

# ОПИСАНИЕ ГИДРОТЕРМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ПОЧВЕ В ЗАДАЧЕ ПРОГНОЗА ПОГОДЫ

*Д.Я. Прессман*

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр  
Российской Федерации  
pressman@metcom.ru*

## Введение

Проведена модификация почвенного блока прогностической модели DWD с учетом растительного покрова. Составлена программа (FORTRAN 90) алгоритма разностного решения задачи в следующей постановке.

Основные среды образуют трехслойную структуру: на поверхности почвы возможен слой жидкой воды (лужа), над которой возможен снежный покров.

Параметризация гидротермических процессов основана

1) на заданной зависимости влажностного почвенного потенциала и гидравлической проводимости как от жидкой, так и от кристаллической составляющей почвенной воды [1];

2) на определении массовой доли водяного пара на поверхности почвы согласно [2];

3) на учете не только диффузионного, но и прямого переноса тепла за счет потока жидкой составляющей.

Упрощенная и численно эффективная модель растительности в основном следует работам [3, 4] с учетом рекомендаций О.В. Дрофы.; бесконечно тонкий лист совпадает с нижней границей атмосферы и имеет с ней общую температуру, корни растительного покрова меняют содержание воды талой почвы при испарении водяного пара из пор листа; лист может удерживать капли дождя или сконденсированного пара и препятствует

прямому обмену водой между почвой и атмосферой; радиационный поток влияет на раскрытие пор листа, альbedo покрова определяет отраженный поток солнечной радиации; коэффициент обмена водяным паром между листом и атмосферой определяется с учетом двух факторов: процесса обмена между порами листа и “предельно сжатой” средой “внутри” растительности и процесса обмена между этой “предельно сжатой” средой и атмосферой над листом.

Численный алгоритм свободен от априорных ограничений на прогностические величины, которые были необходимы в исходном алгоритме для борьбы с вычислительным шумом.

Основные элементы постановки задачи, принятые в модели DWD сохранены: использована разностная аппроксимация интегральных соотношений и понятие температуры замерзания почвенной воды при ее достаточном количестве.

Не предусмотрено изменение плотности снега во времени.

Предположена независимость свойств почвы от вертикальной координаты.

### Основные уравнения

Одномерная модель почвы, обладая необходимой точностью, может широко применяться в решении задачи прогноза погоды. В рассматриваемой постановке допускается наличие слоя жидкой воды (лужа) на поверхности почвы, над которым может располагаться снежный покров.

Для описания переноса жидкой фракции воды в почве применяется закон сохранения в форме

$$\frac{\partial \theta_l}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial z} - E - R_{fm}, \quad (1)$$

где  $\theta_l$  [1] – удельный объем жидкой воды;  $E$  [1/s] – скорость испарения (конденсации) на поверхности почвы;  $R_{fm}$  [1/s] – скорость плавления (замерзания) воды в почве;  $t$  [s] и  $z$  [m] – время и растущая вверх вертикальная координата соответственно.

Поток почвенной воды  $q$  [m/s] описывается законом Дарси

$$q = K \cdot \frac{\partial(\Psi + z)}{\partial z}. \quad (2)$$

Влажностный потенциал (матричный потенциал почвы)  $\Psi$  [м] и гидравлическая проводимость  $K$  [м/с] будут использоваться в следующей отличной от используемой в DWD форме:

$$\Psi = \Psi_{sat} \cdot \left( \frac{\theta_{sat} - \theta_i}{\theta_l} \right)^b; \quad K = K_{sat} \cdot \left( \frac{\theta_l}{\theta_{sat} - \theta_i} \right)^{2b+3}.$$

$\Psi_{sat}$  и  $K_{sat}$  – постоянные для данной почвы величины при ее насыщении;  $\theta_{sat}$  пористость почвы;  $b$  – постоянная Clapp-Hornberger для данной почвы;  $\theta_i$  – удельный объем кристаллической воды почвы.

При замерзании воды почвы ее молекулы, соприкасающиеся с частицами почвы, не кристаллизуются из-за абсорбционных и капиллярных сил. При  $\theta_i > 0$  влажностный потенциал находится в равновесии с давлением пара над льдом пор и задается выражением

$$\Psi = L_f \cdot (T - T_o) / g / T,$$

где  $T_o = 273,15$  [K];  $T$  – температура почвы [K];  $L_f$  – теплота плавления льда [J/kg];  $g$  – ускорение силы тяжести [ $m/s^2$ ]. Приравнивая приведенные выше формы  $\Psi$  получаем выражения для точки замерзания  $T_f$  [K] и максимально возможного при температурах ниже этой точки удельного объема жидкой фракции почвенной воды  $\theta_{l,max}$  [1]:

$$T_f = L_f \cdot T_o / (L_f + g \cdot \|\Psi_{sat}\|); \quad \theta_{l,max} = \theta_{sat} \cdot \left\{ \frac{g \cdot T \cdot \Psi_{sat}}{L_f \cdot (T_o - T)} \right\}^{1/b}.$$

Последняя пара формул (вместе с  $\theta_l + \theta_i$ ) определяет фазовый состав почвенной влаги.

