

УДК 551.510.42

## Оценка факторов, определяющих формирование городского острова тепла в г. Томск

Н.В. Дудорова, Б.Д. Белан\*

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН  
634055, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1*

Поступила в редакцию 3.02.2016 г.

Определен относительный вклад основных факторов возникновения острова тепла в г. Томск. Показано, что основной вклад в образование острова тепла в Томске вносят антропогенные выбросы тепла (80–90% зимой, 40–50% летом) и поглощение городской подстилающей поверхностью коротковолновой радиации (5–15% зимой, 40–50% летом). Поглощение городской подстилающей поверхностью длинноволновой радиации, поглощение влагой и примесями, а также затраты тепла на испарение незначительны. Показано, что турбулентный поток тепла препятствует линейному увеличению интенсивности острова тепла при увеличении суммы потоков излучения, обеспечивающих приход энергии в область острова тепла. За счет увеличения турбулентного потока тепла в Томске происходит вынос 40–50% поглощенной энергии летом и 20–30% зимой. Предложено выражение, позволяющее рассчитать интенсивность острова тепла в разные сезоны года, время суток, а также при различных атмосферных условиях на основе измерения метеовеличин на стационарном посту наблюдения.

*Ключевые слова:* интенсивность городского острова тепла, тепловой баланс подстилающей поверхности, потоки тепла и радиации; intensity of urban heat island, heat balance of the underlying surface, heat and radiation flows.

### Введение

Основное отличие термодинамического режима города от пригородного пространства проявляется в повышении температуры воздуха на его территории – образовании городского острова тепла (ГОТ). Несмотря на то что факт наличия над городом острова тепла установлен достаточно давно [1], данная тема не теряет актуальности, поскольку до сих пор не установлены все закономерности его образования и, соответственно, не определены способы борьбы с этим преимущественно негативным явлением.

Основным неблагоприятным последствием наличия ГОТ является формирование локальной циркуляции воздуха в окрестностях города, которая захватывает загрязняющие вещества на его территории [2]. При этом чем мощнее ГОТ, тем устойчивей локальная циркуляция и, соответственно, сильнее загрязнение городского воздуха. Кроме того, повышение температуры в городе существенно ухудшает комфортность проживания в жаркий период.

Основными факторами образования острова тепла в городе считаются: прямые выбросы тепла, образующиеся при сжигании всех видов топлива и расходовании электроэнергии [3]; увеличение поглоще-

ния солнечной радиации подстилающей поверхностью из-за уменьшения ее альбедо [4]; накопление поглощенной солнечной энергии днем и выделение ночью за счет изменения теплофизических свойств городской подстилающей поверхности [5]; отсутствие затрат энергии на испарение воды в городе [6]; дополнительное поглощение солнечной радиации водяным паром [7] и малыми газовыми и аэрозольными примесями [8], образующимися в результате хозяйственной деятельности (при сжигании всех видов топлива). При этом следует отметить, что относительный вклад каждого из этих факторов в образование ГОТ в настоящее время однозначно не определен.

Целью настоящей работы является исследование острова тепла над территорией г. Томск, включая определение всех основных факторов его возникновения и их относительного вклада в разные сезоны года, время суток, а также при различных атмосферных условиях. Достижение этой цели обеспечивается ранее выполненным комплексным исследованием теплового баланса городской подстилающей поверхности, в котором были определены все радиационные и тепловые потоки [9, 10].

### 1. Модель городского острова тепла

В данной статье предлагается следующая модель ГОТ. Остров тепла охватывает область пространства

\* Нина Викторовна Дудорова (ninosh@mail.ru); Борис Денисович Белан (bbd@iaa.ru).



## 2. Оценка факторов, определяющих формирование городского острова тепла в Томске

### 2.1. Оценка влияния антропогенных выбросов тепла на образование острова тепла

В работе Язикова с соавт. [23] представлена карта расположения основных промышленных предприятий на фоне жилых кварталов Томска. На основании измерений распределения температуры на территории города показано, что интенсивность острова тепла [24] хорошо согласуется с распределением плотности жилой и промышленной застройки, площадь которой существенно меньше общей площади Томска.

