

Международная конференция и школа молодых ученых по измерениям,
моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды:

ENVIROMIS-2018

Модель внутригодового распределения стока для решения геологических задач

Савичев О. Г.¹, Моисеева Ю.А.¹

¹Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г.Томск, Россия

Актуальность

В настоящее время существует целый ряд систем компьютерного моделирования гидрологических процессов, предназначенных для решения, прежде всего, задач оценки современного состояния водных объектов, а также прогноза элементов гидрологического режима в границах предсказуемых метеоусловий, либо в режиме качественного анализа на основе сценариев изменения климата. Но во всех указанных случаях требуется большой объем метео-, гидро-, геоботанической и иных видов информации. Причем трудоемкость получения отдельных видов подобных сведений в ряде случаев нивелируется неопределенностью других. По этой причине возникает необходимость соответствия используемых моделей гидрологических процессов и исходной информации.

Цель исследования

разработка **модели внутригодового распределения водного стока** (средних годовых и средних месячных значений) и методики её применения, пригодных для реконструкций слоя зонального водного стока Западно-Сибирской равнины при условии минимума исходной информации.

Математическая модель внутригодового распределения водного стока

1. изменение влагозапасов речного водосбора W_U пропорционально изменению водного стока V_Y и времени добегаания τ водных масс по водосбору за период dt (1):

$$V_U = V_H - V_E - V_Y = \frac{dW_U}{dt} \approx \tau \cdot \frac{dV_Y}{dt} + V_Y \cdot \frac{d\tau}{dt}, \quad (1)$$

где V_U , V_H , V_E , V_Y – объем увлажнения, испарения, суммарного (поверхностного и подземного) стока и изменения влагозапасов в водосборе за период времени dt ; H , E , Y – слой увлажнения, испарения и суммарного стока за тот же период;

Математическая модель внутригодового распределения водного стока

2. изменение площади водосбора F незначительно, и им можно пренебречь (2):

$$\frac{dV_Y}{dt} = \frac{d(F \cdot Y \cdot a)}{dt} \approx a \cdot F \cdot \frac{dY}{dt} = \frac{1}{\tau} \cdot \left(H - E - Y \cdot \left(1 + \frac{d\tau}{dt} \right) \right), \quad (2)$$

где V_U , V_H , V_E , V_Y – объем увлажнения, испарения, суммарного (поверхностного и подземного) стока и изменения влагозапасов в водосборе за период времени dt ; H , E , Y – слой увлажнения, испарения и суммарного стока за тот же период; a – коэффициент размерности;

Математическая модель внутригодового распределения водного стока

3. увлажнение водосбора H происходит за счет жидких атмосферных осадков H_r , выпадающих при положительной температуре атмосферного воздуха T_a , и водоотдачи из снежного покрова H_{sm} (3):

$$H = H_r + H_{sm}, \quad (3)$$

где H_r – количество жидких атмосферных осадков, H_{sm} – водоотдача из снежного покрова.

Математическая модель внутригодового распределения водного стока

4. скорость добегания β водных масс пропорциональная скорости движения подземных вод, которая, в свою очередь, пропорциональна коэффициенту фильтрации в насыщенной зоне k_0 , влажности почвы ω за вычетом её льдистости ε , а также средневзвешенному уклону реки J и длине реки L , либо амплитуде высот $(Z_{\max} - Z_{wla})$ и площади водосбора F (4):

$$\beta = \frac{1}{\tau} \approx \frac{k_0 \cdot (\omega - \varepsilon)^b \cdot J}{L} \approx \frac{k_0 \cdot k_1 \cdot (\omega - \varepsilon)^b \cdot (Z_{\max} - Z_{wla})}{F}, \quad (4)$$

где k_0 , k_1 , b – эмпирические коэффициенты; Z_{\max} – максимальная отметка поверхности водосбора; Z_{wla} – средний уровень речных вод в расчетном створе.

Математическая модель внутригодового распределения водного стока

5. изменение скорости добегания водных масс по водосбору пропорционально коэффициенту подземного стока (отношению слоя подземного (Y_{gr}) и суммарного (Y) стока:

$$Y \cdot \frac{d\tau}{dt} \approx k_2 \cdot Y_{gr}, \quad (5)$$

где k_2 – эмпирический коэффициент; Y_{gr} – слой подземного стока; Y – слой суммарного стока.