Для описания процессов переноса тепла привлекаем закон сохранения энергии.

$$C \cdot \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \rho_{ice} \cdot L_f \cdot \frac{\partial \theta_i}{\partial t}, \quad (3)$$

где  $C$  [ $J/m^3/K$ ] и  $\lambda$  [ $W/m/K$ ] – соответственно, объемная теплоемкость и теплопроводность почвы;  $C = \rho_{soil} \cdot c_s \cdot (1 - \theta_{sat}) + \rho_{ice} \cdot c_{ice} \cdot \theta_i + \rho_w \cdot c_w \cdot \theta_l$ ;  $\rho_{soil}$  [ $kg/m^3$ ],  $\rho_{ice} = 917,0$  [ $kg/m^3$ ],  $\rho_w = 1000$  [ $kg/m^3$ ] – плотности почвы, льда, жидкой воды,  $c_s$ ,  $c_i$ ,  $c_w$  [ $J/kg/K$ ] – удельные теплоемкости почвы, льда и жидкой воды.

Теплопроводность почвы  $\lambda = Ke \cdot \lambda_{sat} + (1 - Ke) \cdot \lambda_{dry}$ . Здесь  $\lambda_{sat} = \lambda_{soil}^{(1-\theta_{sat})} \cdot \lambda_l^{\theta_l} \cdot \lambda_i^{\theta_i}$  – теплопроводность при насыщении, а  $\lambda_{soil}$ ,  $\lambda_l = 0,66$ ,  $\lambda_i = 2,11$  (all [ $W/m/K$ ]) – соответственно, теплопроводности почвенной структуры и жидкой и кристаллической составляющих воды.  $\lambda_{dry} = 0,14209$  [ $W/m/K$ ].

Число Kersten  $Ke$  принимается в упрощенной форме:

$$Ke = \begin{cases} (\theta_i + \theta_l) / \theta_{sat} = S_r \cdot \text{если } S_r \leq 0,08352 \\ 0,5 \cdot (S_r + 1 + 0,85 \cdot \log S_r) \cdot \text{если } S_r > 0,08352 \end{cases}$$

Были проведены численные эксперименты с другой версией уравнения теплопереноса в почве, когда учитывается прямой перенос тепла жидкой фракцией воды и левая часть уравнения (3) переходит в

$$\left( C \cdot \frac{\partial T}{\partial t} + \rho_w \cdot c_w \cdot \theta_l \cdot W \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \right),$$

где  $W = q / \theta_l$  – эффективная скорость переноса воды почвы.

Для определения относительных скоростей выпадающих осадков в виде снега  $V_{ts}$  и дождя  $V_{tr}$  использованы формулы:

$$V_{tr} = 12,11 \cdot (\rho_A \cdot q_r)^{1/8} \cdot (\rho_{As} / \rho_A)^{1/2} \quad \text{– для капель дождя } (T \geq T_0) \text{ и}$$

$$V_{ts} = V_{tr} \cdot \begin{cases} 0,2 \cdot \text{if } T < -263,15 \\ 0,6 \cdot \text{if } -273,15 \geq T \geq -263,15 \end{cases} \quad \text{– для кристаллов снега.}$$

## Краевые условия

Температура  $T$  и жидкая влага почвы  $\theta_l$  задаются постоянными (или известными а priori функциями времени) на последнем уровне почвенной модели. Предполагается, что этот уровень всегда расположен в талой части почвы. Эти две величины необходимы для описания молекулярной теплопроводности.

Температура на границах сред (лужи, снега, почвы) определяются прогностическими уравнениями с использованием условий непрерывности соответствующих потоков.

Так, температура поверхности голой почвы находится из

$$C \cdot \frac{\partial T}{\partial t} \cdot \Delta_s = R_s + R_l - \sigma \cdot T^4 + F_{sens} + F_{lat} - \lambda \cdot \frac{\partial T}{\partial z}. \quad (4)$$

Здесь  $\Delta_s$  – половина верхнего слоя модельной почвы;  $R_s$  и  $R_l$  – нисходящие потоки коротковолновой и длинноволновой радиации;  $\sigma$  – постоянная Стефана-Больцмана;  $F_{sens}$  и  $F_{lat}$  – атмосферные потоки осязаемого и скрытого тепла.

Величина  $\theta_l$  на поверхности почвы или равна  $\theta_{sat}$  (при наличии лужи), или вычисляется с помощью прогностического уравнения (если почва голая или если она накрыта снегом).

Например,  $\theta_l$  на поверхности голой почвы определяется с помощью

$$\partial(\rho_w \cdot \theta_l \cdot \Delta_s + \rho_A \cdot q_v \cdot \Delta_z) / \partial t = K_{ta} \frac{\partial q_v}{\partial z} - q. \quad (5)$$

Здесь отношение смеси водяного пара в атмосфере  $q_v$  на поверхности почвы равно [2]

$$\exp \left\{ \frac{g \cdot \Psi_{sat}}{R_v \cdot T} \cdot \left( \frac{\theta_l}{\theta_{sat} - \theta_l} \right)^{-b} \right\} \cdot q_{v,sat}(T, P),$$

где  $K_{ta}$  – коэффициент атмосферной турбулентности для водяного пара;  $\Delta_z$  – половина нижнего слоя модельной атмосферы. Уравнение  $\partial(\rho_w \cdot \theta_l \cdot \Delta_s) / \partial t = -q$  используется для получения  $\theta_l$  на поверхности почвы, накрытой снегом.