Ранее нами была выполнена оценка среднего значения антропогенного потока тепла  $Q_F$  [25]. В расчетах использовались данные о потребленном топливе и электроэнергии административным центром площадью 294,6 км<sup>2</sup>. Очевидно, что для расчета вклада антропогенного потока тепла в образование ГОТ необходимо ограничиться данными о расходах топлива и электроэнергии в пределах площади ГОТ  $S_{ГОТ}$ , которая в данном случае составляет около 50 км<sup>2</sup>.

На основании информации, полученной из Федеральной службы государственной статистики [19], можно заключить, что в пределах обозначенной площади образования ГОТ  $S_{ГОТ}$  проживает около 70% населения Томска и располагается также около 70% промышленных предприятий города. В связи с этим можно предположить, что в пределах  $S_{ГОТ} = 50$  км<sup>2</sup> тратится около 70% энергии.

Таким образом, с учетом площади образования острова тепла  $S_{ГОТ} = 50$  км<sup>2</sup> и доли энергии (70%), потребляемой в пределах данной площади, а также динамики потребления энергии в течение года, распределение антропогенного потока тепла  $Q_F$ , выделенного в пределах ГОТ, представлено на рис. 2.

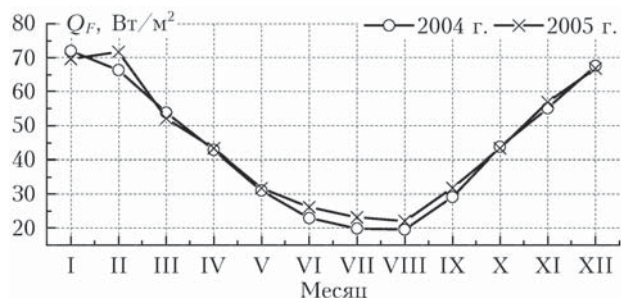


Рис. 2. Динамика антропогенного потока тепла  $Q_F$ , выделенного в пределах ГОТ, в течение года в Томске

Из рис. 2 видно, что значения антропогенного потока тепла в пределах ГОТ  $Q_F$  достигают 70–75 Вт/м<sup>2</sup> в зимние месяцы и 20–25 Вт/м<sup>2</sup> в летние, что в 4–5 раз больше среднегородских значений  $Q_F$ .

### 2.2. Оценка поглощения подстилающей поверхностью коротковолнового и длинноволнового излучения

Наличие большого количества массивных зданий, а также заасфальтированных поверхностей в городе существенно влияет на термодинамический режим. Для оценки возможности накопления городской подстилающей поверхностью тепла днем и его последующей отдачи ночью вначале определим массу поглощающих излучение строительных материалов – стен зданий и асфальта. При анализе застройки Томска [26] было получено, что около 20% площади ГОТ ( $S_{ГОТ} = 50$  км<sup>2</sup>) занимают дома высотой в среднем 15 м, 50% заасфальтировано, 30% занимают парки и насаждения. Площадь стен домов в пределах ГОТ составляет порядка 17 км<sup>2</sup>, при средней толщине стен 0,5 м и средней плотности 2000 кг/м<sup>3</sup> масса стен составит  $17 \cdot 10^9$  кг. При средней толщине асфальтобетона 30 см и плотности 2300 кг/м<sup>3</sup> его масса в пределах ГОТ составит также порядка  $17 \cdot 10^9$  кг.

Тогда при средней теплоемкости строительных материалов (кирпичной кладки, бетона, асфальтобетона и др.)  $C_p = 0,9$  Дж/(кг · К) повышение температуры асфальтобетона и внешних стен домов всего на 1° позволит накопить порядка  $3 \cdot 10^{10}$  Дж тепловой энергии. Накопление такого количества энергии за счет поглощения излучения на застроенной территории в пределах ГОТ ( $S_{ГОТ} = 50$  км<sup>2</sup>) в дневное время (за 12 ч) обеспечит поток излучения, равный 20 Вт/м<sup>2</sup>.

Таким образом, можно заключить, что изменение характеристик подстилающей поверхности в городе позволяет поглощать и впоследствии излучать потоки излучения, превышающие фоновые (загородные) значения на десятки и даже сотни Вт/м<sup>2</sup>.

