

УДК 662.995+536.242

НАКОРЧЕВСКИЙ А.И., БЕЛЯЕВА Т.Г.

*Институт технической теплофизики НАН Украины*

## РЕГРЕССИОННЫЙ АНАЛИЗ ГЛУБИН ГОДОВЫХ ФЛУКТУАЦИЙ ТЕМПЕРАТУР В ВЕРХНИХ СЛОЯХ ГРУНТА

Наведено результати екстраполяційного регресивного аналізу глибин річної зміни температур ґрунту в Україні за вихідними статистичними даними гідрометеослужби.

Представлены результаты экстраполяционного регрессионного анализа глубин годового изменения температур ґрунта в Украине по исходным статистическим данным гидрометеослужбы.

The results of extrapolate regressive analysis of depths of annual change soil temperatures in Ukraine are presented. The basic statistical data of Hydro meteorological service were used.

В нетрадиционной энергетике есть ряд направлений, связанных с использованием ґрунта в качестве источника низкопотенциальной теплоты либо как сезонного аккумулятора энергии, получаемой от системы солнечных коллекторов в теплый период года. В обоих случаях необходимо знать глубину годовых изменений температур в ґрунте  $H$ , которая определяет слой земной поверхности, активно взаимодействующий с атмосферой Земли. В холодное время года здесь температура падает, а в теплое — повышается. Ниже глубины  $H$  температурный режим стабильный и определяется исключительно геологическими процессами. Следовательно, во избежание потерь теплоты в зимнее время, тепловые сети в верхнем ґрунтовом слое толщиной  $H$  должны быть теплоизолированы, а верхняя отметка избыточной теплоты ґрунтового аккумулятора к концу исчерпания его потенциала (при завершении отопительного сезона) должна быть ниже глубины  $H$ . Обеспечение этих условий связано с материальными затратами. Поэтому конкретизация значения  $H$  актуальна.

В классических руководствах по теплопроводности, например в [1], считается, что величина  $H$  порядка 18...21 м. В основу анализа положен строго гармонический характер годового изменения солнечной радиации, постоянство теплопроводности ґрунта, пренебрежение реальными атмосферными условиями на поверхности Земли. Поскольку все перечисленные выше факторы трудно предсказуемы и подвержены случайным

воздействиям, то данную задачу следует классифицировать все же как стохастическую. В качестве первичного массива исходных данных можно ориентироваться на сведения о среднемесячных температурах ґрунта, зафиксированных на разных глубинах на протяжении десятков лет, которые систематически обрабатываются организациями Гидрометеослужбы. Например, для областей и населенных пунктов Украины такие сведения за 70-летний период (1891–1960 г.г.) представлены в [2].

Измерения температур почвы строго регламентированы [3]. Они осуществляются специальными термометрами на стандартных глубинах: 0,20, 0,40, 0,80, 1,60, 3,20 м (геометрическая прогрессия). Иногда встречаются измерения и на промежуточных отметках. Используются стеклянные ртутные термометры с цилиндрическим резервуаром. Шкала термометра имеет пределы от  $-6^{\circ}$  до  $+41^{\circ}$   $^{\circ}\text{C}$  и цену деления  $0,2^{\circ}$   $^{\circ}\text{C}$ . Каждый термометр помещается в индивидуальную трубу соответствующей длины. Чувствительный элемент термометра имеет специальный наконечник, обеспечивающий контакт с ґрунтом. Термометры устанавливаются на участке с естественным покровом в ряд на расстоянии 50 см друг от друга по линии восток — запад в порядке возрастания глубин. Наблюдения производятся на протяжении всего года. Отсчеты показаний на глубинах 0,20 и 0,40 м делаются восемь раз в сутки, а на глубинах 0,80...3,20 м — один раз в сутки, когда время приближается к 13 часам декретного времени данного часового пояса.