## Численный алгоритм

Расслоение почвенной модели, принятое в DWD, не изменено. Узлы основной сетки расположены на глубинах  $0, 3, 9, \dots, 3^N$  [см] (номер сеточного узла растет вниз). Функции  $\theta_l$ ,  $\theta_i$  и  $T$  предсказываются в узлах с номерами от 1 до N. Самый нижний узел (на глубине  $3^N$ ) с номером N+1 содержит климатические значения этих функций. Промежуточные точки (интерфейсы) добавлены таким образом, что расстояния между этими точками с номерами  $k$  и  $k+1$  равно  $3^{k-1}$  [см]. Первая промежуточная точка находится на глубине  $\frac{1}{2}$  см. Любой узел основной сетки (кроме самого верхнего и самого нижнего) расположен точно в середине интервала между точками дополнительной сетки. Возможно усреднение функций между соседними интерфейсами.

Предполагается, что интервалы между точками основной сетки могут быть четырех типов: 1) слой мерзлой почвы; 2) слой с верхним мерзлым подслоем; 3) слой талой почвы; 4) слой с мерзлым нижним подслоем. Потоки тепла и влаги вычисляются на интерфейсах, соответствующие выражения зависят от того, где (в талой или мерзлой части основного интервала) находится интерфейс. Эти потоки предполагаются непрерывными, но их Z-производные рвутся на границах между талой и мерзлой почвой.

Численный алгоритм основан на физическом расщеплении.

Прежде всего определяется эволюция объемной доли жидкой воды в точках основной сетки при фиксированных температуре и объемной доли почвенного льда. Толщины снежного покрова и лужи могут расти за счет соответствующих осадков и изменяться за счет испарения или конденсации. Фильтрация лужи в почву учитывается здесь же.

Далее учитывается работа корней, меняющая содержание почвенной воды, если почва корневой зоны растений талая и если происходит испарение из пор листа.

Затем определяется температура в точках основной сетки и на границах лужи и снега. Полученная в результате температура

может не соответствовать фазовому составу почвенной воды и фазе воды лужи и снежного покрова.

На четвертом этапе проводится согласование температуры и фазового состава воды в точках основной сетки. Отношение смеси водяного пара также определяется на этом этапе (итерации необходимы в случае голой почвы). Этот этап – единственное место, где учитывается слагаемое  $R_{fm}$  уравнения (1).

Пятый этап необходим для определения типов почвенных слоев, толщин их талых и мерзлых частей и температуры на границах между этими частями.

### Конечно-разностная аппроксимация

Используется аппроксимация физических законов в их интегральной формулировке. Эволюция осредненных между соседними интерфейсами величин определяется соответствующими граничными потоками. Эти осредненные величины могут быть отнесены к точкам основной сетки (например, для нужд интерполяции).

По возможности проводится линеаризация уравнений, после чего они аппроксимируются неявной разностной схемой.

Как правило, в результате получаем линейную алгебраическую систему уравнений с трехдиагональной матрицей, решаемую методом прогонки.

Аппроксимация потоков усложняется, если интерфейс находится в интервалах второго или четвертого типов. Так, аппроксимация потока удельного объема жидкой воды почвы для интерфейса между  $k$  и  $k+1$  узлами основной сетки слоя второго типа, расположенного в мерзлой части выглядит как

$$q = K_{sat} \cdot \left\{ \left( \frac{\theta_i^0}{\theta_{sat} - \theta_i^0} \right)^{2b+2} \cdot \frac{\theta_i^{\Delta t}}{\theta_{sat} - \theta_i^0} + \frac{|\Psi_{sat}| \cdot b}{\theta_{sat} - \theta_i^0} \cdot \left( \frac{\theta_i^0}{\theta_{sat} - \theta_i^0} \right)^{b+2} \right. \\ \left. \cdot \left[ \frac{\partial \theta_i^{\Delta t}}{\partial z} + \frac{\theta_i^{\Delta t}}{\theta_{sat} - \theta_i^0} \cdot \frac{\partial \theta_i^0}{\partial z} \right] \right\}.$$

$$\text{Здесь } \frac{\partial \theta_l^{\Delta t}}{\partial z} = \frac{\theta_{l,k}^{\Delta t} - \theta_{l,k}^{\Delta t}}{\Delta^+ + \Delta^- - \frac{\theta_{i,k}^0 \cdot \Delta^+}{\theta_{sat}}} - \frac{\theta_{l,k}^{\Delta t} \cdot \theta_{i,k}^0 \cdot \frac{\Delta^+}{\theta_{sat}}}{\Delta^- \cdot (\Delta^+ + \Delta^- - \frac{\theta_{i,k}^0 \cdot \Delta^+}{\theta_{sat}})};$$