Теперь определим вклад в образование ГОТ различия в поглощении радиации (коротковолновой и длинноволновой) в городе и за городом на основе оценок следующих величин:

$$\Delta Q_{пов}^{КИ} = \Delta Q_{гор.пов}^{КИ} - \Delta Q_{фон.пов}^{КИ}, \quad (2)$$

$$\Delta Q_{пов}^{ДИ} = \Delta Q_{гор.пов}^{ДИ} - \Delta Q_{фон.пов}^{ДИ}, \quad (3)$$

где  $Q_{гор.пов}$ ,  $Q_{фон.пов}$  – потоки излучения, поглощенного городской и загородной подстилающей поверхностью соответственно.

#### Поглощение коротковолнового излучения $\Delta Q_{пов}^{КИ}$

Как отмечалось выше, уменьшенное значение коэффициента отражения городских поверхностей по сравнению с природными при воздействии солнечного излучения в дневное время является причиной более сильного их нагрева [27, 28] и, соответственно, увеличения собственного излучения  $B_0$ , турбулентного потока  $Q_H$ , а также потока тепла в нижележащие слои  $Q_S$ . Очевидно, что положительная разница потоков тепла  $(B_{0гор} + Q_{Hгор}) - (B_{0фон} + Q_{Hфон})$

в дневное время является непосредственной причиной повышенной температуры воздуха в городе (вносит вклад в образование ГОТ). Ночью же на формировании ГОТ сказывается дневное увеличение  $Q_{S\text{гор}}$  по сравнению с  $Q_{S\text{фон}}$ . Массивные здания, а также заасфальтированные поверхности в городе в дневное время выступают в качестве накопителя энергии теплового излучения, переносимого увеличенным (по сравнению с загородным значением) потоком  $Q_S$ . Очевидно, что для определения влияния поглощения коротковолнового солнечного излучения на интенсивность ГОТ в разное время суток необходимо детальное изучение суточной динамики следующих компонент уравнения теплового баланса —  $B_0$ ,  $Q_H$ ,  $Q_S$ . Однако для определения «среднесуточного» вклада изменения поглощения солнечного излучения городской поверхностью достаточно использовать среднесуточные значения  $Q_{\text{пов}}^{\text{КИ}}$ .

Разницу между поглощенной солнечной радиацией в городе и вне города можно оценить на основе знания альбедо в городе  $A_{\text{гор}}$  и пригороде  $A_{\text{фон}}$  следующим образом:

$$\begin{aligned} \Delta Q_{\text{пов}}^{\text{КИ}} &= Q(1 - A_{\text{гор}}) - Q(1 - A_{\text{фон}}) = \\ &= Q(A_{\text{фон}} - A_{\text{гор}}), \end{aligned} \quad (4)$$

где  $Q$  — суммарная солнечная радиация;  $A_{\text{гор}}$ ,  $A_{\text{фон}}$  — альбедо подстилающей поверхности в городе и фоновом районе.

На рис. 3 представлен годовой ход  $\Delta Q_{\text{пов}}^{\text{КИ}}$ , усредненный за период 1995–2006 гг.

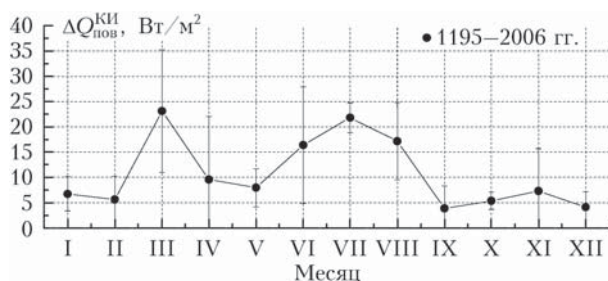


Рис. 3. Динамика разности потоков поглощенной солнечной радиации в городе и за городом

Видно, что среднесуточное значение  $\Delta Q_{\text{пов}}^{\text{КИ}}$  составляет порядка  $5 \text{ Вт/м}^2$  осенью и зимой и  $15\text{--}20 \text{ Вт/м}^2$  летом. Заметное увеличение  $\Delta Q_{\text{пов}}^{\text{КИ}}$  в марте по сравнению с зимними месяцами очевидно объясняется большим различием альбедо в городе  $A_{\text{гор}}$  и пригороде  $A_{\text{фон}}$  в этот период [29]. В городе в марте снег практически стаял, за городом остался устойчивый снежный покров.

