

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ СЛОЕВ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ГЛУБИНАХ РАЗМЕЩЕНИЯ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РЕГАЗИФИКАТОРОВ СУГ

Для определения проектных параметров геотермальных регазификаторов (ГТР) сжиженного углеводородного газа (СУГ) [6, 8] и в целях прогнозирования их эксплуатационных характеристик необходимо получение надежных данных о естественном температурном поле невозмущенного массива земной коры на глубинах заложения скважин ГТР.

Сведения о температурном поле недр Земли в конкретной местности могут быть получены инструментальными методами при проходке параметрических или разведочных скважин. Однако, эти методы дорогостоящие и оправдывают себя лишь при планировании разработки месторождений полезных ископаемых (угля, руды, нефти, природного газа).

Для эффективного круглогодичного испарения жидкой фазы СУГ активную теплообменную поверхность ГТР целесообразно располагать в приповерхностных слоях земной коры (грунта), где сезонные колебания температуры на поверхности затухают до величины, меньшей наперед заданного значения.

Обзор литературы позволяет сделать вывод, что данных о натуральных замерах температур в этой зоне мало. Имеющиеся данные о температурном режиме верхних слоев почвы, содержащиеся в исследованиях, проводимых организациями гидрометеослужбы в интересах сельского хозяйства, ограничиваются глубинами до 3,2 м [3, 16].

Изучение температурного поля, выполняемое в ходе геофизических исследований при бурении скважин на нефть и газ, проходке шахт, строительстве других капитальных подземных сооружений, ведется начиная с глубин 200...300 м и более [2, 4, 5, 11, 17].

Полученные в ходе этих исследований термограммы верхних участков скважин для оценки температурного режима приповерхностных слоев земной коры непригодны, т.к. именно здесь температурное поле глубоких скважин искажено в наибольшей степени.

Достаточно надежные сведения о температурном режиме земной коры могут быть получены аналитическими методами, базирующимися

на современных представлениях о механизмах переноса теплоты в слагающих ее твердых породах.

Аналитическому решению задач о структуре температурного поля земных недр в зонах размещения глубоких шахт, рудников и тоннелей посвящены работы многих отечественных и зарубежных исследователей [1, 2, 3, 4, 5, 11, 15, 16, 17].

В то же время работ, посвященных температурному режиму приповерхностных слоев земной коры в области размещения скважин геотермальных регазификаторов, явно недостаточно.

Приведенные соображения обуславливают актуальность дальнейших исследований температурного поля приповерхностных слоев земной коры на глубинах заложения скважин геотермальных регазификаторов СУГ (до 50...60 м от поверхности).

Приповерхностные слои реального грунта состоят из различных пород, т.е. являются неоднородными по своим теплофизическим свойствам. Кроме того, теплофизические характеристики пород обычно зависят от температуры, а также от направления переноса теплоты (грунт в общем случае является неизотропным).

С увеличением глубины температура земной коры возрастает. Интенсивность роста температуры характеризуется геометрическим градиентом G , °С/м, который для большей части территории Украины может быть принят равным $G = 0,03...0,05$ °С/м.

Изменяется температура горных пород также с увеличением высоты местности над уровнем моря. Эта зависимость характеризуется гипсометрическим градиентом, по величине значительно меньшим, чем геотермический градиент.

Точные аналитические решения задачи о температурном поле массива пород в таких условиях получить весьма затруднительно, даже если перенос теплоты в грунте (капиллярно-пористом теле) ограничивается только теплопроводностью [10].

В соответствии с этим, аналитическое решение задачи о нестационарном температурном поле в приповерхностных пластах земной коры вначале ищем в идеальной постановке при следующих существенных упрощениях реальной физической картины:

- грунт представляет собой полуограниченное твердое тело, лишенное внутренних источников и стоков теплоты;
- грунт состоит из одной породы и является однородным и изотропным, а его теплофизические характеристики не зависят от температуры;