Математическая модель внутригодового распределения водного стока

6. неявная разностная схема для уравнения (2) имеет вид (6):

$$Y_{t+1} = Y_t \cdot \frac{1-0.5 \cdot \Delta t \cdot \beta_t}{1+0.5 \cdot \Delta t \cdot \beta_{t+1}} + \frac{\Delta t}{2+\Delta t \cdot \beta_{t+1}} \cdot (\beta_{t+1} \cdot H_{t+1} + \beta_t \cdot H_t + (\beta_{t+1} + \beta_t) \cdot k_2 \cdot Y_{gr}) + \mu_0, \quad (6)$$

где V_U, V_H, V_E, V_Y – объем увлажнения, испарения, суммарного (поверхностного и подземного) стока и изменения влагозапасов в водосборе за период времени dt ; H, E, Y – слой увлажнения, испарения и суммарного стока за тот же период; a – коэффициент размерности; Δt – шаг по времени (в рассматриваемой работе принято $\Delta t = 1$); k_2 – эмпирический коэффициент; μ – невязка расчетной схемы с математическим ожиданием μ_0 .

Математическая модель внутригодового распределения водного стока

11. Подземная составляющая годового речного стока Y_{gr} определена путем линейной интерполяции между расходами речных вод в конце и начале зимней межени:

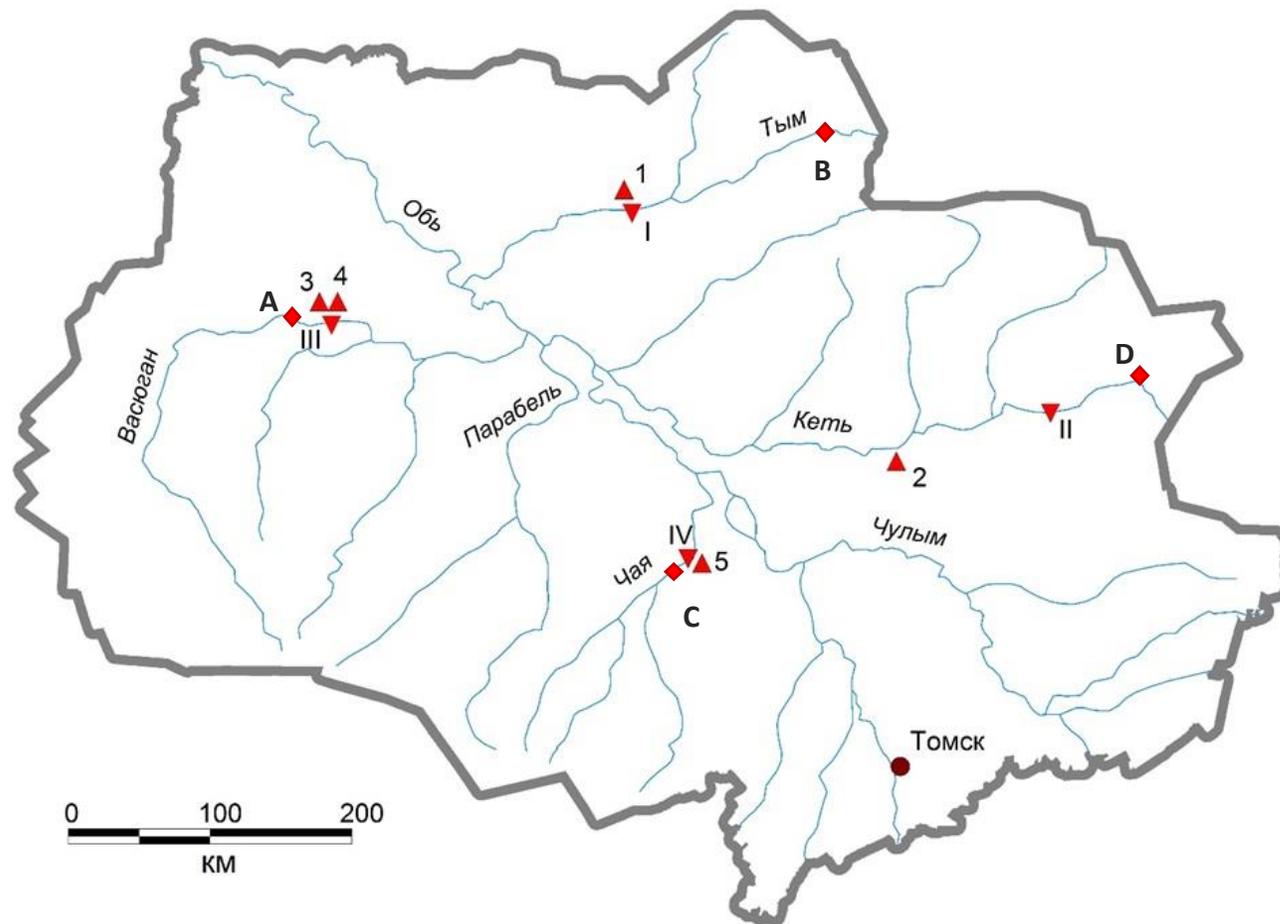
$$Q_{gr(li),i} = \begin{cases} Q_{r,12} + (Q_{r,12} - Q_{r,3}) \cdot (i - 3) / 9; & i = 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11 \\ Q_{r,i}; & i = 1, 2, 3, 12 \end{cases}, \quad (7)$$