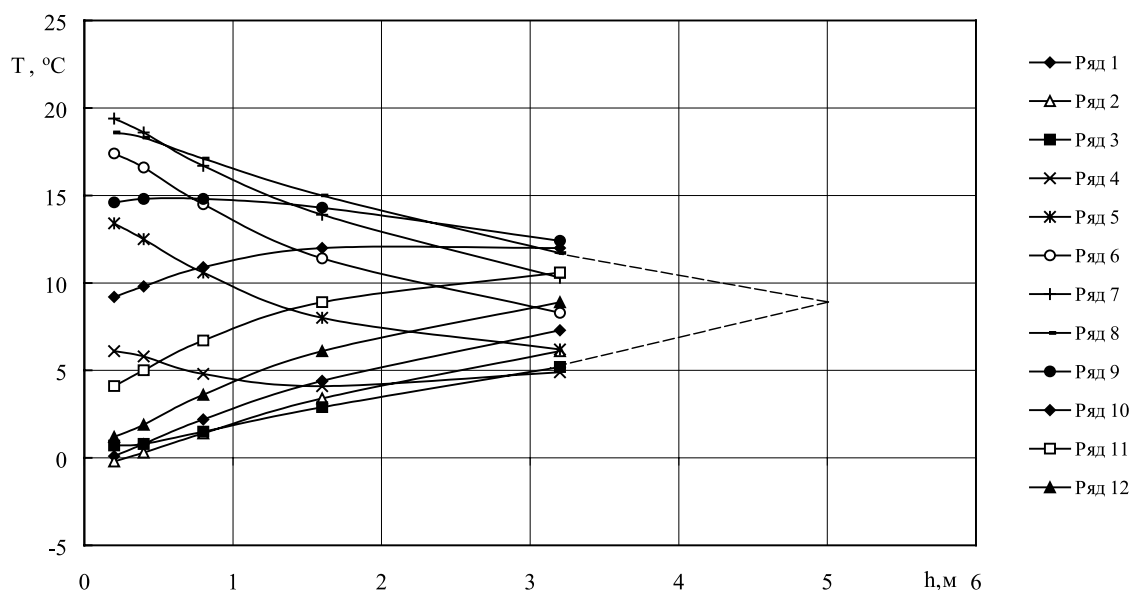


Рис. 1. Среднесуточные температуры грунта для г. Киева (п. 69. Обсерватория).

В качестве примера на рис. 1 представлены линии изменений среднесуточных температур  $T$  по глубине  $h$  для г. Киева. Исходные данные взяты согласно “п. 69. Обсерватория. Почва темно-серая, лесная, оподзоленная с примесью строительного щебня” [2]. Отчетливо видна тенденция снижения разности экстремальных значений температур  $\Delta T$  с ростом глубины  $h$ , что вполне соответствует сути процесса. Однако, физический анализ любой отдельно взятой “изомесячной” температурной линии приводит к явно некорректным результатам (вычисленная плотность теплового потока на два десятичных порядка меньше среднесуточной плотности солнечной радиации). Таким образом, еще раз убеждаемся в необходимости чисто статистического подхода при интерпретации этих данных.

Помимо отмеченной устойчивой тенденции “сжатия” пучка температурных линий, анализ приведенных в [2] данных выявил почти независимость от глубины  $h$  среднегодовых температур  $\langle T \rangle$  для каждого массива измерений. Так, для указанного выше п. 69 имеем по мере стандартного увеличения глубин такие значения  $\langle T \rangle$  (в °C): 8,7, 8,8, 8,7, 8,7, 8,7. Следовательно, для решения поставленной задачи, состоящей в определении  $H$  и соответствующей температуры  $T(H)$ , последнюю можно находить как среднеарифметическое среднегодовых температур  $\langle T \rangle$ .

Что касается  $H$ , то здесь правомочно применение стандартного метода оценки линии регрессии функции  $\Delta T(h)$ , представленной в полиномиальной форме:

$$\Delta T(h, b) = b_0 + b_1 h + \dots + b_m h^m, \quad m > 1. \quad (1)$$

Нахождение неизвестных коэффициентов  $b$  регрессии осуществляется методом наименьших квадратов. Качество аппроксимации оценивается статистикой  $R^2$ :

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (\langle \Delta T \rangle_i - \overline{\Delta T})^2}{\sum_{i=1}^n (\Delta T_i - \overline{\Delta T})^2} 100\%, \quad (2)$$