- в случае влажного грунта изменение агрегатного состояния содержащейся в нем воды не рассматривается, а теплофизические свойства влажного грунта характеризуются эффективными значениями, учитывающими естественную (или полевую) влажность W_e и также не зависят от температуры;
- напорным или безнапорным движением грунтовых вод можно пренебречь;
- перенос теплоты в грунте осуществляется только теплопроводностью, причем тепловой поток является квазистационарным и одномерным, направленным от горизонтальной поверхности Земли вглубь пласта нормально к этой поверхности;
- земная поверхность находится в тепловом равновесии с атмосферным воздухом и в каждый момент времени принимает его температуру;
- рассматриваются только колебания среднемесячной температуры воздуха с годовым периодом $\omega = 8760$ ч (сезонные колебания);
- среднемесячная температура воздуха изменяется в течение года по закону гармонических колебаний (закону косинуса):

$$t_{\pi\tau} = t_{\text{ср}} + A_{t_{\text{max}}} \cdot \cos \frac{2\pi}{\omega} \tau, \text{ } ^\circ\text{C}, \quad (1)$$

где $t_{\text{ср}}$ – среднегодовая температура атмосферного воздуха для данной местности, $^\circ\text{C}$; $A_{t_{\text{max}}}$ – максимальная амплитуда колебаний среднемесячной температуры воздуха на поверхности Земли для той же местности, $^\circ\text{C}$; ω – длительность годового периода, ч; τ – текущий момент времени, отсчитываемый от начального момента t_0 , при котором амплитуда максимальна;

- влиянием на температуру грунта геотермического и гипсометрического градиентов в рассматриваемой зоне можно пренебречь.

Математическая формулировка задачи с учетом вышеприведенных допущений сводится к уравнению нестационарной теплопроводности, которое в одномерной постановке имеет вид:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial H^2} = \frac{1}{a} \cdot \frac{\partial T}{\partial \tau}. \quad (2)$$

Решение этого уравнения ищем при граничных и начальных условиях, которые описываются уравнениями:

$$T(H, 0) = T_0; \quad (3)$$

$$T(0, \tau) = t_0; \quad (4)$$

$$-\lambda \frac{\partial T(0, \tau)}{\partial H} = q; \quad (5)$$

$$\frac{\partial T(\infty, \tau)}{\partial H} = 0. \quad (6)$$

Решение уравнения (2) при указанных условиях выполняется методом разделения переменных [10, 11].

С этой целью функцию $T = f(H, \tau)$ представляют в виде произведения двух функций $T = x(H) \cdot y(\tau)$, причем $x(H)$ зависит только от глубины залегания слоя грунта H , м, а $y(\tau)$ зависит только от времени, τ , ч.

В результате подстановки этих функций в уравнение (2) получаем выражение:

$$\frac{1}{x} \cdot \frac{d^2 x}{dH^2} = \frac{1}{a} \cdot \frac{1}{y} \cdot \frac{dy}{d\tau} = \pm k^2. \quad (7)$$

Частное решение исходного уравнения (2) ищем с учетом очевидных физических представлений о затухании колебаний температуры пород с увеличением глубины. Оно имеет вид:

$$T_{(H, \tau)} = C \exp(-kH) \cdot \cos(ak^2 \tau - kH). \quad (8)$$

Легко можно показать, что в этом уравнении постоянные $C = A_{t_{\max}}$, $k^2 = \frac{2\pi}{a\omega}$.

С учетом этих соотношений решение уравнения температурного поля в полуограниченном массиве пород при принятых условиях имеет вид:

$$T_{(H, \tau)} = A_{t_{\max}} \exp\left(-H \sqrt{\frac{\pi}{a\omega}}\right) \cos\left[\frac{2\pi}{\omega} \left(\tau - \frac{H}{2} \sqrt{\frac{\pi}{a\omega}}\right)\right]. \quad (9)$$

Анализ уравнения (9) позволяет сделать следующие выводы:

- Температура грунта на всех глубинах рассматриваемой области претерпевает гармонические колебания по закону косинуса относительно среднего ее значения на поверхности Земли.
- С ростом глубины в арифметической прогрессии амплитуды колебаний температуры уменьшаются в геометрической прогрессии.

