

УДК 550.361.4; 551.588.7

DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-3-566-581

Подземный городской остров тепла Екатеринбурга

Д. Ю. Демежко, А. А. Горностаева, Б. Д. Хацкевич, А. Г. Вдовин, Н. Р. Факаева

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, 100,
e-mail: ddem54@inbox.ru

Поступила в редакцию 10.09.2023 г., принята к печати 02.10.2023 г.

Объект исследования. Подземное тепловое поле Екатеринбурга (подземный городской остров тепла). **Цель исследования.** Определить критерии аномальности среднегодовых температур горных пород в Екатеринбурге, выявить закономерности пространственного распределения подземных температур, на основе математического моделирования количественно оценить ключевые факторы формирования городского острова тепла и изменение теплосодержания горных пород. **Материалы и методы.** Основной экспериментальный материал получен авторами в ходе годового цикла геотермических исследований в наблюдательных скважинах Екатеринбурга (22 скважины) и фоновых участков (Детярского, Верх-Сысертского, Гагарского – 10 скважин). При интерпретации полученных материалов использованы статистические методы анализа и математические модели, описывающие влияния климата, локальных поверхностных аномалий температуры, фильтрации подземных вод на подземное тепловое поле. **Результаты.** Аномальными на глубине 20 м следует считать среднегодовые температуры, выходящие за пределы интервала $5^{\circ}\text{C} < T_{\text{cp}} < 6^{\circ}\text{C}$. Максимальная интенсивность городского острова тепла Екатеринбурга приурочена к плотно застроенным центральным районам города. Наиболее высокие температуры ($T_{\text{cp}} > 10^{\circ}\text{C}$) на глубине 20 м наблюдаются в скважинах, расположенных вблизи зданий или непосредственно в них. Для них характерно быстрое уменьшение температуры с глубиной. Умеренные аномалии ($6^{\circ}\text{C} < T_{\text{cp}} < 10^{\circ}\text{C}$) наблюдаются вдали от зданий. Удаленность от центральных районов, по-видимому, играет более важную роль в формировании температурных аномалий, чем характер городских покрытий (асфальт, бетон, газоны). Фоновые ($T_{\text{cp}} < 6^{\circ}\text{C}$) температуры отмечены в скважинах, расположенных за пределами Объездной автодороги. Анализ характера затухания с глубиной годовых температурных колебаний позволил выявить в районе Городского пруда участок с интенсивной вертикальной фильтрацией – до 24 м/г. Наиболее значительные изменения теплосодержания в интервале 10–50 м связаны с утечками тепла из подвалов зданий ($23\text{--}46 \times 10^7$ Дж/м²). Вместе с тем это тепло в количественном сопоставлении с общим расходом энергии, затраченной на отопление, составляет лишь сотые доли процента. **Выводы.** Впервые представлена характеристика подземного городского острова тепла крупного российского города. Полученные результаты могут найти применение при выработке стратегии развития мегаполисов в условиях меняющегося климата.

Ключевые слова: городской остров тепла, подземные температуры, термометрия скважин, теплосодержание, тепловой баланс, фильтрация подземных вод

Источник финансирования

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-10018 (<https://rscf.ru/project/22-77-10018/>)

Subsurface urban heat island in the city of Ekaterinburg

Dmitry Yu. Demezhko, Anastasiya A. Gornostaeva, Bogdan D. Khatskevich,
Alexey G. Vdovin, Nelly R. Fakaeva

Yu.P. Bulashevich Institute of Geophysics, UB RAS, 100 Amundsen st., 620016 Ekaterinburg, Russia,
e-mail: ddem54@inbox.ru

Received 10.09.2023, accepted 02.10.2023

Research subject. The subsurface thermal field in the city of Ekaterinburg (subsurface urban heat island). **Aim.** To determine criteria for the anomaly of mean annual subsurface temperatures in Ekaterinburg; to identify patterns of spatial distribution of underground temperatures; to quantify the main factors forming an urban heat island and changes in the heat content of rocks using mathematical modeling. **Materials and methods.** The main experimental data were obtained during the annual cycle of geothermal studies in observational boreholes of Ekaterinburg (22 boreholes) and surrounding areas (10 boreholes

Для цитирования: Демежко Д.Ю., Горностаева А.А., Хацкевич Б.Д., Вдовин А.Г., Факаева Н.Р. (2024) Подземный городской остров тепла Екатеринбурга. *Литосфера*, **24**(3), 566–581. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-3-566-581>

For citation: Demezhko D.Yu., Gornostaeva A.A., Khatskevich B.D., Vdovin A.G., Fakaeva N.R. (2024) Subsurface urban heat island in the city of Ekaterinburg. *Lithosphere (Russia)*, **24**(3), 566–581. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-3-566-581>

© Д.Ю. Демежко, А.А. Горностаева, Б.Д. Хацкевич, А.Г. Вдовин, Н.Р. Факаева, 2024

in Degtyarskiy, Verkh-Syertskiy, Gagarinskiy districts). Statistical analysis and mathematical modeling describing the impact of climate, local temperature anomalies of ground surface, and groundwater filtration to the underground thermal field were used when interpreting the obtained data. *Results.* At a depth of 20 m, the mean annual temperatures being less than 5°C and more than 6°C should be considered as anomalous. The maximum intensity of the urban heat island in Ekaterinburg is confined to densely built-up central areas of the city. The highest temperatures (>10°C) at a depth of 20 m are observed in boreholes located near buildings or directly therein. Here, a rapid decrease in temperature with depth is typical. Moderate anomalies from 6°C to 10°C are observed far from buildings. Remoteness from the central regions apparently plays a more important role in the formation of temperature anomalies than the type of urban surfaces (asphalt, concrete, lawns). Background temperatures (less than 6°C) were recorded in boreholes located outside the Ring Road. An analysis of patterns in the attenuation of annual temperature variations with depth allowed an area with intense vertical filtration (up to 24 m/year) to be identified near the City Pond. The most significant changes in heat content in the range of 10–50 m are associated with heat leakage from the basements of buildings, equaling to $(23–46) \times 10^7$ J/m². However, this heat is only hundredths of a percent of the total energy consumption spent on heating. *Conclusions.* The subsurface urban heat island of a large Russian city has been characterized for the first time. The results obtained can be used when developing a strategy for megacities in changing climate conditions.

Keywords: urban heat island, subsurface temperatures, borehole temperature measurements, heat content, urban energy balance, groundwater filtration

Funding information

The work was carried out with the financial support of the Russian Scientific Foundation (project No. 22-77-10018, <https://rscf.ru/project/22-77-10018/>)

Acknowledgements

The authors are grateful to the Ural Branch of FSBI “Hydrospetzgeologiya” and “Geopoisik” Ltd for providing access to boreholes and information about the geology, hydrogeological regime, and technical conditions of boreholes.

ВВЕДЕНИЕ

Феномен городского острова тепла (ГОТ) в поле температуры приземного воздуха уже два столетия привлекает внимание исследователей во всем мире. ГОТ проявляется повышенными среднесуточными, среднемесячными, среднегодовыми температурами в городах в сравнении с наблюдаемыми в окружающей их сельской местности (Оке, 1967, 1979; Chandler, 1970; Lokoshchenko, 2014). Среди главных причин, определяющих ГОТ, – влияние городских источников тепла и техногенные преобразования подстилающей поверхности, нарушающие естественный радиационный баланс. Повышенные температуры снижают комфортность городов, особенно летом, формируют локальные системы циркуляции атмосферы, препятствующие ее очищению (Белан, 1996). Продолжающееся глобальное потепление климата, сопровождаемое волнами аномальной жары, на фоне увеличения количества городского населения ведет к необходимости учета эффекта ГОТ в градостроительной политике, поддерживая научный интерес к проблеме. Различные аспекты феномена ГОТ в поле температуры приземного воздуха широко освещены в научной литературе (подробные обзоры приведены в работах Tzavali et al., 2015; Mohajerani et al., 2017; Stewart et al., 2021; Kim, Brown, 2021). Городской остров тепла Екатеринбурга, рассчитанный как разность среднегодовых температур приземного воздуха, зарегистрированных метеостанциями в центре города и пос. В. Дуброво, сформировался к

середине прошлого века (Горностаева и др., 2023). До конца 1990-х гг. его интенсивность повышалась синхронно с возрастанием численности населения, а после стабилизировалась на уровне 0.8 К.

Но техногенное воздействие проявляется не только в надземной среде города, но и в подземной (Taniguchi, 1993; Ferguson, Woodbury, 2004; Dědeček et al., 2012; Schweighofer et al., 2021). Научный и практический потенциал исследований в этой сфере не менее значим. Поскольку тепловое поле подземной среды содержит информацию о потоках тепла, интегрированных за большие промежутки времени, его изучение дает возможность более точно (в сравнении с метеоданными) оценивать тепловой дисбаланс на земной поверхности и его составляющие, обусловленные глобальным потеплением и факторами урбанизации (Demezhko, Gornostaeva, 2015; Bayer et al., 2016; Cuesta-Valero et al., 2021; Demezhko et al., 2022; Schuckmann et al., 2023). Тепловое состояние подземной среды и процессы теплообмена на ее поверхности в значительной мере сами определяют температуру приземной атмосферы (Yoshino, 1975). Например, различный характер теплофизических неоднородностей в городе и сельской местности является возможной причиной формирования типичного суточного хода интенсивности ГОТ – с дневным минимумом и ночным максимумом (Демежко и др., 2022). Наконец, некоторые исследователи видят прямой практический интерес в изучении подземного острова тепла. Они рассматривают накопленное в подземной среде избыточное тепло как дополнительный

источник энергии (Zhu et al., 2010; Benz et al., 2015; Luo, Asproudi, 2015; Bayer et al., 2019; Hemmerle et al., 2022).