#### Поглощение длинноволнового излучения $\Delta Q_{\text{пов}}^{\text{ДИ}}$

Изменение подстилающей поверхности в городе, наряду с изменением поглощательной способности солнечного излучения, также влечет за собой

изменение и поглощательной способности теплового (длинноволнового) излучения атмосферы  $B_a$ .

Используя подход, аналогичный расчету разницы между поглощенной солнечной радиацией в городе и за городом (4), можно оценить разницу между поглощенной длинноволновой радиацией в городе и за городом по следующей формуле:

$$\begin{aligned} \Delta Q_{\text{пов}}^{\text{ДИ}} &= B_a(1 - K_{\text{гор}}) - B_a(1 - K_{\text{фон}}) = \\ &= B_a(K_{\text{фон}} - K_{\text{гор}}), \end{aligned} \quad (5)$$

где  $K_{\text{гор}}$  и  $K_{\text{фон}}$  — интегральные коэффициенты отражения длинноволновой радиации в городе и фоновом районе.

Анализ спектральных зависимостей коэффициентов отражения строительных материалов [30], а также различных типов подстилающей поверхности [31] показал, что интегральный коэффициент отражения разных типов подстилающей поверхности, а также различных строительных материалов в длинноволновом диапазоне длин волн (более  $3 \text{ мкм}$ ) на порядок меньше, чем коэффициент отражения в коротковолновом диапазоне длин волн (от  $0,4$  до  $3 \text{ мкм}$ ).

На рис. 4 представлен годовой ход  $\Delta Q_{\text{пов}}^{\text{ДИ}}$ , усредненный за период 1995–2005 гг. Видно, что среднесуточное значение  $\Delta Q_{\text{пов}}^{\text{ДИ}}$  составляет менее  $5 \text{ Вт/м}^2$ .

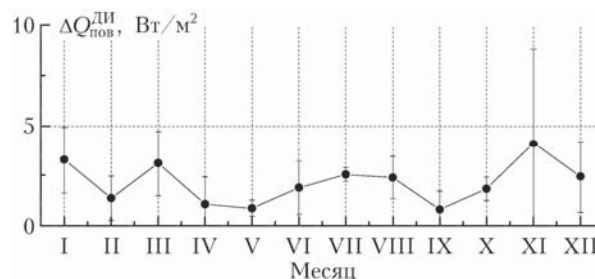


Рис. 4. Динамика разности потоков поглощенной длинноволновой радиации  $\Delta Q_{\text{пов}}^{\text{ДИ}}$  в городе и за городом

Следует отметить, что выражения (4) и (5) можно непосредственно использовать для определения среднесуточного вклада данных компонент в увеличение интенсивности ГОТ. Как уже отмечалось, процесс перераспределения энергии, поглощенной городской поверхностью, является инерционным. Поэтому для оценки суточного хода вклада данных величин мы предлагаем использовать следующие выражения:

$$\Delta Q_{\text{пов}}^{\text{КИ}} = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^0 Q(t)(A_{\text{фон}} - A_{\text{гор}}) dt, \quad (6)$$

$$\Delta Q_{\text{пов}}^{\text{ДИ}} = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^0 B_a(t)(K_{\text{фон}} - K_{\text{гор}}) dt, \quad (7)$$

где  $\tau$  — некоторый интервал времени, предшествующий моменту определения интенсивности ГОТ  $t = 0$ .



### 2.3. Оценка поглощения атмосферой коротковолнового и длинноволнового излучения

Определим изменение потоков коротковолновой и длинноволновой радиации в атмосфере из-за поглощения антропогенными примесями в виде

$$\Delta Q_a^{KI} = \Delta Q_W^{KI} + \Delta Q_p^{KI}, \quad (8)$$

$$\Delta Q_a^{ДИ} = \Delta Q_W^{ДИ} + \Delta Q_p^{ДИ}, \quad (9)$$

где  $\Delta Q_W$  – изменение потоков радиации из-за поглощения антропогенной влагой;  $\Delta Q_p$  – изменение потоков радиации из-за поглощения малыми газовыми составляющими и аэрозолем антропогенного происхождения.

#### Поглощение коротковолновой радиации городской влагой $\Delta Q_W^{KI}$

Оценку изменения потока солнечной радиации из-за поглощения городским водяным паром в нашем случае наиболее просто определить на основе прямых измерений влажности в городе и за городом [24], используя результаты моделирования потоков солнечного излучения в типичных условиях Западной Сибири [32], полученные сотрудниками ИОА СО РАН.