- Амплитудные значения температуры грунта уменьшаются с глубиной по экспоненциальному закону, асимптотически приближаясь к среднему ее значению на поверхности.
- Темп уменьшения амплитудных значений температуры обратно пропорционален температуропроводности пород a , $\text{м}^2/\text{с}$ и рассматриваемому периоду колебаний температуры ω , с или ч.
- Амплитудные значения температуры грунта на различных глубинах H , м определяются зависимостью, вытекающей из уравнения (9) при условии квазистационарности процесса:

$$A_H = A_{T_{\max}} \exp \left(-H_{nc} \sqrt{\frac{\pi}{a\omega}} \right), \text{ } ^\circ\text{C}, \quad (10)$$

где $A_H = T_{0cp} - T_H$, $^\circ\text{C}$; $A_{T_{\max}} = T_{0cp} - T_{0\min}$, $^\circ\text{C}$.

Здесь $T_{0cp} = t_{н.ср}^{год}$ – среднегодовая температура на поверхности грунта, принятая равной среднегодовой температуре наружного воздуха, $^\circ\text{C}$. $T_{0\min}$ – минимальная среднемесячная температура на поверхности грунта, принятая равной среднемесячной температуре за наиболее холодный месяц (январь), $^\circ\text{C}$. T_H – текущее значение температуры грунта, $^\circ\text{C}$.

- Расстояние от земной поверхности до слоя грунта, где амплитуда сезонных колебаний температуры пород составляет пренебрежимо малую величину ($A_{nc} = \pm 0,01^\circ\text{C}$), в геофизике определяется как глубина *нейтрального слоя*. Принимается, что начиная с этой глубины температура грунта практически перестает зависеть от ее сезонных колебаний на поверхности.
- В области, лежащей на несколько десятков метров (40...50 м) ниже нейтрального слоя, где геотермальным градиентом можно пренебречь, температура пород может считаться постоянной. Слой грунта выше нейтрального слоя, где колебания температуры существенны и зависят от климатических условий местности, обусловленных изменением солнечной радиации, в геофизике носит название *гелиотермозоны*.
- Некоторая фиксированная температура $T_{H,\tau}$ на глубине H в пределах гелиотермозоны по отношению к той же температуре на поверхности Земли достигается с запаздыванием на время τ , равное:

$$\tau = \frac{H}{2} \sqrt{\frac{\omega}{a\pi}}. \quad (11)$$

- Отношение глубин, на которых амплитуды колебания температур с разными периодами имеют одно и то же значение A_{TH} , пропорционально корню квадратному из отношения периодов колебаний:

$$\frac{H}{H_1} = \sqrt{\frac{\omega}{\omega_1}}. \quad (12)$$

По зависимости (10) построены графики, приведенные на рис. 1, которые иллюстрируют особенности температурного режима в зоне размещения скважин геотермальных регазификаторов.

Глубина нейтрального слоя определяется из уравнения (10), которое можно привести к виду:

$$H_{nc} = \ln \frac{A_{r \max}}{A_{nc}} \sqrt{\frac{a\omega}{\pi}}, \text{ м} \quad (13)$$

Начиная с этой глубины, температурный режим грунта можно считать квазистационарным.

Глубина расположения нейтрального слоя гелиотермозоны в грунте определенного породного состава и влажности зависит от отношения максимальной амплитуды колебаний температуры грунта $A_{r \max}$, °С и принятого ее значения на глубине нейтрального слоя A_{nc} , °С. Амплитуду A_{nc} обычно принимают в соответствии с требованиями к точности измерения температуры в конкретной инженерной задаче. Кроме того глубина нейтрального слоя зависит от теплопроводности породы (сухой или влажной) a , м²/с и периода рассматриваемых колебаний температуры грунта ω , с или ч.

Теплопроводность вещества является важнейшим теплофизическим параметром, характеризующим соотношение между его свойствами передавать и аккумулировать теплоту.

Во влажных грунтах разного породного состава интенсивность затухания колебаний температуры по глубине определяется эффективным значением их теплопроводности:

$$a_{\lambda\phi} = \frac{\lambda_{\lambda\phi}}{c_{\lambda\phi} \cdot \rho_{\lambda\phi}}, \text{ м}^2/\text{с}, \quad (14)$$

где $\lambda_{\lambda\phi} = \lambda_v \cdot W_v + \lambda_{сх} (1 - W_v)$ Вт/м · °С; $c_{\lambda\phi} = c_v \cdot W_v + c_{сх} (1 - W_v)$, кДж/кг · °С; $\rho_{\lambda\phi} = \rho_v \cdot W_v + \rho_{сх} (1 - W_v)$, кг/м³.