$$\theta_l^{\Delta t} = \theta_l^{\Delta t} + \left( \frac{\theta_{l,k}^{\Delta t} \cdot \Delta^+ + \theta_{l,k}^{\Delta t} \cdot \Delta^-}{\Delta^+ + \Delta^- - \frac{\theta_{i,k}^0 \cdot \Delta^+}{\theta_{sat}}} - \theta_{l,k} \right) \cdot \Delta Z / 2 / \Delta^-;$$

$$\theta_i = \theta_{i,k} / \Delta^- \cdot (\Delta^- - \Delta Z / 2);$$

$\theta_{l,k}$  и  $\theta_{i,k}$  – удельные объемы жидкой и кристаллической фаз воды почвы в точке основной сетки с номером  $k$  соответственно;  $\Delta Z$  – длина отрезка между интерфейсами, центрированного относительно точки основной сетки с номером  $k$ ;  $\Delta^+$  – длина талой части интервала основной сетки между точками с номерами  $k$  и  $k+1$ ;  $\Delta^-$  – длина мерзлой части интервала основной сетки между точками с номерами  $k$  и  $k+1$ . Верхний индекс временной: 0 означает начало шага по времени,  $\Delta t$  – его конец.

Аппроксимация уравнения эволюции жидкой фракции почвенной воды для точек сетки с номерами от 2 до  $(N-1)$  проста:

$$\theta_{l,k}^{\Delta t} - \theta_{l,k}^0 = \Delta t / \Delta Z \cdot (q_k - q_{k+1}).$$

Поток жидкой фракции содержит диффузионную и гидравлическую части. Для описания последней части нужно только одно (верхнее) краевое условие. Чтобы минимизировать вычислительный шум от использования нижнего краевого условия в схеме центральных разностей можно (что и сделано) использовать неявную схему направленных разностей при расчете гидравлической проводимости в точке основной сетки с номером  $N$ . При этом предположено, что в  $(N-1)$ -ом сеточном слое всегда в жидкой фазе. Тогда



$$\frac{\partial}{\partial z}(K) = \frac{\partial K}{\partial \theta_l} \cdot \frac{\partial \theta_l}{\partial z} = w_h \frac{\partial \theta_l}{\partial z},$$

при этом  $w_h$  рассчитывается в центре  $(N-1)$ -го сеточного слоя в начале временного шага, а для аппроксимации  $\frac{\partial \theta_l}{\partial z}$  применяется неявная схема направленных разностей.

Аналогично строится численный алгоритм для описания термических процессов. При расчете коэффициентов уравнения

$$C \cdot \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$

или (в том случае, если мы хотим учесть прямой перенос тепла жидкой фракцией почвенной воды) уравнения

$$\left( C \cdot \frac{\partial T}{\partial t} + \rho_w \cdot c_w \cdot \theta_l \cdot W \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \right) = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$

( $-W = q / \theta_l$  эффективная скорость переноса жидкой части почвенной воды) используются полученные на предыдущем этапе величины  $\theta_{l,k}$ . Слагаемое, отвечающее прямому переносу тепла, рассчитывается по неявной схеме направленных разностей.

Затруднения возникают при определении  $T$  на границах тонкой лужи или тонкого снега (или их объединения). Детерминант соответствующей линейной алгебраической системы стремится к 0 вместе с толщиной этих сред. Трудность обходится добавлением уравнения для  $T$  в середине каждой из них (или их объединения). При одновременном существовании снежного покрова и лужи температура между ними выражается через  $T$  на границе снега и почвы из условия непрерывности потока тепла. Снова, если толщина «агрегата» из снега и воды стремится к нулю, добавляется уравнение для температуры в центре «агрегата». После этого не составляет труда определить  $T$  на границах всех сред.

Найденные таким образом значения  $T$  могут не соответствовать фазовому составу воды всех сред. Поэтому необходимо согласование полученных величин. Сохранение теплосодержания, равенство тепловых потоков на границах почвы,

лужи и снега, а также учет фильтрации включены в процедуру согласования. На этом этапе итерации неизбежны.

Наконец, определяются типы полученных почвенных интервалов, толщины подслоев и температуры на границах между тальными и мерзлыми подслоями. Вполне может оказаться, что хотя  $T$  слоя меньше 273,15 К, он не содержит льда из-за малого количества воды.

Потоки солнечной радиации учитываются явно, а для длинноволновой радиации предусмотрена возможность учета слагаемого  $\sigma \cdot T^4$  в явной и в неявной (линеаризованной) формах.

### Учет растительного покрова

Отдельно остановимся на алгоритме учета влияния растительности на изменение влагосодержания почвы и на процессы тепло- и влагообмена атмосферы с почвой.

Растительность моделируется «бесконечно тонким» листом, прилегающим к нижней границе атмосферы и имеющим с этой границей общую температуру. Этот лист (так же как лужа или как снежный покров) прерывает непосредственный обмен влагой между почвой и атмосферой. Какая-то часть капель дождя (или водного конденсата или снега) может удерживаться на его поверхности, поток пара к голой почве под всем листом принимается равным нулю, под сухой частью листа возможна работа корней, забирающих воду из пор талой почвы для ее транспирации, порами листьев. При наличии лужи (снега) ее (его) масса распределена под всем листом.