В работе Чесноковой с соавт. [32] рассчитаны значения потоков коротковолнового солнечного излучения, приходящих на поверхность Земли в спектральном диапазоне 0,2–5,0 мкм. Моделирование выполнено для зимних и летних метеоусловий при характерных минимальных, средних и максимальных значениях общего содержания водяного пара. Эти результаты дают нам возможность рассчитать приращение потока солнечной радиации  $\partial Q$  при из-

менении общего содержания водяного пара на величину  $\partial W$ , необходимое для определения нормированной производной  $\frac{\partial Q/\partial W}{Q}$ . Параметр  $\frac{\partial Q/\partial W}{Q}$

характеризует относительное изменение потока солнечной радиации  $Q$  при изменении общего содержания воды в атмосфере  $W$ .

Далее на основе измерения потока солнечной радиации  $Q$  и оценки разницы общего содержания водяного пара в городе и пригороде  $\Delta W = W_{\text{гор}} - W_{\text{фон}}$  по измерениям метеовеличин с помощью мобильной станции на территории города и его окрестностей можно определить разницу  $\Delta Q_W^{KI} = Q_{\text{гор}} - Q_{\text{фор}}$ , используя следующее выражение:

$$\Delta Q_W^{KI} = -Q \frac{\partial Q/\partial W}{Q} \Delta W. \quad (10)$$

Результаты моделирования потоков солнечного излучения [32] дают следующие значения производной  $\partial Q/\partial W$ , нормированной на значение потока излучения  $Q$  (табл. 1).

На основе данных результатов можно получить, например, что в зимний период при среднем значении общего содержания водяного пара вне города 0,25 г/см<sup>2</sup> в случае, когда в городе общее содержание водяного пара превышает фоновое на 0,1 г/см<sup>2</sup>, поток солнечного излучения, приходящий на поверхность Земли, в городе будет на 1,27% меньше, чем за городом.

Оценку добавки общего содержания водяного пара в городе  $\Delta W$  можно выполнить на основе измерений абсолютной влажности воздуха на территории города и его окрестностей [24]. Предполагая, что превышение абсолютной влажности в городе  $\Delta a$  распространяется до высоты приземного слоя  $h_{\text{погр}}$ , которая в среднем составляла 300 м, можно определить  $\Delta W = \Delta a h_{\text{погр}}$ . Результаты расчетов  $\Delta W$  и  $\Delta Q_W^{KI}$  приведены в табл. 2.

Таблица 1

Относительное изменение потока  $Q$  из-за изменения  $W$

Параметр	Зима			Лето		
	минимум	среднее	максимум	минимум	среднее	максимум
Общее содержание влаги, г/см <sup>2</sup>	0,100	0,250	0,400	1,000	2,000	3,100
$\frac{\partial Q/\partial W}{Q}, \frac{1}{\text{г/см}^2}$	-0,155	-0,127	-0,096	-0,033	-0,028	-0,023

Таблица 2

Оценка  $\Delta Q_W^{KI}$  по данным измерений мобильной станцией

Дата, время эксперимента	$\Delta a, \text{г/м}^3$	$\Delta W, \text{г/см}^2$	$Q, \text{Вт/м}^2$	$\Delta Q_W^{KI}, \text{Вт/м}^2$
23.06.2004 11:00–12:00	-0,40	-0,0120	317	-0,13
11.07.2005 14:30–17:30	0,00	0,0000	240	0,00
26.08.2005 08:30–12:05	0,60	0,0180	177	0,11
14.05.2009 15:00–17:30	0,60	0,0180	361	0,21
31.05.2009 11:20–17:00	0,30	0,0090	330	0,10
17.07.2009 02:00–07:00	0,40	0,0120	337	0,13
25.12.2009 13:30–19:00	0,10	0,0030	18	0,01
26.01.2010 13:00–17:00	0,06	0,0018	68	0,02
04.02.2010 00:00–03:40	0,07	0,0021	87	0,03
11.02.2010 12:20–16:20	0,06	0,0018	100	0,03
12.02.2010 20:00–23:00	0,04	0,0012	113	0,02
09.04.2010 11:30–16:20	0,03	0,0090	216	0,06

Видно, что изменение потока солнечной радиации из-за дополнительного поглощения влагой в городе составляет десятые доли Вт/м<sup>2</sup>.