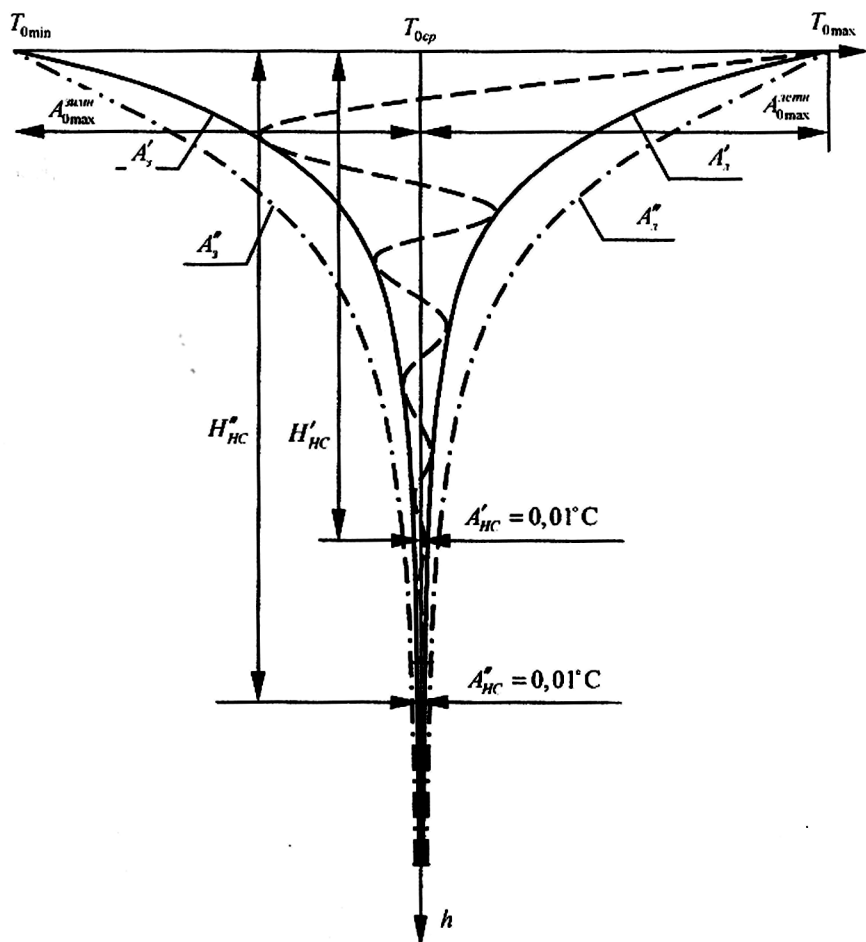


Рис. 1. Расчетная (идеализированная) схема температурного поля в полуограниченном массиве грунта при гармонических колебаниях температуры на поверхности

A' , A'' – амплитуды изменения летних и зимних температур по глубине в суглинке; A'_1 , A''_1 – амплитуды изменения летних и зимних температур по глубине в плотном песчанике; H'_{nc} – глубина расположения нейтрального слоя в суглинке; H''_{nc} – глубина расположения нейтрального слоя в плотном песчанике; A_{0max} – начальная амплитуда изменения температур на поверхности Земли (зимняя и летняя).

Здесь λ_e и $\lambda_{ск}$ – соответственно теплопроводности воды и скелета породы; c_e и $c_{ск}$ – удельные теплоемкости воды и скелета породы; ρ_e и $\rho_{ск}$ – плотности воды и скелета породы, т.е. сухого грунта, W_e – естественная влажность пород, % или доли единицы.

В табл. 1 приведены теплофизические характеристики (ТФХ) сухого и влажного грунтов различного породного состава, типичного для территории Украины. При этом ТФХ влажных грунтов с характерным средним значением естественной влажности W_e определялись по вышеприведенным формулам.

