случае одновременного выполнения условий $\omega_i < W_{i-1}$, $n(x_i + \omega_{i-1}) < V_s$, т. е. $W = \omega_{i-1}$.

Если хотя бы одно из этих условий не выполняется, то паратр формирует не только запасы влаги предыдущего месяца, но осадки расчетного: $W = x_i + \omega_{i-1}$. Особый случай представляют ойбой условия крайнего иссушения почвы ($\omega_{i-1} < 20$ мм), когда юбые осадки, меньшие x_{mx} , не могут изменить сухую предистою на влажную и W остается равным $\omega_{i-1} < 20$ мм. Очевидно, го введенные критические величины, как и предыдущие, связаны географическим положением и типом почвы.

Учитывая, что $\Delta_0 = \Delta_{ths}$, следует отметить очень слабую заасимость коэффициента a в уравнении (8) от Δ при $\Delta \geq 1$. При $\Delta < 1$ оба параметра Δ и Δ_0 равны вследствие равенства испареия E максимально возможному E_0 . Структура уравнения (8) по

казывает, что с увеличением W растет и Δ_0 , оставаясь меньше 1 при этом для каждого значения a существует предел $W = W_{кр}$ превышение которого делает $\Delta_0 > 1$. Иными словами, Δ_0 в формуле (7) будет увеличивать E_0 в условиях сухой предыстории (малых W) и тем в большей степени, чем она суше, что и дает возможность Δ_0 выполнять роль поправочного коэффициента для максимально возможного испарения. Истинная форма зависимости $\Delta_0 = aW^b$ в области малых W требует дополнительного обоснования в эксперименте, который установил бы для каждого типа почвы то предельное минимальное значение влагозапасов, ниже которого альbedo подстилающей поверхности перестает увеличиваться и поправка к E_0 сохраняется постоянной. Эффект занижения E_0 , рассчитанного по значениям R_i над реальной поверхностью, убывает по мере ее увлажнения и даже переходит в обратный при $W > W_{кр}$. Последнее связано уже с влиянием месячного интервала осреднения.

Сравнение результатов расчета E_0 по формуле Пенмана—Будаговского и по уравнению (7) показало более чуткую реакцию последнего на уровень увлажненности испаряющей системы при явно выраженной тенденции к увеличению испаряемости в сухих и уменьшению во влажных условиях по сравнению с E_0 , рассчитанными по Пенману—Будаговскому (рис. 4).

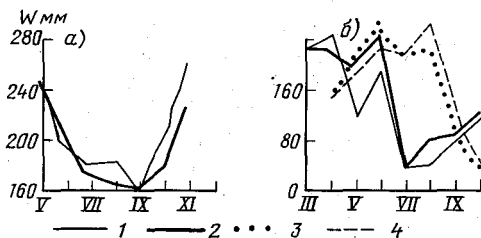


Рис. 4. Результаты расчетов влажности почвы и максимально возможного испарения по предложенному алгоритму для воднобалансовых участков агрометстанций Полтавы (а) и Нежины (б):

1 — влажность почвы, измеренная на агрометстанции; 2 — рассчитанная по алгоритму влажности почвы; 3 — максимально возможное испарение, рассчитанное по формуле (7) алгоритма; 4 — то же — по формуле Пенмана—Будаговского

Таким образом, в общих чертах определен алгоритм восстановления комплексного параметра увлажненности и запасы влаги в почве по дистанционно-наземной информации.

С помощью описанного алгоритма были проведены расчеты s и w для постоянных участков ряда станций Украины за 1972 г. В расчетах использовались в качестве текущей информации спутниковые данные о покрытости одноградусного квадрата географической сетки различными формами облачности; наземные данные агрометстанций о температуре воздуха и поверхности почвы, осадках, скорости ветра, а также данные актинометрической сети о суммарном за месяц радиационном балансе подстилающей по-

верхности. Наземные данные о запасах влаги в почве после схода снежного покрова вводились лишь один раз как начальные условия. Значения параметров V , W , Δ , Δ_0 формировались в алгоритме на основе рассчитанных значений влагозапасов за предшествующий месяц.

Расчеты дали удовлетворительные и обнадеживающие результаты, доказав принципиальную возможность восстановления с достаточной точностью увлаженности по спутниковой информации (рис. 4).