В статье мы рассматриваем подземный городской остров тепла Екатеринбурга, четвертого крупнейшего города России по численности населения и размеру агломерации. Цель исследования – выявление закономерностей пространственного распределения подземных температур, определение основных факторов формирования подземного городского острова тепла и количественная оценка изменения теплосодержания горных пород в результате техногенного воздействия.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Основным методом исследований подземного температурного поля являются температурные измерения в выстоявшихся водонаполненных скважинах. В нашем исследовании использованы результаты измерений 2022–2023 гг., проведенные в скважинах, расположенных в Екатеринбурге и его окрестностях. Расположение скважин и фото некоторых из них представлены на рис. 1, 2. Большая часть скважин входит в систему наблюдений за гидродинамическим режимом Уральского регионального центра ГМСН ФГБУ “Гидрогеология”. Кроме того, изучались скважины на территории Института геофизики УрО РАН, скважина, расположенная на базе геофизической практики УГГУ в пос. Верхняя Сысерть, и наблюдательные скважины Гагарского золоторудного месторождения. Скважины, находящиеся за пределами Екате-

ринбурга, вне населенных пунктов, считались фоновыми и использовались для оценки невозмущенных техногенным влиянием температур. Измерения в водонаполненной части скважин проводились с шагом 1 м с помощью автономного температурного логгера DW1212 фирмы Daowan с действующими заводскими калибровками (погрешность ± 0.002 К, постоянная времени ≈ 1 с). Регулярные измерения – 4 раза в год (раз в 3 месяца) в городских скважинах и дважды в год (раз в полгода) в фоновых – позволили оценить среднегодовую температуру.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Фоновые температуры

Географическое расположение фоновых участков (Верх-Сысертского, Дегтярского, Гагарского) представлено на рис. 1, температурные профили – на рис. 3. Типичная фоновая термограмма записана в скважине ВС-180. Ниже 15 м сезонные разности температур не превышают нескольких тысячных градуса. Отрицательный температурный градиент (до -15 К/км) выше отметки 27 м отражает региональное потепление, происходившее после 2000 г. с повышенными темпами. Ниже этой отметки градиент продолжает возрастать с глубиной, а начиная с 60 м его увеличение замедляется на уровне $+10...+14$ К/км. Такое распределение температуры и градиента можно считать эталонным при рассмотрении городских термограмм, а значительные отклонения от него – аномальными.

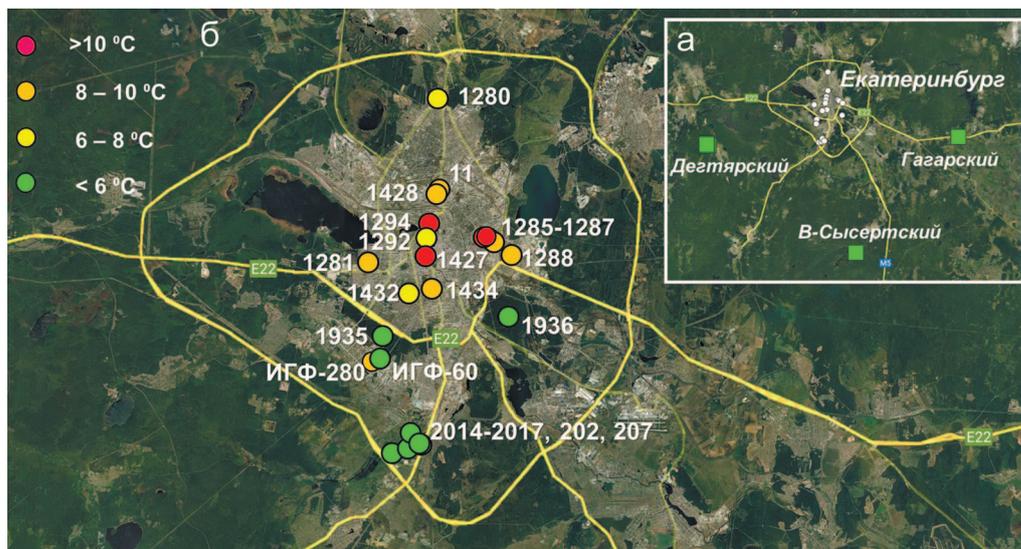


Рис. 1. Расположение и среднегодовые температуры в скважинах фоновых участков (а) и Екатеринбурга (б) на глубине 20 м.

Fig. 1. Location and mean annual temperatures in boreholes in surrounding areas (a) and in Ekaterinburg (b) at a depth of 20 m.



Рис. 2. Фото некоторых скважин в Екатеринбурге.

Fig. 2. Photos of some boreholes in Ekaterinburg.

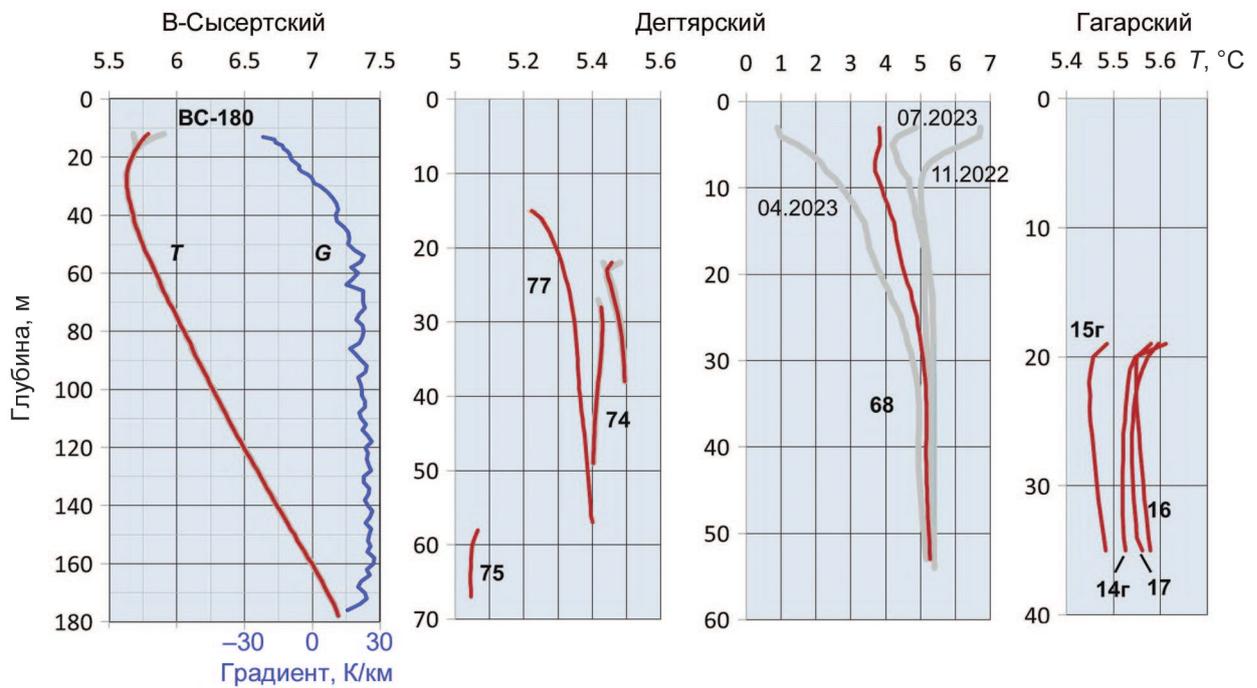


Рис. 3. Термограммы скважин фоновых участков.

Серым обозначены сезонные температуры, красным – среднегодовые.

Fig. 3. Temperature-depth profiles measured in surrounding areas.

Seasonal temperatures are marked in gray, mean annual temperatures are red.

Оценим фоновые температуры на уровне 20 м, на котором обычно затухают годовые колебания. В расчеты не включены скв. 68, 75 Дегтярского участка. Скважина 75 пробурена на склоне горы Бритая и почти полностью сухая. Термограмма скважины 68, расположенной в затопленной пойме руч. Ельчевка, демонстрирует нисходящую фильтрацию, по крайней мере до глубины 50 м. Средняя температура по оставшимся восьми скважинам на трех участках составляет 5.50°C при стандартном отклонении 0.12°C (табл. 1). Таким образом, за фоновые температуры на глубине 20 м можно принять температуры, отличающиеся от средней не более чем на 3 стандартных отклонения, округленно $5^{\circ}\text{C} < T < 6^{\circ}\text{C}$. Этот же диапазон справедлив и для отметки 30 м.

Подземные температуры Екатеринбурга

Термограммы скважин, расположенных в пределах Екатеринбурга, представлены на рис. 4. Среднегодовые температуры и амплитуды годовых колебаний на глубинах 10, 20, 30, 40 и 50 м приведены в табл. 2.

Годовые температурные колебания (за исключением скв. 1292, находящейся у Городского пруда, практически везде затухают на глубине 20 м. Аномально высокие среднегодовые температуры ($T > 6^{\circ}\text{C}$) на глубине 20 м выявлены в скважинах, расположенных в центральных районах города, а наиболее высокие ($T > 10^{\circ}\text{C}$) – вблизи зданий старой застройки (скв. 1294, 1427, 1285, 1286, см. рис. 1, 2). Термограммы таких скважин, как правило, отличаются значительным отрицательным геотермическим градиентом (до -150 К/км в скв. 1281 в интервале 5–10 м). Отрицательный градиент характерен и для скважин, устье которых выходит непосредственно в здания (скв. 2015, ИГФ-280). Умеренные аномалии ($6 < T < 10^{\circ}\text{C}$) и небольшие (10 – 20 К/км) положительные или отрицательные тем-

пературные градиенты наблюдаются вдали от зданий. При этом тип городских поверхностей не играет заметной роли. Так, температуры в скважинах 1432 (асфальтированная площадка) и 1280 (газон) не превышают 8°C . На окраинах города (скв. 2014–2016, 202, 207 на заросшем редколесьем поле) и в лесопарковых зонах (1935, 1936, ИГФ-60) температуры не отличаются от фоновых. Температурные градиенты здесь близки к нулю. Распределение подземных температур в Екатеринбурге отражает типичную для многих городов зональность, наблюдаемую как в поле температур приземного воздуха (Varentsov et al., 2021), так и в распределении температуры подземных вод (Schweighofer et al., 2021).