Таблица 1

Значения теплофизических характеристик сухих и влажных пород грунта

Порода	W_e	λ , Вт/м · °С		ρ , кг/м ³		c , кДж/кг · °С		$a \cdot 10^6$, м ² /с	
	%	сух.	влаж.	сух.	влаж.	сух.	влаж.	сух.	влаж.
плотный песчаник	6	2,84	2,7	2600	2500	0,715	0,92	1,53	1,17
супесь	15	2,04	1,82	1950	1800	0,7	1,22	1,5	0,7
суглинок	20	1,7	1,47	2250	2000	0,63	1,34	1,2	0,55

Полученные расчетные данные хорошо согласуются со значениями ТФХ указанных пород, приведенными в руководящем документе [12].

В табл. 2 приведены результаты расчета глубины нейтрального слоя по формуле (13) при разных значениях амплитуд изменения температуры $A_{нс}$ для г. Киева. При этом принято $t_{0min} = -5,9^\circ\text{C}$, $t_{0max} = 8,3^\circ\text{C}$, $t_{оср} = 7,1^\circ\text{C}$, порода грунта – сухой суглинок, являющийся типичным грунтом в этом регионе.

Таблица 2

Расчет глубины нейтрального слоя $H_{нс}$ при различных $A_{нс}$ для г. Киева

$A_{нс}$, °С	1	0,1	0,01
$H_{нс}$, м	8,24	14,43	20,62

Полученные расчетные значения глубин нейтрального слоя при различных значениях $A_{нс}$ можно сопоставить с результатами, полученными путем инструментальных измерений колебаний температуры пород на разных глубинах в различных городах Западной Европы, России и Украины, заимствованными из [3, 16]. Они приведены в табл. 3.

Глубина нейтрального слоя при различных значениях A_{nc} для городов Европы по натурным измерениям

Город	Глубина залегания нейтрального слоя H_{nc} , м при A_{nc} , °С		
	1,0	0,1	0,01
Эдинбург	6,2	11,9	18
Упсала	7,6	13,8	19
Цюрих	8,2	15,2	22
Брюссель	8,6	15,8	23
С-Петербург	7,8	16,6	22
Киев	8,2	15,0	21

Сопоставление данных таблиц 2 и 3 подтверждает хорошее совпадение расчетных и опытных результатов. Это свидетельствует о правильности теоретических представлений о закономерностях температурного режима в приповерхностных слоях земной коры. Кроме того, это указывает на достоверность приведенных в табл. 1 значений теплофизических характеристик грунта различного породного состава и влажности. В дальнейшем при решении задач о тепловом взаимодействии ГТР и грунта рекомендуется пользоваться этими данными.

При расчете температурного поля в приповерхностном слое реального грунта в качестве асимптоты следует принимать значение среднегодовой температуры земной поверхности в данной местности. Если данные о температуре поверхности грунта отсутствуют, то ее среднегодовое значение можно определить по среднегодовой температуре наружного воздуха [14] с помощью формулы:

$$T_{в,ср}^{год} = t_{в,ср}^{год} + 2,5^{\circ}\text{C}. \quad (15)$$

Значительное влияние на среднегодовую температуру поверхности грунта оказывает наличие снежного покрова, его толщина и стабильность. Устойчивый снежный покров толщиной 1 см повышает температуру поверхности почвы примерно на $0,1^{\circ}\text{C}$. В среднем при наличии снега температура поверхности почвы в зимний период для большинства климатических зон Украины увеличивается на $\Delta t_{сн} = 2^{\circ}\text{C}$ [16].

Расчетная формула для определения температуры реального грунта на различных глубинах H , м, в области, где располагаются скважины ГТР, принимает вид:

$$T_H = t_{в.ср} + 2,5 + \Delta t_{сн} - A_{0\max} \cdot \exp \left(-H \sqrt{\frac{\pi}{8760 \cdot 3600 \cdot a}} \right), ^\circ\text{C}, \quad (16)$$

где $A_{0\max} = t_{в.ср} - t_{в.\min}$, $^\circ\text{C}$ для конкретной местности согласно данным, приведенным в [14]; a – температуропроводность сухой или влажной породы, слагающей грунт в данной местности, $\text{м}^2/\text{с}$.