Основные предположения:

1) максимально удерживаемая масса воды на  $m^2$  листа определяется произведением листовичного индекса LAI [1] на размерную константу (для капель это 0,02 кг);

2) доля площади листа под каплями равна

$$\sqrt{m_w / (LAI \cdot 0.02)} ; \quad (6)$$

3) интенсивность работы корней зависит

а) от влажности почвы, которая определяет скорость транспирации с помощью безразмерного множителя

$$g(\theta_{l,w}) = \begin{cases} 1 & \text{если } \theta_l > \theta_{ref} \\ \frac{\theta_l - \theta_{wilt}}{\theta_{ref} - \theta_{wilt}} & \text{если } \theta_{ref} \geq \theta_l > \theta_{wilt} ; \\ 0 & \text{если } \theta_l \leq \theta_{wilt} \end{cases}$$

б) от фотосинтетически активной радиации и от лиственничного индекса, так что появляется еще один безразмерный множитель

$$RES = 0,6 \cdot \sqrt{\frac{LAI}{150}} \cdot (1 - 0,19 \cdot LN \frac{1128,0 + 0,55 \cdot VIZFL}{30,8 + 0,55 \cdot VIZFL});$$

где  $VIZFL$  – интенсивность потока [ $w/m^2$ ] соответствующей полосы солнечной радиации;

4) сопротивление испарению из пор листа складывается из двух частей – из сопротивления переходу пара листа в предельно сжатую атмосферу внутри растительности и из сопротивления переходу пара из этой сжатой атмосферы в атмосферу над листом;

5) корни работают, только если вся корневая зона рассматриваемого типа растительности занята талой почвой.

Учет влияния растений производится последовательно. Сначала определяется средняя за временной шаг доля площади листа, покрытой каплями. Под этой частью листа корни не работают, хотя возможно, что они работают под сухой частью листа. Вне листа происходит обычное взаимодействие почвы с атмосферой. При превышении массы воды, удерживаемой листом, критической величины эксцесс проходит к поверхности почвы и либо пополняет лужу, занимающую всю площадь ячейки сетки, либо образует новую лужу. Затем включается механизм фильтрации лужи в почву.

Разные уравнения служат для определения указанной доли площади листа. Если поток атмосферной воды направлен вниз, то сначала решается линейное уравнение для массы воды на листе:

$$\partial(m_w) / \partial t = K_{ta} \frac{\partial q_v}{\partial z} + Flux_{rain}, \quad (7)$$

где  $Flux_{rain}$  – скорость изменения массы за счет дождя. Затем проверяется, превышена ли максимально удерживаемая масса,

эксцесс проходит к почве, средняя доля площади листа под каплями находится по (6).

Если же поток атмосферной воды направлен вверх, то испарение капель воды на листе происходит только над площадью листа, занятой каплями, и изменение массы капель листа в этом случае определяется уравнением

$$\partial(\sqrt{m_w})/\partial t = K_{ta} \frac{\partial q_v}{\partial z} / 2. \quad (8)$$

После того, как стала известна средняя за временной шаг доля площади листа, покрытой каплями, можно учесть расчет результатов работы корней, относя его только к сухой части площади листа. Изменение объемной доли жидкой воды пор  $\theta_{lw,k}$  в k-ом слое почвы, расположенном внутри корневой зоны, толщина которой равна *Rootzone* [m], под сухой частью листа, определяется численно с помощью явной разностной схемы, аппроксимирующей уравнение:

$$\begin{aligned} \partial(\theta_{lw,k} \cdot \rho_w) / \partial t = & K_{ta} \frac{\partial q_v}{\partial z} \cdot RES \cdot g(\theta_{l,w,k}) / (1 + RES \cdot \\ & \cdot g(\theta_{l,w,k})) / Rootzone. \end{aligned} \quad (9).$$

Очевидно, что корни работают только там, где влажность почвы больше влажности увядания. В любом случае полученная влажность не должна быть менее влажности увядания.

Результаты (влажность почвы и массовая доля водяного пара) под (над) сухой и влажной частями площади листа и площади вне листа складываются с соответствующими весами для перехода к итоговой влажности ячейки и итоговой массовой доле пара воды сеточной ячейки. На этом расчет влияния растительности заканчивается.

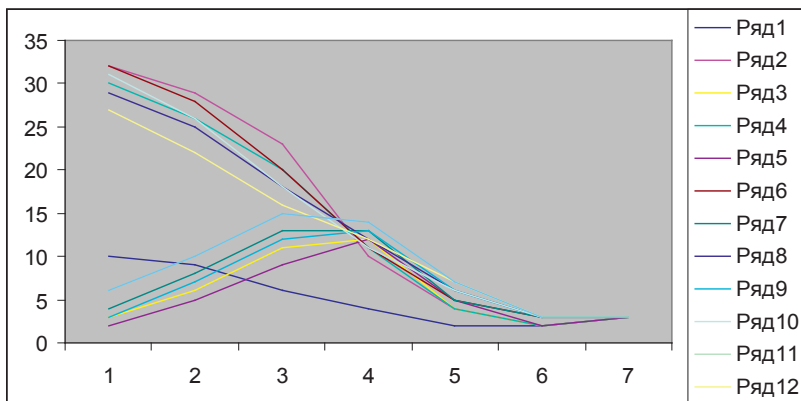
### Результаты численных экспериментов

Атмосферное воздействие определяется заданием  $T$  и массовой доли водяного пара  $Q_v$  на высоте 2 м (или коэффициентами прогонки в атмосферной части модели). Должны быть заданы также коэффициенты турбулентного обмена для этих