Рассмотрим основные факторы, определяющие распределение подземных температур в городе, и возможности их количественного описания с помощью простых математических моделей.

АНАЛИЗ ФАКТОРОВ ПОДЗЕМНОГО ТЕМПЕРАТУРНОГО ПОЛЯ ГОРОДА

Подземное температурное поле города определяется совокупностью эндогенных и экзогенных факторов. Эндогенные факторы, к которым относятся глубинный тепловой поток, выделение тепла радиоактивными элементами и теплофизические свойства пород, формируют стационарную компоненту температурного поля. Глубинный тепловой поток q и теплопроводность горных пород λ определяют стационарный геотермический градиент $G_0 = dT/dz = -q/\lambda$. Поскольку глубинный тепловой поток направлен из недр Земли к поверхности, стационарный геотермический градиент, напротив, описывает увеличение температуры с глубиной. На Урале G_0 невысок – 15 – 20 К/км – вследствие низкого содержания естественных радиоактивных элементов в земной коре (Kukkonen et al., 1997; Демежко, 2001; Голованова, 2005). Переменная составляющая подземного температурного

Таблица 1. Среднегодовые температуры в скважинах фоновых участков, °C

Table 1. Mean annual temperatures in boreholes located in surrounding areas, °C

Участок	Скв.	Глубина, м				
		10	20	30	40	50
Дегтярский	76		5.43	5.48	5.50	
	74			5.43	5.41	5.40
	77		5.30	5.35	5.36	5.39
Верх-Сысертский	ВС-180	5.84	5.67	5.63	5.68	5.75
Гагарский	14г		5.55	5.52		
	15г		5.46	5.47		
	16		5.55	5.56		
	17		5.57	5.54		
Среднее			5.50	5.50		
Стандартное отклонение			0.12	0.09		

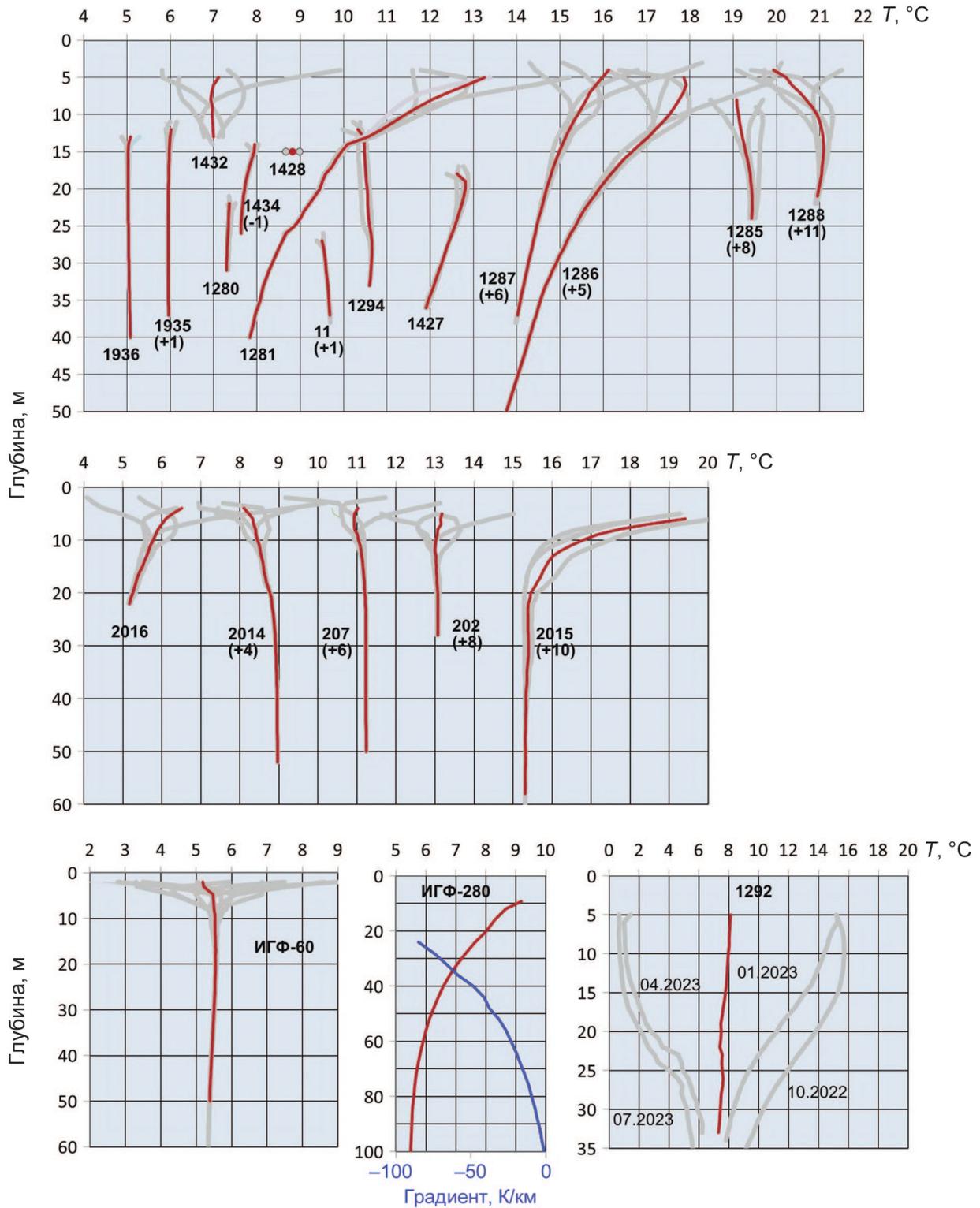


Рис. 4. Термограммы скважин на территории Екатеринбурга.

Серым цветом обозначены сезонные температуры, красным – среднегодовые. Некоторые термограммы сдвинуты по оси температур во избежание перекрытия (величина сдвига – в скобках).

Fig. 4. Temperature-depth profiles recorded on the territory of Ekaterinburg.

Seasonal temperatures are marked in gray, mean annual temperatures are red. Some profiles are shifted along the temperature axis to avoid overlap (shift value is given in parentheses).

Таблица 2. Среднегодовая температура T , °C, и годовая амплитуда D , К, в скважинах ЕкатеринбургаTable 2. Mean annual temperature T , °C, and annual amplitude D , K, in boreholes of Ekaterinburg

Скв.	Параметр	Глубина, м					Примечание
		10	20	30	40	50	
1280	T		7.39	7.31			
	D			0.07			
11	T			8.58	8.73*		
	D			0.02			
1428	T	8.82*					*С 15 м
	D	0.32*					
1294	T	10.42*	10.54	10.65			
	D		0.20	0.03			
1292	T	7.98	7.49	7.45			
	D	14.99	11.68	5.09			
1427	T		12.82	12.27			3 каротажа
	D		0.25	0.04			
1434	T	8.95*	8.72	6.62**			*С 14 м **С 26 м
	D	0.27*	0.03				
1432	T	6.97					
	D	0.90					
1935	T	5.05*	4.96	4.95			*С 12 м
	D		0.02	0.01			
ИГФ-60	T	5.54	5.55	5.50	5.43	5.38	
	D	0.27	0.05	0.02	0.01	0.01	
ИГФ-280	T	9.05	8.02	7.19	6.58	6.18	
1281	T	11.44	9.46	8.36	7.84		
	D	0.75	0.07	0	0.01		
1285	T	11.13	11.43				
	D	0.91	0.21				
1286	T	12.53	10.91	9.92	9.29	8.76	
	D	0.82	0.19	0.03	0.03	0.01	
1287	T	9.41	8.69	8.28	7.91*		*С 37 м
	D	0.57	0.08	0.01			
1288	T	9.94	9.98				
	D	0.70	0.05				
1936	T	5.05*	5.03	5.04	5.08		*С 14 м
	D		0.02	0.01	0.01		
2015	T	6.80	5.45	5.40	5.34	5.32	
	D	1.50	0.32	0.19	0.05	0.01	
2016	T	5.78	5.26				
	D	0.56	0.10				
2014	T	4.45	4.78	4.91	4.95	4.96	
	D	0.41	0.01	0.01	0	0	
207	T	5.04	5.20	5.23	5.23	5.24	
	D	0.25	0.04	0.01	0.01	0	
202	T	5.03	5.07	5.07			
	D	0.70	0.06				

*Экстраполированные температуры.

Примечание. Цветом выделены аномальные температуры (в соответствии с легендой на рис. 1).

*Extrapolated temperatures.

Note. Anomalous temperatures are highlighted in color (in accordance with the legend in Fig. 1).

поля города обусловлена влиянием экзогенных факторов как естественной природы, так и техногенной. К ним относятся климатические колебания температуры поверхности, вертикальные движения подземных вод, рельеф, локальные аномалии поверхностной температуры, связанные с изменениями условий теплообмена на ограниченных участках земной поверхности, техногенные источники тепла (здания, подземные коммуникации и пр.).