В настоящее время в научных кругах господствует представление о том, что температурное поле пород в гелиотермозоне, определяется, в основном, тепловой составляющей солнечного излучения, изменяющейся в пределах годовой цикличности. Кроме того, на температурный режим пород в приповерхностном слое оказывают влияние и вторичные природные факторы: температура и влажность наружного воздуха, скорость и направление ветра, особенности рельефа местности, наличие снежного покрова, его толщина и стабильность, особенности растительного покрова. На территориях больших городов и крупных промышленных зон к числу перечисленных факторов, следует добавить факторы техногенного происхождения (наличие подземных бесканальных тепловых сетей, электрических кабелей, коллекторов сточных вод, территорий жилой и промышленной застройки и т.п.) [16].

Распределение радиационного баланса Солнца по поверхности Земли носит преимущественно широтный характер. Такой же характер имеет распределение свойственных для данной местности среднегодовых температур, к которым стремятся температуры пород на глубине нейтрального слоя и в зоне расположения скважин ГТР.

Нами предпринята попытка проиллюстрировать взаимосвязь широтного распределения радиационного солнечного баланса и установившейся температуры пород на глубинах 25 и 125 м.

Полученные из различных источников и подвергнутые статистической обработке данные многолетних инструментальных наблюдений сведены в табл. 4.

Как следует из приведенных данных, температура пород T_H на глубинах ниже нейтрального слоя гелиотермозоны изменяется в широтном направлении таким же образом, как и величина солнечного радиационного баланса R в данной местности. Это положение дополнительно иллюстрируется графиком на рис. 2. Приведенные данные, подтверждают положение о прямой зависимости между температурой пород в области ниже гелиотермозоны и величиной солнечного радиационного баланса для данной местности.

**Зависимость температуры пород на различной глубине
и радиационного баланса от широты местности**

Наименование станции наблюдения и ее расположение	Широта местности, град	Радиационный баланс, R , $\text{Дж}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$	Температура пород, $^{\circ}\text{C}$, на глубине залегания, м	
			25	125
Нордвик (Якутия)	78	12,55	-13,0	-10,0
Бахынай (Центр. Сибирь)	72	50,22	-2,9	-2,9
Максимкин Яр (Зап. Сибирь)	63	83,68	4,3	6,8
Загорск (Подмосковье)	55	108,78	6,4	6,4
Донецк	51	138,07	10,1	13,4
Сагайдак (Приазовье)	47	139,0	11,3	13,4
Симферополь	45,5	150,62	11,1	12,0
Зимняя Ставка (Сев. Кавказ)	39	158,99	14,3	17,1
Вишневка (Сев. Кавказ)	38,5	163,18	12,1	16,5
Ново-Александровка (Сев. Кавказ)	38	167,36	12,5	15,5
Индольская (Ср. Азия)	35	179,91	14,2	16,9
Лонг-Бич (Калифорния)	33	251,04	21,3	25,0

Этим можно воспользоваться для приближенной оценки прироста температуры грунта за счет поглощения в течение года части солнечной радиации столбом пород с площадью поперечного сечения 1 м^2 и глубиной, равной глубине нейтрального слоя гелиотермозоны $H_{\text{НС}}$. Из выражения для теплового баланса рассматриваемой системы следует, что прирост температуры ΔT_p можно определить по формуле:

$$\Delta T_p = \frac{R' \cdot \tau}{c_n \cdot \rho_n \cdot H_{\text{НС}}}, \quad (17)$$

где R' – поглощенная солнечная радиация, $\text{Дж}/\text{м}^2 \cdot ^{\circ}\text{C}$; τ – длительность года, с; c_n – теплоемкость породы, $\text{кДж}/\text{кг} \cdot ^{\circ}\text{C}$; ρ_n – плотность породы, $\text{кг}/\text{м}^3$; $H_{\text{НС}}$ – глубина нейтрального слоя, м.