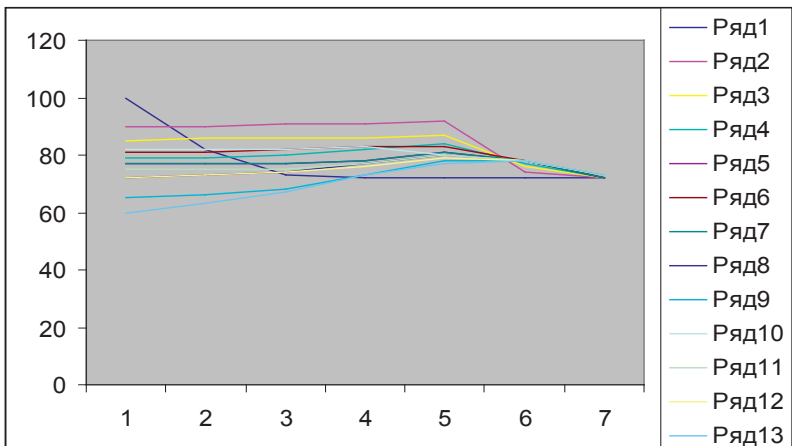
величин и интенсивности выпадения снега и дождя и радиационные потоки.

На рис. 1–4 приведен пример прогноза на 72 ч температуры и влажности почвы с учетом радиационных потоков и растительного покрова. Начальная толщина лужи 10 см.  $T$  на 2 м задавалось соотношением  $T=285+10\cdot\sin(IRT\cdot6,2832/360)$ , где  $IRT$  – номер шага по времени, равного  $\Delta t=240$  с. Величина  $Q_v$  на 2 м определялась в зависимости от  $T$  на 2 м либо массовой долей насыщенного пара надо льдом, либо над каплями, умноженной на 0,557. Параметры почвы типа Silty Clay Loam (серая лесная):  $\Psi_{sat}=0,356$ ;  $\theta_{sa}=0,477$ ;  $K_{sat}=1,7\cdot 10^{-6}$ ;  $L_f=335560,5$ ;  $b=7,75$ . На нижнем уровне почвы  $T=279,9$  К;  $\theta_l=\theta_{sat}\cdot 0,97$ ;  $\theta_i=0$ .

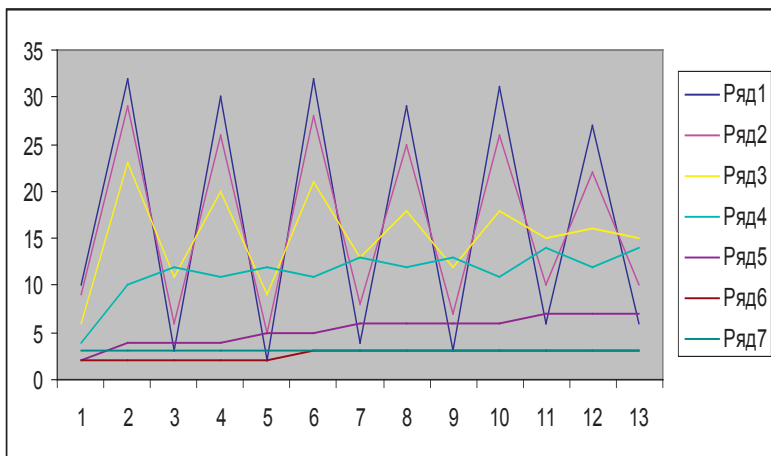
Показано изменение температуры и процентного содержания объема жидкой фракции воды в порах при следующих начальных данных: температура 284; 283; 279; 278; 276; 276; 277; относительный объем жидкой фазы в порах почвы: 0,34; 0,34; 0,343; 0,344; 0,345; 0,3455; 0,346.



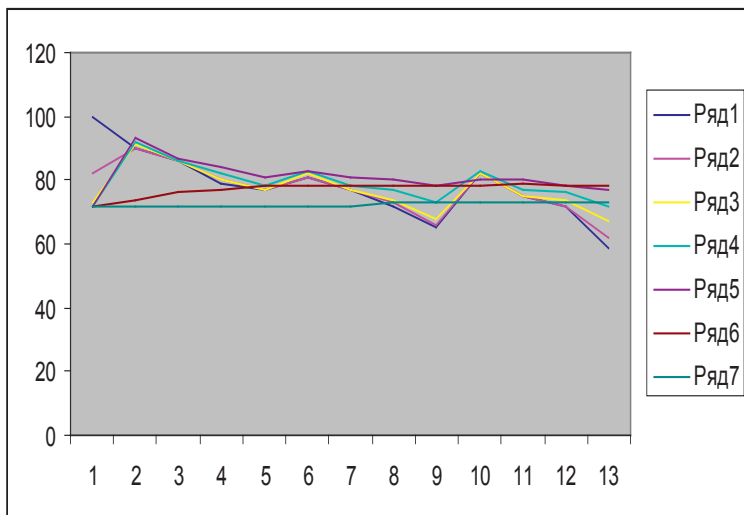
**Рис. 1. Графики температуры почвы в градусах Цельсия с интервалом в 6 часов. Числа на оси X соответствуют глубинам уровней в см в логарифмической шкале с основанием 3 (или степеням тройки). Учтены радиационные потоки и растительность.**