Изменения климата

Климатические изменения прошлого оставили след в современном температурном поле. Потепления приводили к увеличению температуры земной поверхности и уменьшению геотермического градиента в верхней части разреза (вплоть до отрицательных значений), похолодания – наоборот. Примерно до глубины 1.0–1.5 км стационарный температурный градиент понижен влиянием глобального потепления, происшедшего в начале голоцена около 12 тыс. лет назад, а потепление последнего столетия прослеживается примерно до глубины 200 м. В результате этих событий температурный градиент на Урале на глубине 200 м ниже геотермического и составляет 8–12 К/км, а до глубины в первые десятки метров может быть близок к нулю или вовсе отрицательным (Демежко, 2001). Температурный профиль, сформированный эндогенными факторами и климатическими изменениями температуры земной поверхности можно описать соотношением:

$$T(z, t) = T_0 + G_0 z + \Delta T^{\text{клим}}(z, t), \quad (1)$$

где T_0 – исходная невозмущенная температура земной поверхности; z – глубина; t – время; G_0 – невозмущенный геотермический градиент; $\Delta T^{\text{клим}}(z, t)$ – климатическая температурная аномалия. Для температурной истории земной поверхности, аппроксимированной ступенчатой функцией времени, вертикальное распределение температурной аномалии в теплофизически однородной среде описывается следующим решением одномерного нестационарного уравнения теплопроводности (Карслоу, Егер, 1964):

$$\Delta T^{\text{клим}}(z, t) = \sum_{i=1}^n D_i^{\text{клим}} \operatorname{erfc} \frac{z}{L}, L = 2\sqrt{at_i}, \quad (2)$$

где $D_i^{\text{клим}}$ и t_i – амплитуда i -го скачка и время, прошедшее после него до настоящего момента; z – глубина; a – температуропроводность.

На рис. 5а представлены изменения среднегодовых температур приземного воздуха, зарегистрированные в Екатеринбурге и пос. В. Дуброво. В предположении, что изменения температуры земной поверхности в городе и окрестностях происходили теми же темпами, что и изменения температуры воздуха, с помощью соотношений (1), (2) бы-

ли оценены соответствующие вертикальные распределения подземных температур и градиентов (рис. 5б, в). Согласно этим теоретическим оценкам, температурные различия между Екатеринбургом и его окрестностями должны исчезнуть на глубине 100 м, а температурный градиент в интервале 0–60 м должен возрастать от отрицательных значений –40...–50 К/км до нуля. Похоже, однако, что эти оценки несколько преувеличивают климатический вклад в подземное температурное поле как в городе, так и за его пределами. Так, температурный градиент в скважине ВС-180 увеличивается от значений –20 К/км и достигает нуля уже на 30-метровой глубине (см. рис. 3). В городских скважинах 1935, 1936, 1280, ИГФ-60, 202, 207, 2014, расположенных вдали от центра и зданий, он близок к нулю.

Локальные аномалии температуры поверхности

Более весомый вклад в подземное температурное поле Екатеринбурга вносят техногенные факторы. Ряд термограмм скважин, расположенных вблизи зданий (1281, 1286, 1287) или непосредственно в них (ИГФ-280, 2015), демонстрирует аномально низкие, отрицательные значения температурных градиентов (от –50 до –200 К/км). Такие аномалии преимущественно связаны с влиянием теплых подвалов домов, т. е. в отличие от климатических имеют локальное распространение. Для круговой аномальной области на земной поверхности аналитическое выражение распределения температурной аномалии $\Delta T(z, t, r)$ по вертикальному профилю, проходящему через центр круга, приведено в работе (Демежко, 2001):

$$\Delta T^{\text{лок}}(z, t, r) = D^{\text{лок}} \left[\operatorname{erfc} \left(\frac{z}{L} \right) - \frac{z}{\sqrt{z^2 + r^2}} \operatorname{erfc} \left(\frac{\sqrt{z^2 + r^2}}{L} \right) \right], \quad (3)$$

$$L = 2\sqrt{at},$$

где $D^{\text{лок}}$ и t – амплитуда локальной аномалии на поверхности и время, прошедшее после ее появления до момента измерений. В отличие от климатических изменений влияние здания ограничено не только по латерали, но и по глубине. Через некоторое время аномалия стационарируется, и тогда вертикальное распределение температур описывается следующей зависимостью:

$$\Delta T_{\text{стац}}^{\text{лок}}(z, r) = D^{\text{лок}} \left(1 - \frac{1}{\sqrt{r^2 / z^2}} \right). \quad (4)$$

При $z/r = 5$ стационарная аномалия на глубине z не превышает $0.019D^{\text{лок}}$, при $z/r = 10$ – $0.005D^{\text{лок}}$. Время стационарирования также зависит от радиу-

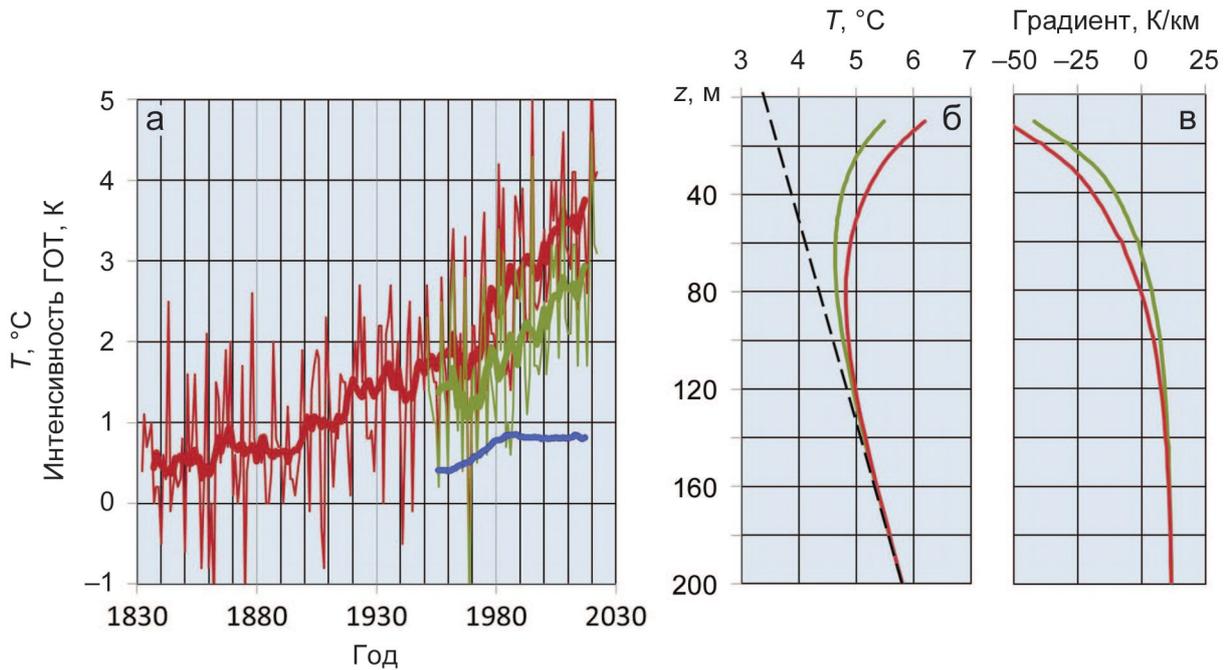


Рис. 5. Климатическая составляющая подземного температурного поля.

а – изменение среднегодовой температуры приземного воздуха в Екатеринбурге (тонкая красная кривая) и в В. Дуброво (зеленая); толстые линии – температуры, сглаженные 11-летним средним; синяя линия – интенсивность ГОТ; б – вертикальное распределение температур, отражающее климатические изменения прошлого; в – распределение температурных градиентов.

Fig. 5. Climatic component of subsurface temperature field.

а – change in the mean annual surface air temperature in Ekaterinburg (thin red curve) and V. Dubrovo (green); bold lines mark temperatures smoothed by the 11-year average; blue line marks the urban heat island intensity; б – vertical temperature distribution reflecting past climatic changes; в – the distribution of temperature gradients.

са: при $r = 10$ м должно пройти не менее 20 лет, при $r = 20$ м – 100 лет (Демежко, 2001). После стационарирования аномалия уже не меняется, хотя на поверхности она может оставаться сколь угодно долго. Поэтому утверждение, что распространение температурной аномалии на глубину пропорционально возрасту здания (Ferguson, Woodbury, 2004), верно лишь отчасти.

Если контур поверхностной аномалии отличается от окружности, для расчета ее влияния можно применить метод аппроксимации круговыми секторами (Demezhko et al., 2022) (рис. 6а). Вертикальное распределение температурной аномалии рассчитывается как сумма вкладов всех секторов:

$$\Delta T^{\text{лок}}(z, t) = \sum_{i=1}^n \Delta T_i^{\text{лок}}(z, t, r_i) \frac{\varphi_i}{2\pi}, \quad (5)$$

где r_i и φ_i – радиус и центральный угол i -го сектора.

Случай, изображенный на рис. 6а, соответствует положению скважины ИГФ-280 в производственном здании Института геофизики УрО РАН (отапливаемый ангар без подвала) со сторонами 30×60 м. Отрицательный температурный градиент

в ней распространяется до глубины 100 м (см. рис. 6б). На глубине 20 м он составляет -81 К/км. Температурная аномалия, оставшаяся после вычитания линейной составляющей ($T_0 = 4.66^\circ\text{C}$, $G_0 = 6.9$ К/км), экстраполированной из нижней части термограммы, сформировалась под влиянием палеоклимата и локального повышения температуры поверхности в пределах здания. Климатическая компонента $\Delta T^{\text{клим}}$ оценивалась с помощью соотношения (2), а в качестве граничного условия на поверхности были использованы данные об изменениях температуры воздуха в Екатеринбурге до 1980 г., когда здание было построено (см. рис. 5а). Оставшаяся после вычитания климатической компоненты локальная аномалия $\Delta T^{\text{лок}}$ моделировалась согласно формулам (3), (4). Были найдены величина локального среднегодового потепления ($D^{\text{лок}} = 11$ К) и коэффициент температуропроводности пород ($a = 0.9 \times 10^{-6}$ м²/с), позволившие наиболее точно описать измеренное распределение температуры $T(z)$ (Demezhko et al., 2022). На глубине 10 м локальная компонента примерно в 3 раза превышает климатическую, но ниже 40 м влияние климатического потепления преобладает.