Поглощенную за год часть солнечной радиации можно принять равной 5% [15]. Для центральных областей Украины, расположенных

на географических широтах порядка 50° солнечная радиация имеет плотность $R = 120 \text{ Дж/см}^2 \cdot \text{год}$.

Подставляя в уравнение (18) значения теплофизических характеристик наиболее типичной породы грунта для рассматриваемого региона Украины – влажного суглинка ($c_{II} = 1,34 \text{ кДж/кг} \cdot ^\circ\text{C}$ $\rho = 2000 \text{ кг/м}^3$) при $h_{HC} = 16 \text{ м}$, получим:

$$\Delta t_R = \frac{6 \cdot 31,536 \cdot 10^6}{1,34 \cdot 2000 \cdot 16} = 4,4 \text{ } ^\circ\text{C}.$$

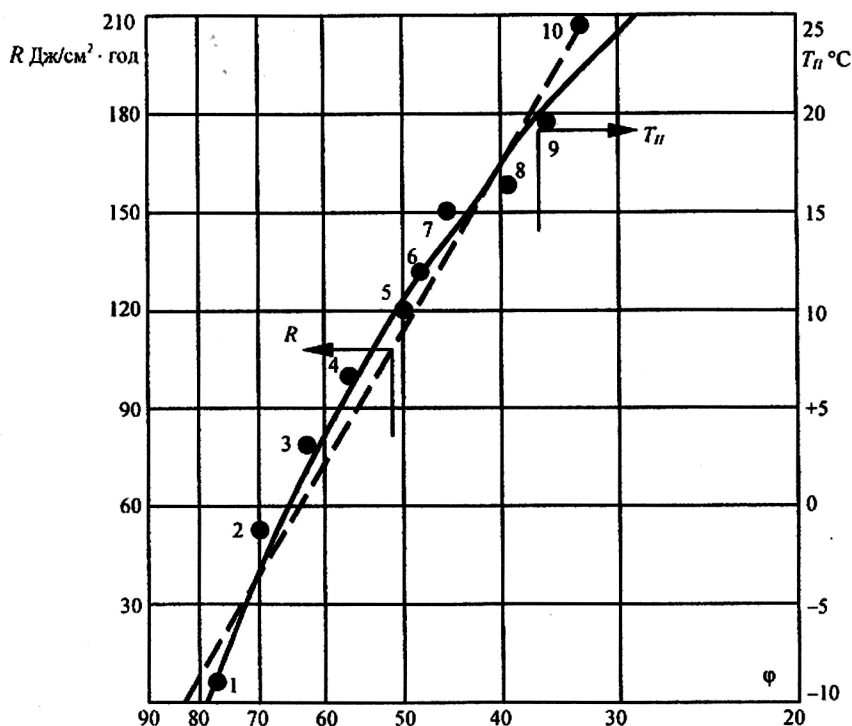


Рис. 2. Зависимость среднегодовых температур грунта T_{0cp} и солнечного радиационного баланса R от географической широты местности ϕ
 - - - - - расчетные значения R ;
 ————— опытные данные T_{0cp} по данным изменений в:

- 1 – Норвик (Якутия); 2 – Бахынай (Алтай); 3 – Максимким Яр (Зап. Сибирь); 4 – Загорск (Московская обл.); 5 – Киев; 6 – Донецк; 7 – Симферополь; 8 – Зимняя Ставка (Кавказ); 9 – Индольская (Ср. Азия); 10 – Лонг Бич (Калифорния)

Тогда температуру грунта на глубине нейтрального слоя в этом регионе можно определить по зависимости:

$$T_{\text{НС}} = t_{\text{а,ср}} + 2,5 + 4,3, \text{ } ^\circ\text{C}. \quad (18)$$

При строительстве в городах Тульчин и Немиров Винницкой обл. геотермальных регазификаторов были пробурены скважины во влажном суглинке глубиной 54 м.

В процессе бурения проводились замеры температуры грунта на разных глубинах с помощью термощупа, оттарированного с точностью $\pm 0,1^\circ\text{C}$.

На глубинах от 15 до 50 м среднее значение температуры грунта составило 14°C .