Слежение за годовым ходом предложенного параметра s на единичной комплексной агрометеоактинометрической станции при знании среднего многолетнего хода позволит судить о состоянии увлажненности и возможных вариантах изменения в течение вегетационного периода.

Разработанная методика динамического районирования даст возможность следить за перемещением в теплый сезон границ областей сохранения или истощения весенних запасов влаги, а также зон сбалансированных и аномальных условий увлажненности.

С учетом статистически полученных кривых обеспеченности осадков по всем станциям территории на основе подобных карт можно будет разрабатывать вероятные сценарии распределения этих зон и областей на будущий месяц, что необходимо для принятия решений об оптимальных агротехнических мероприятиях.

Так, для зон орошаемого земледелия могут быть уточнены сроки и объемы полива и внесения удобрений с целью уменьшения их вымывания и уменьшения непродуктивного испарения при сохранении и даже увеличении урожая. Оптимизация перераспределения водных и химических ресурсов должна дать экономический эффект, а также привести к улучшению экологической ситуации за счет уменьшения засоления почв и грунтовых вод и евтрофикации водоемов.

В условиях неорошаемого земледелия могут решаться вопросы территориальной и временной приоритетности внесения удобрений и агротехнических мероприятий по влагозадержанию.

Алгоритм методики динамического районирования территории по общей увлажненности предполагается решать в трех вариантах с различными сроками практической реализации в зависимости от методов приведения показателей увлажненности к пространственной однородности.

1. Использование наземных измерений влажности почвы только на однородных воднобалансовых участках с исключением нерепрезентативных станций и участков.

2. Использование алгоритмов расчета увлажненности через атмосферные входы, сглаживающие локальные измерения влажности почв.

3. Использование дистанционной спутниковой и самолетной информации, обладающей свойствами естественной интеграции.

Если в первом варианте районирование неизбежно основыва-

ется на достаточно ограниченной сети комплексных станций, то в третьем и частично во втором вариантах интегральные дистанционные оценки могут проводиться для стандартных квадратов, площадь которых зависит от разрешающей способности аппаратуры.

Для первого варианта уже в настоящее время реально говорить о создании наземной системы мониторинга увлажненности, основанной на данных агрометеоактиметрической информации с месячным и декадным шагом. Сбор, обработка, комплексирование информации и последующая выдача народнохозяйственным организациям карт динамического районирования должна осуществляться ГМО и УГКС. Для организации такой наземной системы мониторинга в УГКС требуется: 1) унификация агрометнаблюдений в части обязательного наличия однородных воднобалансовых участков на комплексных станциях и проведения на них измерений влажности почвы в сроки, согласованные с интервалами суммирования декадных осадков и измерений радиационного баланса подстилающей поверхности; 2) разрешение сети комплексных станций за счет увеличения числа актиметрических станций.

Для реализации второго наземно-спутникового варианта мониторинга увлажненности территории методом динамического районирования разрабатывается алгоритм восстановления полей увлажненности с использованием систематической информации об облачности с метеорологических спутников, осредняемой по 1-градусным квадратам. Этот вариант мониторинга может быть внедрен в УГКС, имеющих пункты приема спутниковой информации.

При техническом прогрессе в области разработки приемной дистанционной аппаратуры в широком диапазоне спектра и в области автоматизированных методов обработки информации станет возможным дальнейшее усовершенствование расчетных алгоритмов восстановления полей увлажненности для создания в будущем автоматизированной спутниковой глобальной системы мониторинга увлажненности для оценки тенденций климатических колебаний и сельскохозяйственной ситуации в целом по стране и по земному шару.

THE HISTORY OF THE

REPUBLIC OF THE UNITED STATES

OF AMERICA

FROM 1776 TO 1863

BY

W. H. CHAPMAN

NEW YORK

1863

NEW YORK

NEW YORK

NEW YORK

NEW YORK

NEW YORK

NEW YORK

NEW YORK

NEW YORK

NEW YORK

NEW YORK

NEW YORK

NEW YORK

NEW YORK

NEW YORK

NEW YORK

NEW YORK

NEW YORK

NEW YORK

NEW YORK

NEW YORK

NEW YORK

NEW YORK

NEW YORK

NEW YORK

NEW YORK

NEW YORK

NEW YORK

NEW YORK

NEW YORK

NEW YORK

10-