где  $n$  – число сечений на  $h$ , по которым выполняется аппроксимация,  $\overline{\Delta T}$  – среднее значение  $\Delta T$  на всей выборке,  $\Delta T_i$  – среднее значение  $\Delta T$  в  $i$  сечении,  $\langle \Delta T \rangle_i$  – значение  $\Delta T$  на эмпирической линии регрессии в  $i$  сечении, определяемое по формуле,

$$\langle \Delta T \rangle(h) = \langle b \rangle_0 + \langle b \rangle_1 h + \dots + \langle b \rangle_m h^m. \quad (3)$$

Согласно (3) находится искомое значение  $H$ , удовлетворяющее условию

$$\langle \Delta T \rangle(H) = 0. \quad (4)$$

Для вычислений использовалась стандартная подпрограмма RCURV математической библио-

теки IMSL, входящей в состав Фортрана–90 фирм Microsoft и Compaq [4].

Очевидно, что  $H$  больше максимальной стандартной глубины 3,2 м. Некоторыми из метеорологических постов выполнены измерения еще и на нестандартных глубинах – 1,2, 2,4 м. Однако при  $h > 3,2$  м данных нет. Таким образом, решение задачи может быть получено только экстраполяцией статистических данных, относящихся к глубинам не больше 3,2 м. В отличие от интерполяции, математическая теория статистической экстраполяции разработана слабо, и вряд ли можно надеяться на серьезные успехи в этом направлении. К тому же, дополнительные трудности здесь возникают в связи с малым объемом выборки, ограниченной, как правило, стандартными 5 сечениями. Ясно, что с увеличением степени полинома (3) статистика  $R^2$  будет стремиться к 100 %. Однако это не будет свидетельствовать о приближении к достоверной экстраполяции.

В сложившейся ситуации представляется необходимым воспользоваться некоторыми физическими предпосылками для успешного решения задачи. Согласно [5] при нестационарной теплопроводности и однонаправленном тепловом потоке, при граничных условиях на поверхности почвы ( $h = 0$ ) и на глубине  $H$

$$\begin{aligned} h = 0 : \quad T(0) = T_0, \quad \left( \frac{\partial T}{\partial h} \right)_0 &= -\frac{q_0}{\lambda_M}; \\ h = H : \quad T(H) = T_M, \quad \left( \frac{\partial T}{\partial h} \right)_H &= 0, \end{aligned} \quad (5)$$

температурный профиль удовлетворительно описывается полиномом третьей степени:

$$T = a_0 + a_1 h + a_2 h^2 + a_3 h^3, \quad (6)$$

который после вычисления  $a_i$  ( $i = 0, \dots, 3$ ) и приведения к безразмерной форме принимает вид:

$$\frac{T - T_M}{T_0 - T_M} = 1 - U \bar{h} + (2U - 3) \bar{h}^2 - (U - 2) \bar{h}^3, \quad (7)$$

где

$$U = \frac{q_0 H}{\lambda_M (T_0 - T_M)}, \quad \bar{h} = \frac{h}{H}, \quad (8)$$

$q_0$  – плотность теплового потока, а значение па-

раметра  $U \leq 3$ . При  $U > 3$  распределение температур аппроксимируется степенной функцией [5]. Верхняя и нижняя огибающие температурных линий, подобных представленным на рис.1, почти отвечают условиям однонаправленного теплового потока, поскольку почти отражают случаи наиболее интенсивного нагрева почвы (верхняя огибающая) и наиболее интенсивного охлаждения почвы (нижняя огибающая). Но отклонения от однонаправленности потока в действительности имеют место. Например, при заморозках ранней осенью или при резком повышении температуры поверхности почвы ранней весной средние слои грунта будут выполнять в первом случае функцию источника теплоты для выше и ниже лежащих слоев, а во втором случае – функцию накопителя теплоты. Действие этих факторов приведет к снижению на отдельных участках крутизны осредненных температурных линий  $\langle T \rangle(h)$  и приведет к невыполнению последнего из четырех условий (5) для статистически обработанных температурных линий, а в отдельных случаях – к понижению степени полинома (3). При этом вышеуказанные ограничения на значение параметра  $U \leq 3$  снимаются, и условие (4) будет определяться точкой перехода от положительных значений  $\langle \Delta T \rangle$  к отрицательным значениям. Таким образом, степень полинома линий регрессии каждой из огибающих и значений их разностей (3), как правило, не должна быть выше 3.