Для г. Винницы и области согласно [14] среднегодовая температура воздуха составляет $t_{\text{а,ср}} = 7,3^\circ\text{C}$. Тогда температура грунта на глубине нейтрального слоя и ниже согласно зависимости (18) равна:

$$T_{\text{НС}} = 7,3 + 2,5 + 4,4 = 14,2^\circ\text{C},$$

что практически совпадает с замеренной в натурном эксперименте величиной.

Учет влияния солнечного радиационного баланса на температурный режим грунта на глубине нейтрального слоя позволяет достаточно просто определять значение температуры породного массива в зоне размещения ГТР. Его следует рассматривать как граничное условие для грунта при последующем численном решении уравнения нестационарной теплопроводности, которым описывается тепловое взаимодействие ГТР и окружающего массива.

Выводы

Рассмотрена задача о нестационарном распределении температуры пород в полуограниченном массиве грунта при гармонических колебаниях ее на поверхности. Она решена аналитически при принятии ряда упрощающих допущений (идеальное температурное поле в грунте).

Показано, что температура грунта по глубине изменяется по закону косинуса с затухающей амплитудой. Если принять, что прекращение годовых колебаний температуры грунта можно характеризовать отношением $A_{\text{НС}}/A_0 = 0,01$, то на глубине залегания нейтрального слоя геотермозоны $H_{\text{НС}}$ и в зоне, где влиянием геотермального градиента можно пренебречь, температуру грунта можно принять постоянной. Величина, к которой здесь асимптотически стремятся амплитудные

значения температуры грунта с ростом глубины соответствует средне-годовой температуре земной поверхности в данной местности.

Предложена методика определения температуры невозмущенного массива грунта на глубинах размещения геотермальных регазификаторов скважинного типа, которая может быть использована в дальнейшем для определения граничных условий при решении задач об их тепловом взаимодействии.

Литература

1. Галицын А. С. Краевые задачи теплофизики подземных сооружений. – К.: Наукова думка, 1983. – 235 с.
2. Гендлер С. Г. Тепловой режим подземных сооружений. – Л.: Изд-во ЛГИ, 1987. – 92 с.
3. Гогель Ж. Геотермия. – М.: Мир, 1978. – 189 с.
4. Дуганов Г. В., Баратов Э. И. Тепловой режим рудников. – М.: Госгортехиздат, 1983. – 315 с.
5. Дядькин Ю. Д. Основы горной теплофизики. – М.: Недра, 1968. – 147 с.
6. Енин П. М. и др. Авторское свидетельство СССР № 1374680 кл. F33/00, 1987.
7. Енин П. М., Шишко Г. Г., Пилюгин Г. В. Газификация сельской местности. Справочное пособие. – К.: Урожай, 1992. – 200 с.
8. Енин П. М. Централизованная система локального газоснабжения потребителей сжиженным углеводородным газом (СУГ) от геотермальных установок // Вентиляція, освітлення та теплогазопостачання. Вип. 1. – К.: КНУБА. – 2001. С. 81–93.
9. Енин П. М., Семенов М. Б., Тохтамыш Н. И. Газоснабжение жилищно-коммунальных объектов. Справочник. – К.: Будівельник, 1981. – 215 с.
10. Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. – М.: Наука, 1964. – 487 с.
11. Кремнев О. А., Журавленко В. Я. Тепло- и массообмен в горном массиве и подземных сооружениях. – К.: Наукова думка, 1986. – 236 с.
12. Методика выбора параметров теплоаккумулирующих выработок. РД. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1989. – 38 с.
13. Преображенский Н. И. Сжиженные углеводородные газы. – Л.: Недра, 1975. – 297 с.
14. СНиП 2.01.01-82. Строительная климатология и геофизика. – М.: Стройиздат, 1983. – 186 с.
15. Фролов Н. М. О влиянии солнечной радиации на температурный режим земной коры. – Доклады АН СССР, Т. 143, № 4, 1962.
16. Чудновский А. Ф. Теплофизика почвы. – М.: Наука, 1976. – 76 с.
17. Щербань А. Н., Бабинец А. Е., Цырульников А. С., Дядькин Ю. Д. Тепло Земли и его извлечение. – К.: Наукова думка, 1974. – 230 с.