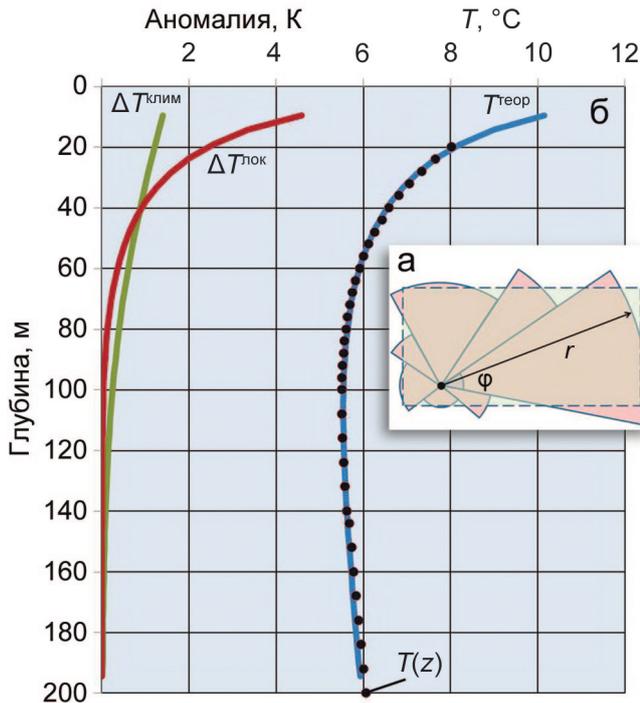


Рис. 6. Разделение локальной аномалии в скв. ИГФ-280 на компоненты.

а – аппроксимация локальной поверхностной аномалии круговыми секторами; б – компоненты локальной аномалии в скважине: $\Delta T^{\text{клим}}$ – климатическая аномалия, $\Delta T^{\text{лок}}$ – аномалия от локального объекта, $T^{\text{теор}}(z) = T_0 + G_0 z + \Delta T^{\text{клим}}(z) + \Delta T^{\text{лок}}(z)$ – теоретическое распределение температуры, точки $T(z)$ – измеренные температуры.

Fig. 6. Subdivision of local temperature anomaly in the borehole IGF-280 into components.

а – approximation of local surface temperature anomaly by circular sectors; б – components of the local anomaly in the IGF-280: ΔT^{clim} – the anomaly caused by climate change, ΔT^{loc} – the anomaly from local object, $T^{\text{theor}}(z) = T_0 + G_0 z + \Delta T^{\text{clim}}(z) + \Delta T^{\text{loc}}(z)$ – theoretical temperature distribution, points $T(z)$ – measured temperatures.

Локальные аномалии в скв. 1281, 1286, 1287 имеют более высокую амплитуду и, судя по всему, распространяются на значительную глубину, что объясняется большими размерами и амплитудой поверхностной аномалии. Локальная аномалия, зафиксированная в скв. 2015, устье которой выходит в отапливаемый павильон (5 × 7 м), проявляется значительными отрицательными градиентами на небольших глубинах (–310 К/км на 10 м, –60 К/м на 15 м), но вследствие ограниченных размеров павильона уже на 20 м она исчезает.

Еще одним локальным источником тепла в городе являются тепловые сети. Однако их влияние не распространяется дальше 10 м по горизонтали и на глубину (Половников, 2018). Аномалии от этих объектов проявляются лишь в отопительный сезон,

что позволяет легко их идентифицировать. Но в наших исследованиях таких аномалий не наблюдалось.

Помимо техногенных источников тепла локальные аномалии могут быть связаны с изменениями условий теплообмена на земной поверхности. Считается, что плотные асфальтовые покрытия с низким альбедо (0.10–0.25) интенсивно поглощают солнечную радиацию и могут быть теплее покрытых растительностью газонов (Wang et al., 2021). Например, в г. Кобе (Япония) в ясные солнечные дни среднесуточная разность температур поверхностей асфальта и газона достигает 8 К (Takebayashi, Moriyama, 2009). Однако в городах с умеренным климатом положительная разность летних температур не столь высока и может быть скомпенсирована отрицательной разностью зимой. На Среднем Урале снежный покров играет утепляющую роль, обеспечивая среднегодовую температуру земной поверхности на 3–5 К выше температуры воздуха (Демежко, 2001). В отсутствие снега эти температуры близки. Поскольку в городах снег убирают с твердых покрытий, а на газонах он, как правило, сохраняется, последние могут быть теплее в годовом цикле. Именно такое соотношение между температурами под различными покрытиями демонстрируют термограммы скв. 1280 (газон на окраине) и 1432 (асфальтированная парковка в центре) (см. рис. 1, 2). Среднегодовая температура на глубинах 10–20 м под газоном на 0.4 К выше температуры под асфальтом.

Вертикальная фильтрация подземных вод

Тепловое поле Земли чувствительно к проявлениям гидрогеологической активности (Lapham, 1989; Beck et al., 1990; Taniguchi, 1993; Stonestrom, Constantz, 2003; Majumder et al., 2013), в первую очередь вертикальной фильтрации подземных вод. В ее отсутствии единственным механизмом теплопереноса в верхней части литосферы является теплопроводность. Колебания температуры земной поверхности (суточные, годовые и долговременные), постепенно затухая, распространяются на глубину. Если на земной поверхности колебания происходят по следующему гармоническому закону:

$$T_s(t) = T_0 + D_0 \sin(\omega t - \varphi), \quad (6)$$

где T_0 – средняя температура, D_0 – амплитуда, ω – частота, φ – фаза, то колебания температуры горных пород в теплофизически однородном массиве на глубине z также будут происходить по гармоническому закону (Карслоу, Егер, 1964):

$$T(z, t) = D_0 e^{-kz} \sin(\omega t - kz - \varphi), \quad k = \sqrt{\omega / 2a}. \quad (7)$$

Здесь k – волновое число, a – температуропроводность пород. Предельная глубина распростране-

ния (на которой амплитуда колебаний снижается до 0.1% амплитуды на поверхности) равна $z_{пр} = -\ln(0.001)/k$. При $a = 0.9 \times 10^{-6}$ м²/с предельная глубина распространения годовой волны составляет 21 м, суточной – около 1 м.

Вертикальная фильтрация с постоянной скоростью V не меняет гармонического характера колебаний подземных температур, но влияет на их амплитуду и фазу. Единое волновое число k в уравнении (7) распадается на два – амплитудное k_1 и фазовое k_2 (Дежежко и др., 2006):

$$T(z, t) = D_0 e^{-k_1 z} \sin(\omega t - k_2 z - \varphi), \quad k_1 = k/w_1, \quad k_2 = k/w_2,$$

$$w_1 = [(\beta^4 + 1)^{1/2} + \beta^2] \times [((\beta^4 + 1)^{1/2} + \beta^2) + 2^{1/2} \beta],$$

$$w_2 = (\beta^4 + 1)^{1/2} + \beta^2, \quad (8)$$

$$\beta = \frac{C_f \rho_f V}{2c_m \rho_m (a_m \omega)^{1/2}},$$

где C – теплоемкость, ρ – плотность флюида f и породной матрицы m . Волновое число k_1 характеризует скорость затухания амплитуды колебаний с глубиной, k_2 – растяжение температурного профи-

ля. При нисходящей фильтрации колебания затухают медленнее, а их фазы сдвинуты на большие глубины, чем в отсутствие фильтрации. При восходящей – наоборот. Регулярные измерения позволяют оценить изменение амплитуды D годовых колебаний температуры с глубиной и амплитудное волновое число k_1 как угловой коэффициент линейной зависимости $\ln(D) = \ln(D_0) - k_1 z$.

Измерения в скважинах Екатеринбурга и его окрестностях выявили два случая аномально медленного затухания годовых колебаний – в скв. 68, расположенной в пойме руч. Ельчевка на Дегтярском фоновом участке, и в скв. 1292 у Городского пруда Екатеринбурга (см. рис. 1–4). Зависимости логарифма амплитуды от глубины для этих скважин представлены на рис. 7. Среднее значение волнового числа в скв. 68 в интервале 8–35 м составляет 0.07 м⁻¹, что соответствует скорости нисходящей фильтрации 11 м/год. Ниже 35 м волновое число резко снижается, однако сомнительно интерпретировать это сокращение увеличением скорости фильтрации из-за низкой точности оценки амплитуды годовой волны всего по двум термограммам. В скв. 1292 по данным четырех каротажей