где $Q_{gr(li)}$ – расход подземных вод в i -месяц календарного года; Q_r – расход воды в реке в i -месяц.

Модель может использоваться в двух режимах:

- 1) **для изучения механизма формирования водного стока и факторов его изменения** (к исходным данным также относятся месячные значения слоя суммарного стока, а сами исходные данные принимаются для условно однородного периода по климатическим и гидрологическим справочникам);
- 2) **собственно для реконструкции внутригодового распределения стока** (исходные данные принимаются по типовым внутригодовым распределениям для природных зон со среднемноголетними значениями атмосферных осадков и температуры атмосферных воздуха, определенных палеоклиматическими методами и расчет начинается, когда за месячный суммарный сток принимается величина, составляющая 11% от годового подземного стока Y_{gr}).

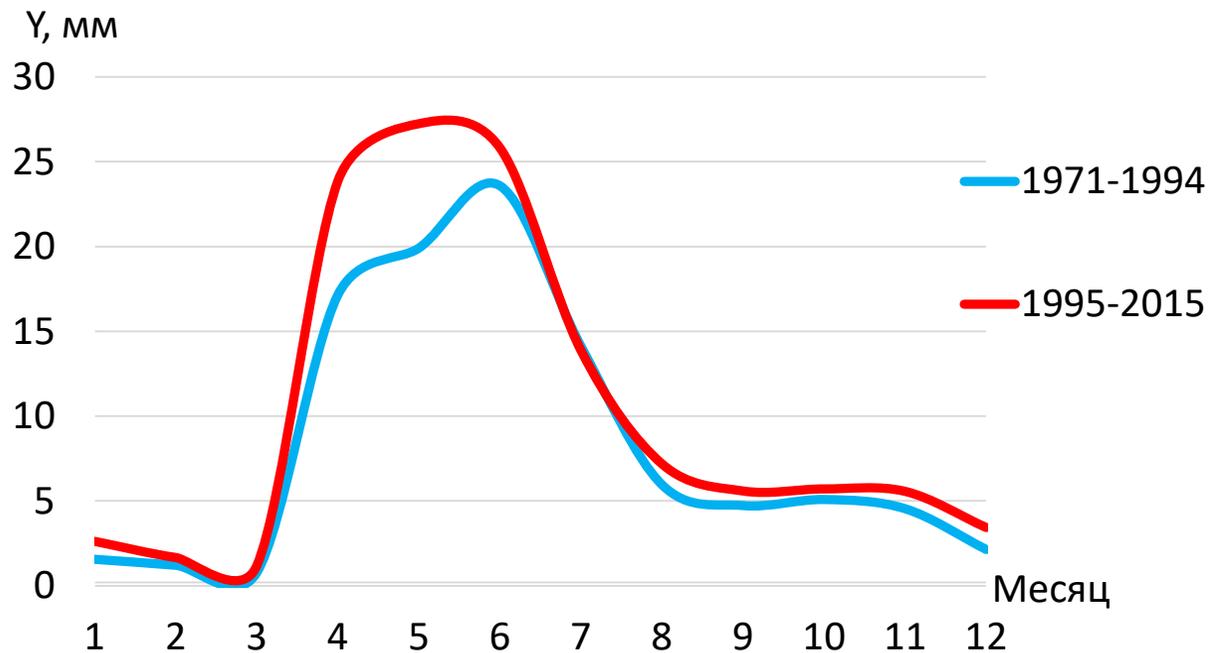
Схема размещения пунктов наблюдений



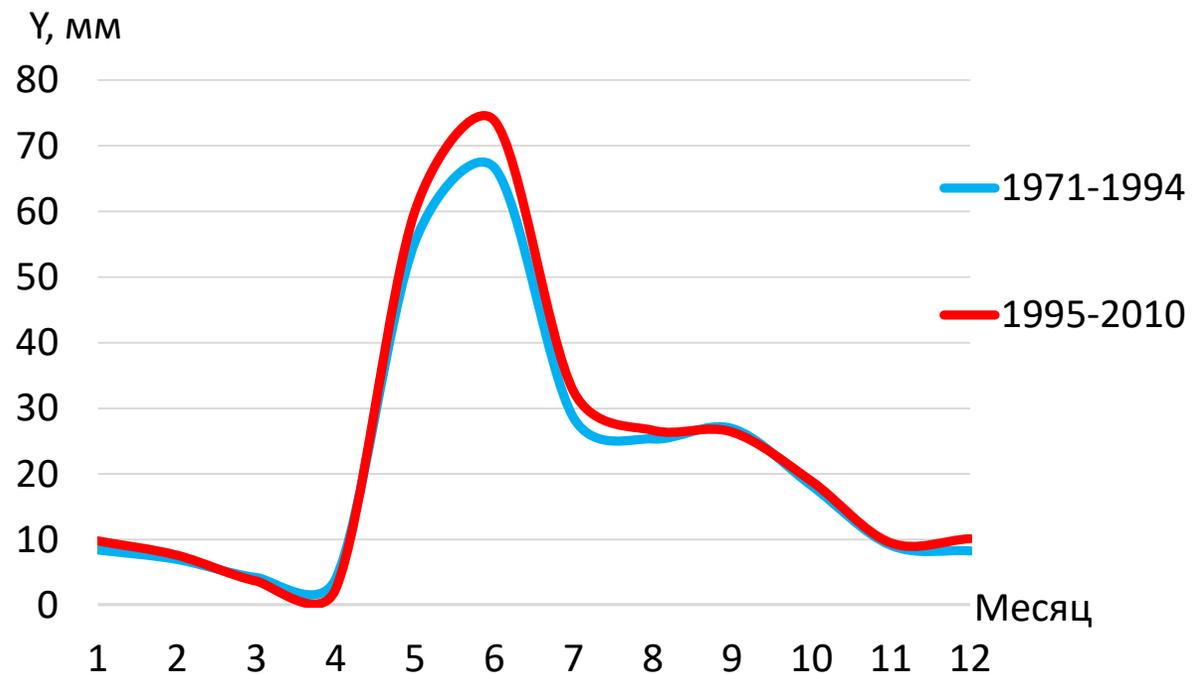
Условные обозначения:

- ▲ – 1-5 – пункты гидрогеологических наблюдений;
- ▼ – I-IV – гидрологические посты;
- ◆ – A-D – метеорологические станции.