**Рис. 2. Влажность почвы. Ряды через 6 часов. Учтены радиационные потоки и растительность. Числа на оси X соответствуют глубинам уровней в см в логарифмической шкале с основанием 3 (или степеням тройки).**



**Рис. 3. Графики температуры почвы в градусах Цельсия с интервалом в 6 часов. Числа на оси Y соответствуют температуре. Линии разных цветов (ряды легенды) соответствуют уровням сетки в почве. Числа на оси X отвечают 6-часовым интервалам прогноза. Учтены радиационные потоки и растительность.**



**Рис. 4. Графики процентного содержания объема жидкой воды в порах почвы с интервалом в 6 часов. Числа на оси Y соответствуют указанным процентам. Линии разных цветов (ряды легенды) соответствуют уровням сетки в почве. Числа на оси X отвечают 6-часовым интервалам прогноза. Учтены радиационные потоки и растительность.**

Радиация рассчитывалась для случая ясного неба при температуре с 6-градусным падением на 1 км с высотой при стандартном содержании паров воды и углекислого газа.

Растительность относится к типу лиственного леса средней полосы (DECIDUOUS BROADLEAF FOREST): глубина корневой зоны 1,25 м, альbedo 0,15, лиственный индекс меняется от 0 зимой до 7,2 летом, доля покрытия почвы от 0,1 зимой до 0,9 летом. Коэффициент атмосферного турбулентного обмена был фиксирован в ходе расчета

### **К параметризации конвекции в водоеме**

Без учета конвекции расчет распределения температуры в водоеме (при известной температуре на нижней границе нижнего сеточного слоя, что далее будет предполагаться) – не что иное, как

упрощенный вариант расчета температуры в почвенном слое, и мы не будем его описывать.

В рамках одномерной модели водоема будем пытаться учесть пространственную конвекцию с помощью увеличения коэффициента теплопроводности.

Прежде всего, привлекая уравнение состояния воды в форме (без учета солёности и глубины уровня), где  $T$  – температура в шкале Цельсия:

$$\rho = 999,83 - 0,0708 \cdot (1 + 0,068 \cdot T) \cdot T - 0,003 \cdot 35 \cdot (1 - 0,012 \cdot T) \cdot T \quad (10)$$

выделим в сеточной вертикали «секции», каждая из которых (при движении сверху вниз) начинается с неустойчивого сеточного слоя, содержит внутри себя неустойчивые или нейтральные сеточные слои и заканчивается устойчивым сеточным слоем. В этом устойчивом сеточном слое будем искать  $Z$ -уровень такой, что масса воды в слое (толщиной  $H$ ) между этим  $Z$ -уровнем и верхней границей секции равна массе воды слоя такой же толщины  $H$ , но с постоянной по  $Z$  плотностью, равной плотности на  $Z$ -уровне. Толщина  $H$  принимается за толщину слоя конвекции.

Если не удастся найти такой  $Z$ -уровень внутри нижнего устойчивого слоя «секции», то за  $Z$ -уровень принимается нижняя граница указанного устойчивого слоя.

Затем разность потенциальных энергий указанного слоя конвекции 1) с исходным распределением плотности и 2) этого же, но  $Z$ -перевернутого слоя принимается равной кинетической энергии конвекции слоя с осредненной по  $Z$  плотностью (при  $Z$ -опрокидывании масса и внутренняя энергия не меняются!). В зависимости от априори задаваемого типа конвекции (валиковая или ячейковая) и априори задаваемого отношения вертикального и горизонтального масштабов конвекции определяется связь между максимальными значениями горизонтальной  $U$  и вертикальной  $W$  составляющими скорости конвекции. После чего можно найти  $U$  и  $W$  из кинетической энергии конвекции.

Предполагая применимость понятия пути смешения Прандтля к конвективным вихрям, получаем формулу для дополнительного

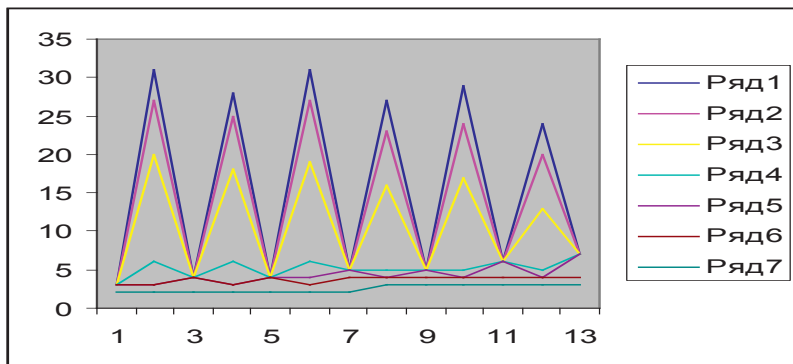


коэффициента конвективного перемешивания  $K = U \cdot H \cdot k^2$ , где  $k$  – аналог постоянной Кармана. Этот коэффициент учитывается во всех сеточных слоях «секции», включая нижний устойчивый.