Обработаны данные по тем пунктам на всей территории Украины [2], для которых число глубин измерений было не меньше 5. Таких пунктов оказалось 45. Для 31 из них степень аппроксимирующего полинома ( $m - 1$ ) оказалась равной трем, статистика  $R^2$  практически приближалась к 100%. Для одного – “п.5. Покошичи”, где число глубин измерений было 7, ( $m - 1$ ) = 4. Параметры остальных 13 определялись при линейной аппроксимации,  $R^2$  здесь колебалась в пределах 95,1...99,9 %. Результаты расчетов представлены на карте (рис.2), где для каждого пункта приведены две цифры с точностью до 0,1 – среднестатистическая температура  $\langle T \rangle(H)$  (ниже обозначается как  $T$ ) в °С в числителе и глубина  $H$  в м в знаменателе. Четко выражена тенденция повышения  $T$  в южном направлении – от 8,0 (п. 47.

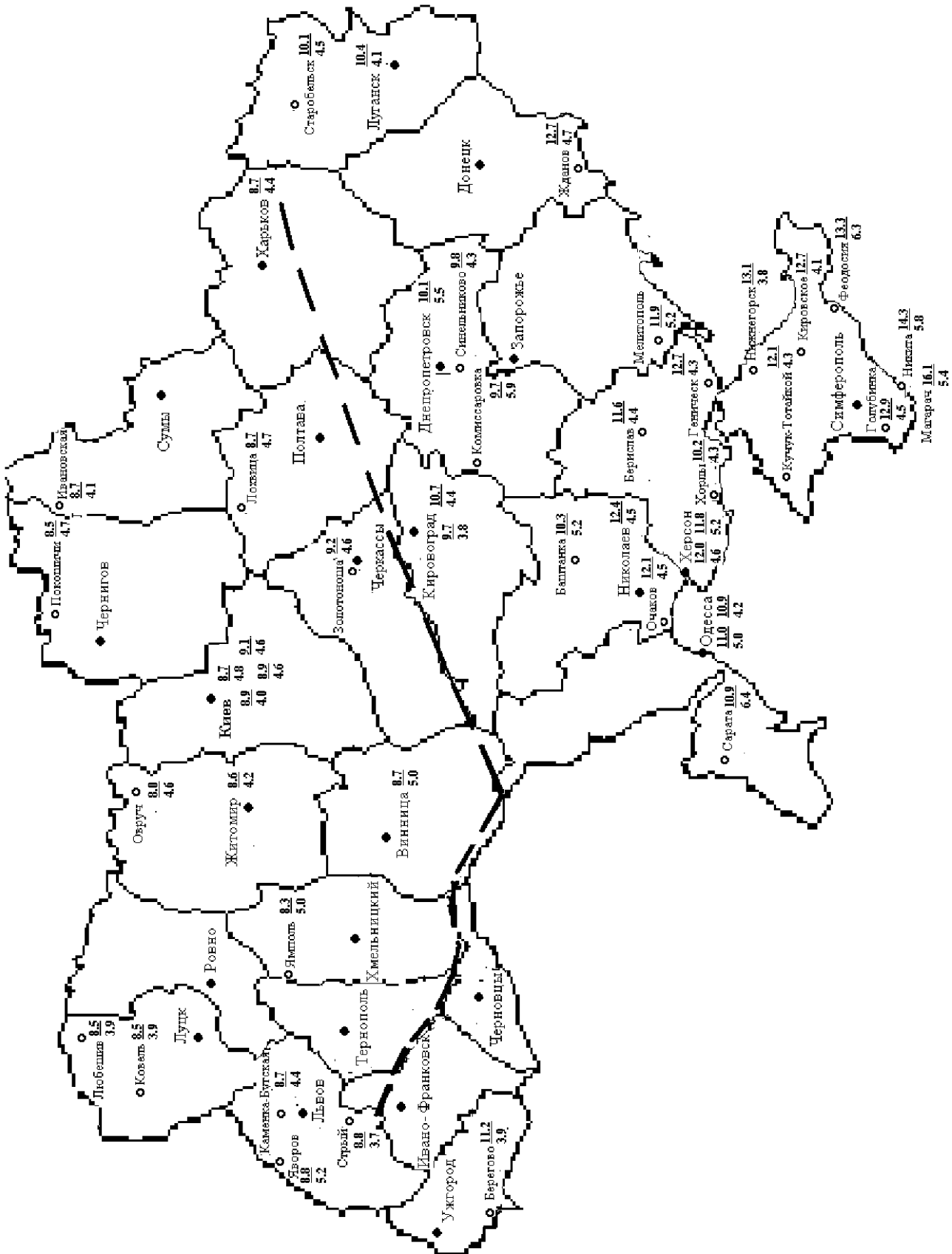


Рис. 2. Карта глубин годовых изменений температур (знаменатель) и соответствующих им температур (числитель) для населенных пунктов Украины.

Овруч) до 16,1 (п. 500. Магарач). Граница, разделяющая области с температурой до 9 и более 10 °С, проходит по линии Харьков – Полтава – Кременчуг, граница между Черкасской и Кировоградской областями, граница между Винницкой и Одесской областями по р. Днестр до верховья. Что касается значений  $H$ , то они изменяются в северной от этой линии части – от 3,9 (п. 36. Любешив, п. 39. Ковель, Волынская область) до 5,0 м (п. 222. Винница). Низкие значения  $H$  на Волини возможно связаны с повышенной здесь влажностью почв, что увеличивает их теплопроводность. К особому региону относится территория Прикарпатье – Карпаты – Закарпатье. Здесь встречаются  $H = 5,2$  м,  $T = 8,8$  °С (п. 89. Яворов) и  $H = 3,9$  м,  $T = 11,2$  °С (п. 337. Берегово). Такие резкие перепады обусловлены сложностью рельефа этой местности.

К юго-востоку от отмеченной выше линии раздела на континентальной Украине значения  $H \sim 4,1...4,6$  м и  $T \sim 9,8...12,7$  °С. Однако и здесь наблюдается особая зона вдоль южных участков течений Днепра, Южного Буга и Дуная. Здесь глубины  $H$  нередко превышают 5 м.

Для Крыма характерно резкое различие в значениях  $H$  для степной и гористой территорий. Для последней величины  $H$  приближаются к 6 и более м при высоких температурах  $T$  – до 16,1 °С.