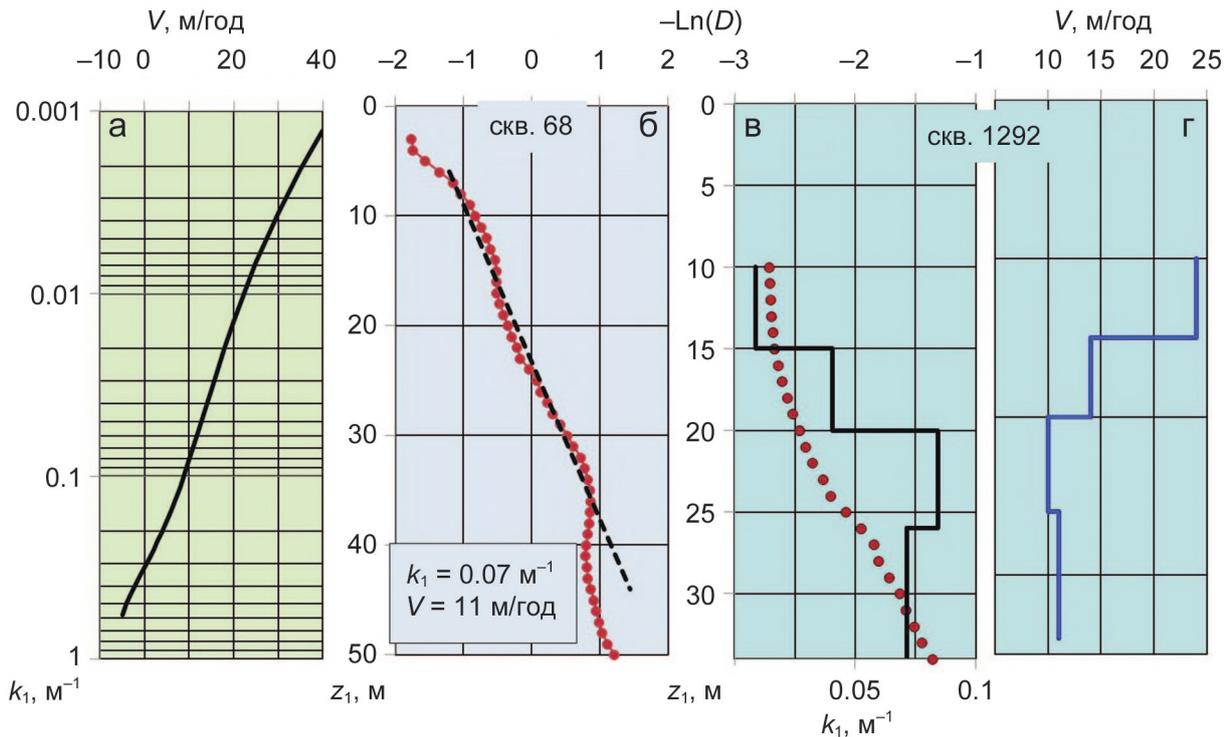


Рис. 7. Оценка скорости вертикальной фильтрации.

а – зависимость амплитудного волнового числа k_1 от скорости фильтрации; б – распределение логарифма амплитуды годовых колебаний температуры, оценка k_1 и скорости фильтрации V по скв. 68; в, г – то же по скв. 1292.

Fig. 7. Estimation of the vertical filtration rate.

а – dependence of the amplitude wave number k_1 on filtration rate value; б – distribution of the logarithm of the amplitude of annual temperature variations, estimation of k_1 and filtration rate V for the borehole 68; в, г – the same for the borehole 1292.

волновое число возрастает с глубиной, а скорость фильтрации уменьшается от 24 м/год (10–15 м) до 15 м/год (15–20 м) и 10 м/год – ниже. Очевидно, что движение подземных вод здесь направлено к дренажной системе проходящей неподалеку ветки метрополитена. С глубиной преимущественно вертикальный поток сменяется субгоризонтальным.

Теплосодержание

Глобальные климатические изменения последних полутора веков, повышение температуры приземного воздуха в пределах городов (городской остров тепла), выделение дополнительного тепла зданиями и коммуникациями привели к изменению теплосодержания в недрах. Оценить изменения теплосодержания горных пород ΔQ в интервале глубин (z_n, z_m) можно непосредственно по измеренной термограмме, точнее – по выделенной из нее температурной аномалии $\Delta T(z)$:

$$\Delta Q(z_n, z_m) = \rho C \sum_n^m \Delta T(z_i) \Delta z, i = 1, \dots, n, \dots, m \dots \quad (9)$$

Здесь $\Delta T(z_i)$ – среднее значение температурной аномалии в интервале $z_i \pm \Delta z/2$, ρ и C – плотность и удельная теплоемкость пород. Температурная аномалия рассчитывается вычитанием из измеренных температур линейного распределения, экстраполированного из нижней части термограммы, где аномалия заведомо затухает $\Delta T(z) = T(z) - T_0 - G_0 z$. Для теоретической термограммы, рассчитанной по изменению температур приземного воздуха в пос. В. Дуброво (см. рис. 5б), в интервале 0–200 м получим $\Delta Q = 19.2 \times 10^7$ Дж/м² (табл. 3). Это в 2 раза выше средней оценки для всего Азиатского кон-

тинента (9.0×10^7 Дж/м²), в основе которой также лежат метеоданные о температурах приземного воздуха (Huang, 2006). Но, как уже отмечалось, расчеты по изменениям приземного воздуха в нашем случае, вероятно, несколько переоценивают климатический вклад в подземное температурное поле. Более корректно оценивать его по реальным термограммам. Так, изменение теплосодержания в фоновой скважине ВС-180 (см. рис. 3) в интервале 10–50 м составляет 2.6×10^7 Дж/м² – в 4 раза ниже теоретической оценки в том же интервале. Но и в городе оценки теплосодержаний по скважинам, не проявившим аномальных температур, значительно ниже теоретических. Например, для скв. ИГФ-60 оно составляет 5.4×10^7 Дж/м² (10–50 м), для скв. 2015 в том же интервале, т. е. ниже глубины проникновения локальной аномалии, – 4.4×10^7 Дж/м².

Ожидаемо высокие значения изменений теплосодержания получены для аномальных скважин, особенно тех, что расположены вблизи зданий или непосредственно в них (скв. 1281, 1286, 1287, ИГФ-280, 2015). По сравнению со скв. ИГФ-60 здесь в интервале 10–50 м накоплено в 4–8 раз больше тепла. Исключение составляет скважина 2015, где все аномальное тепло локализовано в верхних 10 м. Наконец, группа скважин с умеренно аномальными (<10°C) температурами на глубине 20 м (например, скв. 1432, 1434, 11, 1280) также демонстрирует значительное увеличение теплосодержания в интервале 10–50 м – больше, чем можно было ожидать из теоретической (метеорологической) оценки эффекта острова тепла.

Избыточное тепло, накопленное в недрах мегаполисов, некоторыми исследователями рассматри-

Таблица 3. Изменение теплосодержания пород, $\times 10^7$ Дж/м² (для габбро $\rho = 2980$ кг/м³, $C = 720$ Дж/(кг·К))

Table 3. Change in heat content of rocks, $\times 10^7$ J/m² (for gabbro $\rho = 2980$ kg/m³, $C = 720$ J/(kg·K))

Сква.	Интервал, м				
	0–10	10–20	20–50	10–50	50–200
Теор. климат – В. Дуброво	4.2	3.6	6.4	10.0	5.0
Теор. климат – Екатеринбург	5.7	5.0	9.3	14.3	7.4
ВС-180		1.0	1.6	2.6	0.9
ИГФ-280		7.6	15.2	22.8	6.1
ИГФ-60*		1.7	3.7	5.4	
2015*	8.8	1.6	2.8	4.4	
1286*	17.7	14.7	31.4	46.1	
1281*	17.5	11.4	20.2	31.6	
Усредненная термограмма* по скв. 1432, 1434, 11, 1280		7.4	20.0	27.4	

*При расчетах температурных аномалий в качестве невозмущенного распределения температур использованы данные термограммы скважины ИГФ-280 – экстраполяция линейной зависимости из интервала 200–250 м ($T_0 = 4.66^\circ\text{C}$, $G_0 = 6.9 \cdot \text{K}/\text{km}$).

*To calculate temperature anomalies, the temperature-depth profile from the IGF-280 borehole, linearly extrapolated from the interval of 200–250 m, was used as an undisturbed temperature distribution ($T_0 = 4.66^\circ\text{C}$, $G_0 = 6.9 \cdot \text{K}/\text{km}$).

вается как дополнительный источник энергии, который может быть реализован, например, с помощью тепловых насосов (Zhu et al., 2010; Benz et al., 2015; Luo, Asproudi, 2015; Bayer et al., 2019; Nemmerle et al., 2022). Предполагается, что эффективность тепловых насосов в условиях повышенных температур также будет выше. Эта идея представляется нам сомнительной. Так, за 36 лет эксплуатации ангара, в котором расположена скв. ИГФ-280, на отопление было израсходовано 4.3×10^{11} Дж/м² тепловой энергии. При этом теплосодержание в интервале 10–50 м (без климатического вклада) возросло на величину $22.8 - 5.4 = 17.4 \times 10^7$ Дж/м². Таким образом, накопленное в недрах тепло составляет лишь 0.04% от израсходованного. Близкая к нашей оценка приведена в исследованиях по скважине, пробуренной в Стюартби (Великобритания), на месте, где ранее располагался кирпичный завод. За почти вековую историю завода в недрах накопилось 0.03% от количества энергии, выделенной от сжигания топлива (Westaway et al., 2015). Любые, даже самые элементарные мероприятия по улучшению теплоизоляции здания, несомненно, дадут неизмеримо больший эффект.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Геотермические исследования в скважинах на трех фоновых участках позволили статистически обосновать критерий аномальности подземных температур в Екатеринбурге. Аномальными на глубинах 20–30 м следует считать среднегодовые температуры, выходящие за пределы интервала $5^\circ\text{C} < T_{\text{cp}} < 6^\circ\text{C}$.

2. Подземный городской остров тепла Екатеринбурга в целом характеризуется такой же зональностью, что и острова тепла в поле температуры приземного воздуха большинства городов мира, – с максимальной интенсивностью в плотно застроенном историческом центре.

3. Наиболее высокие температуры ($T_{\text{cp}} > 10^\circ\text{C}$) на глубине 20 м наблюдаются в скважинах, расположенных вблизи зданий или непосредственно в них. Такие аномалии распространяются латерально и на глубину на расстояния, сопоставимые с горизонтальными размерами здания. Для них характерно быстрое уменьшение температуры с глубиной (до нескольких сотен К/км в верхнем слое в 20 м). Умеренные аномалии ($6^\circ\text{C} < T_{\text{cp}} < 10^\circ\text{C}$) и небольшие (10–20 К/км) положительные или отрицательные температурные градиенты наблюдаются вдали от зданий. В силу ограниченного объема экспериментальных данных и отсутствия “чистых” условий нам не удалось выявить зависимости интенсивности подземной аномалии от характера городских покрытий (асфальта, бетона, газона). Более важную роль здесь играет удаленность от центральных районов города. Так, фоновые ($T_{\text{cp}} < 6^\circ\text{C}$)

температуры наблюдались во всех скважинах, расположенных на окраинах.