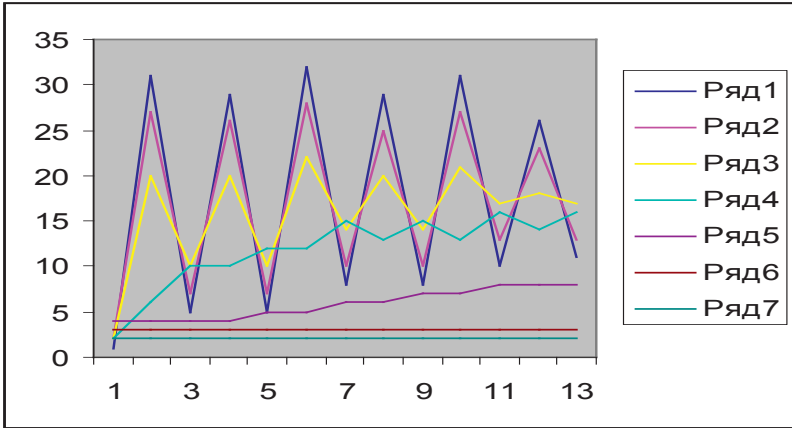
В численных экспериментах при  $H$  порядка 2,5 м получались значения  $U \sim 0,07$  м/с, откуда  $K \sim 0,00175$  при  $k = 0,1$ . Принятая оценка времени работы конвекции  $t = H / U / k^2$  дает в этом случае величину порядка 1 часа.

В том случае, когда не удастся ограничить «секцию» снизу устойчивым сеточным слоем, она заканчивается нижним расчетным слоем модели. За толщину  $Z$ -переворачиваемого слоя принимается толщина секции, а за плотность, используемую при определении горизонтальной скорости, принимается осредненная по высоте плотность «секции».

Рис. 5 и 6 демонстрируют результаты расчетов поведения температуры в водоеме с учетом конвекции (предполагалась ячейковая конвекция при равенстве горизонтального и вертикального масштабов и при отсутствии спиральности, так что между  $U$  и  $W$  предполагалась связь  $U = 5/3 W$ ) и без этого учета.



**Рис. 5. Графики температуры водоема в градусах Цельсия с интервалом в 6 часов. Числа на оси Y соответствуют температуре. Линии разных цветов (ряды легенды) соответствуют уровням сетки в водоеме. Числа на оси X отвечают 6-часовым интервалам прогноза. Радиационные потоки учтены. Учтена конвекция.**



**Рис. 6. Графики температуры водоема в градусах Цельсия с интервалом в 6 часов. Числа на оси Y соответствуют температуре. Линии разных цветов (ряды легенды) соответствуют уровням сетки в водоеме. Числа на оси X отвечают 6-часовым интервалам прогноза. Радиационные потоки учтены. Конвекция не учтена.**

Кинетическая энергия ячейки высотой  $H$  и радиусом  $R$  запишется в виде

$$\rho \cdot \pi \cdot R^2 \cdot H \cdot (4/45 \cdot U^2 + 1/18 \cdot W^2), \quad (11)$$

где  $\rho$  – плотность на  $Z$ -уровне, а связь между  $U$  и  $W$ , вытекающая из сохранения массы, в виде

$$U \cdot H = W \cdot 5/3 \cdot R; \quad (12)$$

потенциальная энергия ячейки при постоянной плотности  $\rho$  – в виде

$$\rho \cdot g \cdot \pi \cdot R^2 \cdot H^2 / 2. \quad (13)$$

### Заключение

Проведена модификация численного алгоритма, используемого в оперативной модели DWD для описания параметров подстилающей поверхности в схеме прогноза погоды. Полученный

алгоритм свободен от ряда ограничений, необходимых для работы оригинала. После проведения испытаний на массовом материале возможно внедрение алгоритма в оперативную модель.

#### **Список использованных источников**

1. *Niu G.-Y., Yang Z.-L.* Effects of frozen soil on snowmelt runoff and soil water storage at a continental scale // *J. Hydrometeor.* – 2006. – Vol. 7. – P. 937–952.
2. *Philip J.* Evaporation, and moisture and heat fields in the soil // *J. Meteorol.* – 1957. – Vol. 14. – P. 354–366.
3. *Pan H.-L., Mahrt L.* Interaction between soil hydrology and boundary-layer development // *Bound.-Layer Meteor.* – 1987. – Vol. 38. – P. 185–202.
4. *Smirnova T.G., Brown J.M., Benjamin S.G.* Performance of different soil model configuration in simulating ground surface temperature and surface fluxes // *Month.Weath. Rev.* – 1996. – Vol. 125. – P. 1870–1884.

*Поступила в редакцию 26.09.2014 г.*