Помимо разработанного статистического метода решения задачи применялся и подход, основанный на предположительно устойчивой экстраполяции линий среднемесячных температур. Анализ графиков “пучка” этих линий (см. рис. 1) выявил, что для марта и августа они почти прямые. Почти линейность этих зависимостей имеет четкое физическое обоснование. К началу весны (март) увеличение температуры воздуха блокирует теплоотдачу верхних слоев грунта, которые теперь выполняют функцию проводника теплоты от самых нижних слоев. В конце лета (август), с понижением температуры воздуха, прогретые верхние слои будут служить проводником теплоты для нижних слоев. Следовательно, точка пересечения этих линий должна

выявить значения глубин и температур близких к  $H$  и  $T$ . Такой подход дал значения  $H$  на 0,2 – 0,3 м больше найденных статистическим методом при практическом совпадении  $T$ .

Резюмируя изложенное здесь, приходим к выводу о существенном различии значений  $H$  по рекомендациям [1] и согласно вычислениям статистическими методами. Разница составляет 12...17 м. Поскольку для решения задач коммунального теплоснабжения с использованием потенциала грунтового массива необходимо большое число теплообменников, учет этой разницы существенно повлияет на экономические показатели.

### Выводы

Предложен метод определения глубин годовых изменений температур грунта по данным о среднемесячных температурах, зафиксированных на глубинах, не превышающих 3,2 м. Проведенные расчеты позволили составить карту глубин годовых изменений температур на территории Украины.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964, 488с.
2. Справочник по климату СССР. Вып. 10, Ч.II. Температура воздуха и почвы Л.: Гидрометеоиздат, 1967. – 608с.
3. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3. Ч.1. Л.: Гидрометиздат, 1969
4. Бартенев О.В. Фортран для профессионалов. Математическая библиотека IMSL Ч.3.– М.: Диалог-МИФИ, 2001. – 368с.
5. Накорчевский А.И. Сопряженные задачи нестационарной теплопроводности при переменных внешних условиях // ИФЖ. 1999. Т. 72, №4. С. 782 – 791.

Получено 27.08.2005 г.