4. Годовые колебания температуры земной поверхности в кондуктивном режиме полностью затухают на глубине 20 м. Вертикальная (нисходящая) фильтрация подземных вод уменьшает темпы затухания и способствует распространению годовой волны на большие глубины. Нисходящая фильтрация со скоростью 24 м/год в интервале 10–15 м и 10 м/год – ниже 20 м выявлена в скважине, расположенной у Городского пруда, в зоне дренажной системы метрополитена.

5. Городской остров тепла Екатеринбурга проявляется не только повышенными подземными температурами, но и изменениями теплосодержания горных пород. Наиболее значительные изменения теплосодержания в интервале 10–50 м связаны с утечками тепла из подвалов зданий $(23 - 46) \times 10^7$ Дж/м². Однако это, на первый взгляд, значительное количество тепла составляет лишь сотые доли процента тепловой энергии, израсходованной на отопление. Скважины с умеренно аномальными ($< 10^\circ\text{C}$) температурами на глубине 20 м в том же интервале накопили около 27×10^7 Дж/м², а скважины с фоновыми температурами – не более 5×10^7 Дж/м² – исключительно за счет глобального потепления.

Благодарности

Авторы выражают благодарность Филиалу “Уральский региональный центр ГМСН” ФГБУ “Гидроспецгеология”, а также ООО “Геопоиск” за обеспечение доступа к скважинам и предоставленную информацию о геологических условиях, гидрогеологическом режиме и техническом состоянии скважин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белан Б.Д. (1996) К вопросу о формировании “шапки” загрязнений над промышленными центрами. *Оптика атмосферы и океана*, 9(4), 460-463.
- Голованова И.В. (2005) Тепловое поле Южного Урала. М.: Наука, 189 с.
- Горностаева А.А., Демежко Д.Ю., Хацкевич Б.Д. (2023) Временная изменчивость городского острова тепла Екатеринбурга. *Изв. Иркутского гос. ун-та. Сер.: Науки о Земле*, 43, 3-18. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2023.43.3>
- Демежко Д.Ю. (2001) Геотермический метод реконструкции палеоклимата (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 144 с.
- Демежко Д.Ю., Рывкин Д.Г., Голованова И.В. (2006) О совместном влиянии фильтрации подземных вод и палеоклимата на тепловое поле верхней части земной коры. *Урал. геофиз. вестн.*, (1), 16-26.
- Демежко Д.Ю., Горностаева А.А., Хацкевич Б.Д., Вдовин А.Г., Факаева Н.Р. (2022) Новая модель формирования суточного цикла интенсивности городского острова тепла. *Мониторинг, наука и технологии*, 4(54), 26-31. <https://doi.org/10.25714/MNT.2022.54.004>

- Карслоу Г., Егер Д. (1964) Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 488 с.
- Половников В.Ю. (2018) Тепловые режимы и тепловые потери подземных трубопроводов с учетом реальных условий теплообмена на внешнем контуре взаимодействия. *Изв. Томского политехн. ун-та. Инжиниринг георесурсов*, **329**(1), 124-131.
- Bayer P., Rivera J.A., Schweizer D., Schärli U., Blum P., Rybach L. (2016) Extracting past atmospheric warming and urban heating effects from borehole temperature profiles. *Geothermics*, **64**, 289-299. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2016.06.011>
- Bayer P., Attard G., Blum P., Menberg K. (2019) The geothermal potential of cities *Renew. Sustain. Energy Rev.*, **106**, 17-30. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2019.02.019>
- Beck A., Garven G., Stegena L. (1990) Hydrogeological Regimes and Their Subsurface Thermal Effects. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, **71**(36), 1070-1071.
- Benz S.A., Bayer P., Menberg K., Jung S., Blum P. (2015) Spatial resolution of anthropogenic heat fluxes into urban aquifers. *Sci. Total Environment*, **524**, 427-439. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.04.003>
- Chandler T.J. (1970) Selected bibliography on urban climate. Tech. Note no. 155, WMO no. 276, World Met. Organiz. Geneva, 383 p.
- Cuesta-Valero F.J., García-García A., Beltrami H., González-Rouco J.F., García-Bustamante E. (2021) Long-term global ground heat flux and continental heat storage from geothermal data. *Clim. Past*, **17**, 451-468. <https://doi.org/10.5194/cp-17-451-2021>
- Dědeček P., Šafanda J., Rajver D. (2012) Detection and quantification of local anthropogenic and regional climatic transient signals in temperature logs from Czechia and Slovenia. *Clim. Change*, **113**, 787-801. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0373-5>
- Demezhko D.Yu., Gornostaeva A.A. (2015) Late Pleistocene–Holocene ground surface heat flux changes reconstructed from borehole temperature data (the Urals, Russia). *Clim. Past*, **11**, 647-652. <https://doi.org/10.5194/cp-11-647-2015>
- Demezhko D.Yu., Gornostaeva A.A., Khatskevich B.D. (2022) The Evaluation of the Thermal Field under Urban Heat Island Based on Borehole Temperature Measurements (Evidence from Yekaterinburg, Russia). *Int. J. Terrestrial Heat Flow and Appl. Geotherm.*, **5**(1), 45-50. <https://doi.org/10.31214/ijthfa.v5i1.84>
- Ferguson G., Woodbury A.D. (2004) Subsurface heat flow in an urban environment. *J. Geophys. Res.*, **109**, B02402. <https://doi.org/10.1029/2003JB002715>
- Hemmerle H., Ferguson G., Blum P., Bayer P. (2022) The evolution of the geothermal potential of a subsurface urban heat island. *Environmental Res. Lett.*, **17**(8), 084018. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac7e60>
- Huang S. (2006) 1851–2004 annual heat budget of the continental landmasses. *Geophys. Res. Lett.*, **33**(4), L04707. <https://doi.org/10.1029/2005GL025300>
- Kim S.W., Brown R.D. (2021) Urban heat island (UHI) intensity and magnitude estimations: A systematic literature review. *Sci. Total Environment*, **779**, 146389. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146389>
- Kukkonen I.T., Golovanova I.V., Khachay Y.V., Druzhinin V.S., Kosarev A.M., Schapov V.A. (1997) Low geothermal heat flow of the Urals fold belt—implication of low heat production, fluid circulation or palaeoclimate? *Tectonophysics*, **276**(1-4), 63-85. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00048-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00048-6)
- Lapham W.W. (1989) Use of temperature profiles beneath streams to determine rates of vertical ground-water flow and vertical hydraulic conductivity. *US Geol. Survey Water-Supply Paper* 2337, 35 p.
- Lokoshchenko M.A. (2014) Urban ‘heat island’ in Moscow. *Urban Climate*, **10**, 550-562. <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2014.01.008>
- Luo Z., Asproudi C. (2015) Subsurface urban heat island and its effects on horizontal ground-source heat pump potential under climate change. *App. Therm. Eng.*, **90**, 530-537. <https://doi.org/10.1016/j.applthermaleng.2015.07.025>
- Majumder R.K., Shimada J., Taniguchi M. (2013) Groundwater flow systems in the Bengal Delta, Bangladesh, inferred from subsurface temperature readings. *Songklanakarin J. Sci. Technol.*, **35**(1), 99-106.
- Mohajerani A., Bakaric J., Jeffrey-Bailey T. (2017) The urban heat island effect, its causes, and mitigation, with reference to the thermal properties of asphalt concrete. *J. Environ. Manage*, **197**, 522-538. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2017.03.095>
- Oke T.R. (1967) City size and the urban heat island. *Atm. Environ.*, **7**(8), 769-779.
- Oke T.R. (1979) Review of urban climatology, 1973-1976. Tech. Note no. 169, WMO no. 539, World Met. Organiz., Geneva, 100 p.
- Schuckmann K. von, Minière A., Gues F., Cuesta-Valero F.J., Kirchengast G., Adusumilli S., Straneo F., Ablain M., Allan R.P., Barker P.M., Beltrami H. (2023) Heat stored in the Earth system 1960–2020: Where does the energy go? *Earth System Sci. Data*, **15**(4), 1675-1709. <https://doi.org/10.5194/essd-15-1675-2023>
- Schweighofer J.A., Wehrl M., Baumgärtel S., Rohn J. (2021) Detecting groundwater temperature shifts of a subsurface urban heat island in SE Germany. *Water*, **13**(10), 1417. <https://doi.org/10.3390/w13101417>
- Stewart I.D., Krayenhoff E.S., Voogt J.A., Lachapelle J.A., Allen M.A., Broadbent A.M. (2021) Time evolution of the surface urban heat island. *Earth's Future*, **9**(10), <https://doi.org/10.1029/2021EF002178>
- Stonstrom D.A., Constantz J. (2003) Heat as a tool for studying the movement of ground water near streams. *USGS Circular*, 1260. <https://doi.org/10.3133/cir1260>
- Takebayashi H., Moriyama M. (2009) Study on the urban heat island mitigation effect achieved by converting to grass-covered parking. *Solar Energy*, **83**(8), 1211-1223. <https://doi.org/10.1016/j.solener.2009.01.019>
- Taniguchi M. (1993) Evaluation of vertical groundwater fluxes and thermal properties of aquifers based on transient temperature-depth profiles. *Water Res. Res.*, **29**(7), 2021-2026.
- Tzavali A., Paravantis J.P., Mihalakakou G., Fotiadi A., Stigka E. (2015) Urban heat island intensity: A literature review. *Fresenius Envir. Bull.*, **24**(12b), 4537-4554.
- Varentsov M., Fenner D., Meier F., Samsonov T., Demuzere M. (2021) Quantifying local and mesoscale drivers of the urban heat island of Moscow with reference and crowd-sourced observations. *Front. Environ. Sci.*, **9**, 716968. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2021.716968>
- Wang C., Wang Z.H., Kaloush K.E., Shacat J. (2021) Cool pavements for urban heat island mitigation: A synthetic review. *Renewable Sustainable Energy Rev.*, **146**,