Результаты математического моделирования



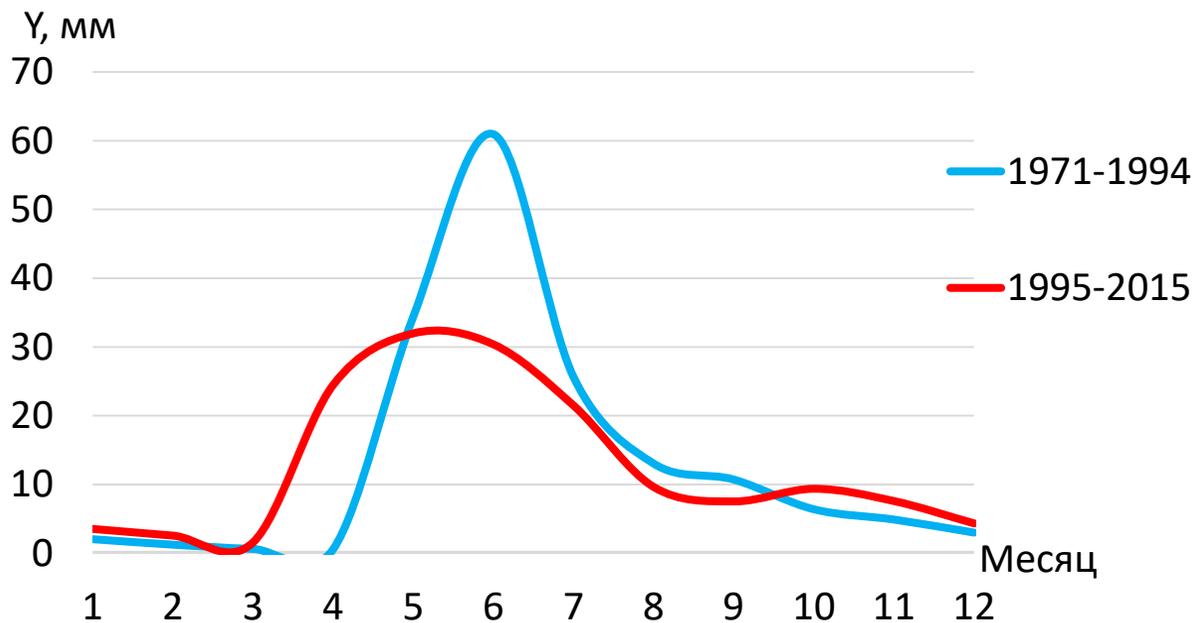
а)



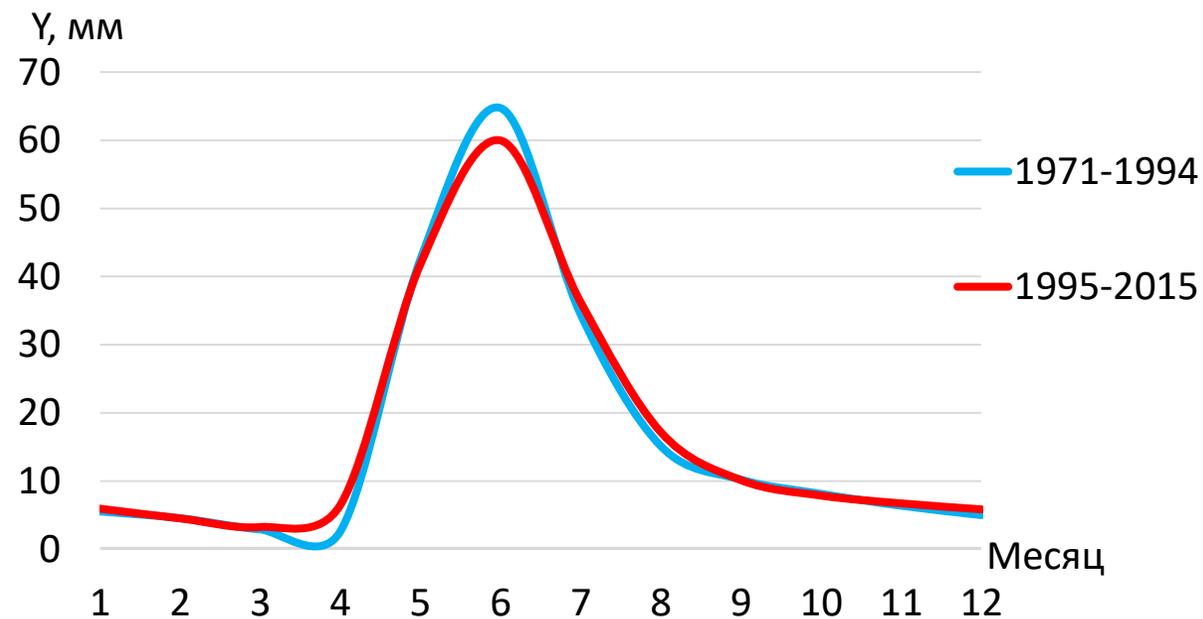
б)

Рис. 1. Внутригодовое изменение слоя суммарного стока р.Чая с.Подгорное (а) и р.Тым с.Напас (б)

Результаты математического моделирования



в)



г)

Рис. 1. Внутригодовое изменение слоя суммарного стока р.Васюган с.Средний Васюган (а) и р.Кеть с.Усть-Озерное (б)

Выводы:

1. Использование модели позволяет удовлетворительно описать наблюдаемые изменения суммарного стока и его подземной составляющей при минимуме исходной информации.
2. Повсеместно наблюдается увеличение температуры атмосферного воздуха в среднем за расчетные многолетние периоды и для марта–апреля. Статистически значимое увеличение атмосферных осадков зафиксировано не везде, но даже при постоянном атмосферном увлажнении и потеплении в начале весны возрастает суммарный сток в эти месяцы за счет увеличения суммы водоотдачи из снежного покрова и условно жидких осадков.
3. Разработанная методика и полученные результаты по реконструкции подземного стока позволят в дальнейшем продолжить исследования в построении теории формирования месторождений полезных ископаемых.