111171. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2021.111171>
Westaway R., Scotney P.M., Younger P.L., Boyce A.J. (2015) Subsurface absorption of anthropogenic warming of the land surface: The case of the world's largest brickworks (Stewartby, Bedfordshire, UK). *Sci. Total Environ.*, **508**, 585-603. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2014.09.109>
Yoshino M.M. (1975) Climate in a small area: an introduction to local meteorology. Tokyo: University of Tokyo Press, 549 p.
Zhu K., Blum P., Ferguson G., Balke K.-D., Bayer P. (2010) The geothermal potential of urban heat islands. *Environ. Res. Lett.*, **5**, 044002. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/5/4/044002>

REFERENCES

- Bayer P., Attard G., Blum P., Menberg K. (2019) The geothermal potential of cities *Renew. Sustain. Energy Rev.*, **106**, 17-30. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2019.02.019>
Bayer P., Rivera J.A., Schweizer D., Schärli U., Blum P., Rybach L. (2016) Extracting past atmospheric warming and urban heating effects from borehole temperature profiles. *Geothermics*, **64**, 289-299. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2016.06.011>
Beck A., Garven G., Stegena L. (1990) Hydrogeological Regimes and Their Subsurface Thermal Effects. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, **71**(36), 1070-1071.
Belan B.D. (1996) To the problem of contamination "top" formation over industrial centers. *Optika atmosfery i okeana*, **9**(4), 460-463. (In Russ.)
Benz S.A., Bayer P., Menberg K., Jung S., Blum P. (2015) Spatial resolution of anthropogenic heat fluxes into urban aquifers. *Sci. Total Environment*, **524**, 427-439. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.04.003>
Chandler T.J. (1970) Selected bibliography on urban climate. Tech. Note no. 155, WMO no. 276, World Met. Organiz. Geneva, 383 p.
Cuesta-Valero F.J., García-García A., Beltrami H., González-Rouco J.F., García-Bustamante E. (2021) Long-term global ground heat flux and continental heat storage from geothermal data. *Clim. Past*, **17**, 451-468. <https://doi.org/10.5194/cp-17-451-2021>
Dědeček P., Šafanda J., Rajver D. (2012) Detection and quantification of local anthropogenic and regional climatic transient signals in temperature logs from Czechia and Slovenia. *Clim. Change*, **113**, 787-801. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0373-5>
Demezhko D.Yu. (2001) Geothermal Method for Paleoclimatic Reconstructions (by the Example of the Urals). Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 144 p. (In Russ.)
Demezhko D.Y., Gornostaeva A.A. (2015) Late Pleistocene-Holocene ground surface heat flux changes reconstructed from borehole temperature data (the Urals, Russia). *Clim. Past*, **11**, 647-652. <https://doi.org/10.5194/cp-11-647-2015>
Demezhko D.Yu., Gornostaeva A.A., Khatskevich B.D. (2022) The Evaluation of the Thermal Field under Urban Heat Island Based on Borehole Temperature Measurements (Evidence from Yekaterinburg, Russia). *Int. J. Terrestrial Heat Flow and Applied Geothermics*, **5**(1), 45-50. <https://doi.org/10.31214/ijthfa.v5i1.84>
Demezhko D.Yu., Gornostaeva A.A., Khatskevich B.D., Vdovin A.G., Fakaeva N.R. (2022) A new model for the formation of the diurnal cycle of the urban heat island intensity. *Monitoring. Nauka i Tekhnologii*, **4**(54), 26-31. (In Russ.)
Demezhko D.Yu., Ryvkin D.G. (2006) About joint influence of ground water flow and paleoclimate on the thermal field of the upper Earth's crust. *Ural'skii Geofizicheskii Vestnik*, (1), 16-26. (In Russ.)
Ferguson G., Woodbury A.D. (2004) Subsurface heat flow in an urban environment. *J. Geophys. Res.*, **109**, B02402. <https://doi.org/10.1029/2003JB002715>
Golovanov I.V. (2005) Thermal field of the South Urals, Moscow, Nauka Publ., 189 p. (In Russ.)
Gornostaeva A.A., Demezhko D.Yu., Khatskevich B.D. (2023) Temporal Variability of an Urban Heat Island in Yekaterinburg. *Izv. Irkutskogo Gos. Un-ta. Ser.: Nauki o Zemle*, **43**, 3-18. (In Russ.) <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2023.43.3>
Hemmerle H., Ferguson G., Blum P., Bayer P. (2022) The evolution of the geothermal potential of a subsurface urban heat island. *Environmental Res. Lett.*, **17**(8), 084018. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac7e60>
Huang S. (2006) 1851–2004 annual heat budget of the continental landmasses. *Geophys. Res. Lett.*, **33**(4), L04707. <https://doi.org/10.1029/2005GL025300>
Kim S.W., Brown R.D. (2021) Urban heat island (UHI) intensity and magnitude estimations: A systematic literature review. *Sci. Total Environment*, **779**, 146389. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146389>
Kukkonen I.T., Golovanova I.V., Khachay Y.V., Druzhinin V.S., Kosarev A.M., Schapov V.A. (1997) Low geothermal heat flow of the Urals fold belt—implication of low heat production, fluid circulation or palaeoclimate? *Tectonophysics*, **276**(1-4), 63-85. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00048-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00048-6)
Lapham W.W. (1989) Use of temperature profiles beneath streams to determine rates of vertical ground-water flow and vertical hydraulic conductivity. *US Geol. Survey Water-Supply Paper* 2337, 35 p.
Lokoshchenko M.A. (2014) Urban 'heat island' in Moscow. *Urban Climate*, **10**, 550-562. <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2014.01.008>
Luo Z., Asproudi C. (2015) Subsurface urban heat island and its effects on horizontal ground-surface heat pump potential under climate change. *App. Therm. Eng.*, **90**, 530-537. <https://doi.org/10.1016/j.applthermaleng.2015.07.025>
Majumder R.K., Shimada J., Taniguchi M. (2013) Ground-water flow systems in the Bengal Delta, Bangladesh, inferred from subsurface temperature readings. *Songklanakarinn J. Sci. Technol.*, **35**(1), 99-106.
Mohajerani A., Bakaric J., Jeffrey-Bailey T. (2017) The urban heat island effect, its causes, and mitigation, with reference to the thermal properties of asphalt concrete. *J. Environ. Manage.*, **197**, 522-538. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2017.03.095>
Oke T.R. (1967) City size and the urban heat island. *Atm. Environ.*, **7**(8), 769-779.
Oke T.R. (1979) Review of urban climatology, 1973-1976. Tech. Note no. 169, WMO no. 539, World Met. Organiz., Geneva, 100 p.
Polovnikov V.Yu. (2018) Thermal regimes and thermal losses of underground pipelines in real heat exchange on the outer interactions boundary. *Izv. Tomskogo Politekh. Un-ta. Inzhiniring Georesurov*, **329**(1), 124-131. (In Russ.)

- Schuckmann K. von, Minière A., Gues F., Cuesta-Vale-ro F.J., Kirchengast G., Adusumilli S., Straneo F., Ablain M., Allan R.P., Barker P.M., Beltrami H. (2023) Heat stored in the Earth system 1960–2020: Where does the energy go? *Earth System Sci. Data*, **15**(4), 1675-1709. <https://doi.org/10.5194/essd-15-1675-2023>
- Schweighofer J.A., Wehrl M., Baumgärtel S., Rohn J. (2021) Detecting groundwater temperature shifts of a subsurface urban heat island in SE Germany. *Water*, **13**(10), 1417. <https://doi.org/10.3390/w13101417>.
- Stewart I.D., Krayenhoff E.S., Voogt J.A., Lachapelle J.A., Allen M.A., Broadbent A.M. (2021) Time evolution of the surface urban heat island. *Earth's Future*, **9**(10), <https://doi.org/10.1029/2021EF002178>
- Stonestrom D.A., Constantz J. (2003) Heat as a tool for studying the movement of ground water near streams. *USGS Circular*, 1260. <https://doi.org/10.3133/cir1260>
- Takebayashi H., Moriyama M. (2009) Study on the urban heat island mitigation effect achieved by converting to grass-covered parking. *Solar Energy*, **83**(8), 1211-1223. <https://doi.org/10.1016/j.solener.2009.01.019>
- Taniguchi M. (1993) Evaluation of vertical groundwater fluxes and thermal properties of aquifers based on transient temperature-depth profiles. *Water Res. Res.*, **29**(7), 2021-2026.
- Tzavali A., Paravantis J.P., Mihalakakou G., Fotiadi A., Stigka E. (2015) Urban heat island intensity: A literature review. *Fresenius Envir. Bull.*, **24**(12b), 4537-4554.
- Varentsov M., Fenner D., Meier F., Samsonov T., Demuzere M. (2021) Quantifying local and mesoscale drivers of the urban heat island of Moscow with reference and crowdsourced observations. *Front. Environ. Sci.*, **9**, 716968. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2021.716968>
- Wang C., Wang Z.H., Kaloush K.E., Shacat J. (2021) Cool pavements for urban heat island mitigation: A synthetic review. *Renewable Sustainable Energy Rev.*, **146**, 111171. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2021.111171>
- Westaway R., Scotney P.M., Younger P.L., Boyce A.J. (2015) Subsurface absorption of anthropogenic warming of the land surface: The case of the world's largest brickworks (Stewartby, Bedfordshire, UK). *Sci. Total Envir.*, **508**, 585-603. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2014.09.109>
- Yoshino M.M. (1975) Climate in a small area: an introduction to local meteorology. Tokyo, University of Tokyo Press, 549 p.
- Zhu K., Blum P., Ferguson G., Balke K.-D., Bayer P. (2010) The geothermal potential of urban heat islands. *Environ. Res. Lett.*, **5**, 044002. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/5/4/044002>