Спасибо за внимание!

Таблица 1. Основные гидроморфологические характеристики и параметры модели при расчете внутригодового распределения слоя суммарного водного стока притоков реки Обь

Река-пункт	р. Тым – с. Напас	р. Чая – с. Подгорное
R^2	0.96	0.63
$k_0 \cdot k_1$ в уравнении (4)	11568.569	327.362
b в уравнении (4)	2.264	0.613
Δt в уравнении (6)	1.0	1.0
k_2 в уравнении (6)	0.000	-0.456
μ_0 в уравнении (6)	-0.759	-0.841

Примечание: значения Z_{wla} приняты по [Савичев, 2010], значения F, L, J, Z_b , – по [Основные..., 1979], значения Z_{max} – по топографическим картам; остальные величины определены подбором (метод общего понижающего градиента) средствами Excel.

Математическая модель внутригодового распределения водного стока

7. Водоотдача из снежного покрова в месяц t определена по разнице влагозапасов WS за месяцы t и $(t-1)$ с использованием коэффициентов стаивания [Бефани, Калинин, 1983], данных о гидроморфологических характеристиках рек Западной Сибири [Основные гидрологические..., 1979] и распространению на территории их водосборов хвойных и лиственных лесов [Дюкрев и др., 1991].

Математическая модель внутригодового распределения водного стока

8. Испарение с поверхности водосбора E_i в i -м месяце вычислено по уравнению Харгрейва с учётом рекомендаций [Allen et al., 1998]:

$$E_t = k_4 \cdot M_t \cdot R_0 \cdot (T_{a,t} + k_5) \cdot \sqrt{T_{max,t} - T_{min,t}}, \quad (7)$$

где R_0 – внеземная радиация, кДж/(см²·месяц); $T_{max,t}$, $T_{min,t}$ – максимальные и минимальные месячные значения температуры атмосферного воздуха (°C); k_4 и k_5 – эмпирические коэффициенты. По данным для водосборов рек таежной, лесотундровой и лесостепной зон Западной Сибири получены значения $k_4=0.004$ и $k_5=30$.

Математическая модель внутригодового распределения водного стока

9. Расчёт влажности почвы в уравнении (3) выполнен, согласно [Бефани, Калинин, 1983], по эмпирическим формулам (8–10) по заданным средним значениям измеренных влагозапасов в метровом слое почвы и грунта на третью декаду мая и августа [Дюкарев и др., 1991]:

$$\omega_t \approx \frac{\omega_{1b,t} + \omega_{1e,t}}{2000}, \quad (8)$$

$$\omega_{1e,t} = (\omega_{1b,t} + H_{r,t} + H_{sm,t}) \cdot \exp(-0.007 \cdot E_{0,t}), \quad (9)$$

$$E_{0,t} = 0.18 \cdot (T_{a,t} + 25)^2 \cdot (1 - f_{a,t}), \quad (10)$$

где ω_t – среднее месячное значение влажности почвы, м³/м³; $\omega_{1b,t}$ и $\omega_{1e,t}$ – влагозапасы в метровом слое почвы и грунта на начало и конец i -го месяца, мм; $E_{0,t}$ – испаряемость, мм/месяц; $f_{a,t}$ – среднемесячная относительная влажность атмосферного воздуха, в долях единицы.

Математическая модель внутригодового распределения водного стока

10. Средняя месячная температуры почвы на глубине 0.5 м от поверхности определяется по эмпирической зависимости (11), полученной методом наименьших квадратов по данным интерполяции среднемесячных значений температуры почвы на метеостанциях Западной Сибири [Научно-прикладной..., 1993; 1997] на глубине 0.4 и 0.8 м:

$$T_{s,t} = k_6 \cdot T_{a,t} + k_7, \quad (11)$$

где $k_6=0.589\pm 0.057$; $k_7=5.586\pm 0.216$; $R^2=0.80$.