Следует подчеркнуть, что в случаях, когда водяной пар распределен по высоте согласно метеорологическим моделям, используемым в работе [32], и когда наблюдается его повышенная концентрация в приземном слое городского воздуха, результаты расчетов потоков солнечного излучения при его одинаковом общем содержании должны отличаться. Однако, поскольку данное отличие, очевидно, не превышает 10–15%, оценку влияния антропогенной влаги, сосредоточенной в приземном слое, на изменение потоков солнечного излучения в нашем случае можно выполнять лишь по изменению общего содержания водяного пара.

### Поглощение длинноволновой радиации городской влагой $\Delta Q_W^{ДИ}$

Как было показано ранее [24], для определения влияния городской влаги на потоки коротковолновой радиации можно использовать оценку общего содержания водяного пара, полученную на основе измерений с помощью мобильной станции. Отметим, что данная оценка общего содержания водяного пара хорошо согласуется с оценкой водяного пара, образующегося при сжигании всех видов топлива в городе, в зимний период года и существенно (на порядок) превосходит ее летом.

Оценку изменения потока длинноволновой радиации  $B_a$  из-за присутствия антропогенной влаги в городской атмосфере можно получить на основе результатов моделирования нисходящих длинноволновых потоков излучения для зимних и летних условий при разных значениях общего содержания водяного пара [33], полученных сотрудниками ИОА СО РАН и Волгоградского государственного университета. В работе Фирсова с соавт. [33] представлены значения нисходящих потоков длинноволнового излучения в спектральном диапазоне 0–3000 см<sup>-1</sup> (длины волн более 3,3 мкм).

Моделирование выполнено для зимних и летних метеоусловий при характерных минимальных, средних и максимальных значениях общего содержания водяного пара. Эти результаты дают нам возможность рассчитать приращение потока длинноволнового излучения  $\partial B_a$  при изменении общего содержания водяного пара на величину  $\partial W$ , необходимое для определения нормированной производной

$\frac{\partial B_a/\partial W}{B_a}$ . Параметр  $\frac{\partial B_a/\partial W}{B_a}$  характеризует относительное изменение потока длинноволнового излучения  $B_a$  при изменении общего содержания воды в атмосфере  $W$ .

Далее на основе измерения потока длинноволнового излучения  $B_a$  и оценки разницы общего содержания водяного пара в городе и пригороде  $\Delta W = W_{гор} - W_{фон}$  по измерениям метеовеличин с помощью мобильной станции на территории города и его окрестностей можно определить разницу  $\Delta Q_W^{ДИ} = -\Delta B_a - \Delta Q_W^{КИ}$ , где  $\Delta B_a = B_{a,гор} - B_{a,фон}$ , являющаяся причиной повышения температуры в городе:

$$\Delta Q_W^{ДИ} = B_a \frac{\partial B_a/\partial W}{B_a} \Delta W - \Delta Q_W^{КИ}. \quad (11)$$

Присутствующее здесь вычитание  $\Delta Q_W^{КИ}$  объясняется тем, что увеличение теплового излучения атмосферы в пределах ГОТ происходит за счет поглощения водяным паром не только длинноволнового, но и солнечного излучения.

Результаты моделирования потоков солнечного излучения [33] дают следующие значения производной  $\partial B_a/\partial W$ , нормированной на значение потока излучения  $B_a$  (см. табл. 3).

На основе данных результатов можно получить, например, что в зимний период при среднем значении общего содержания водяного пара вне города 0,25 г/см<sup>2</sup> в случае, когда в городе общее содержание водяного пара превышает фоновое на 0,1 г/см<sup>2</sup>, поток длинноволнового излучения, приходящий на поверхность Земли, в городе будет на 8% меньше, чем за городом.

Результаты расчетов  $\Delta Q_W^{ДИ}$ , полученных аналогично  $\Delta Q_W^{КИ}$ , приведены в табл. 4.

Видно, что изменение потока длинноволновой радиации из-за дополнительного поглощения влагой в городе составляет десятые доли Вт/м<sup>2</sup>.

Таким образом, можно заключить, что влага в городе поглощает коротковолновую и длинноволновую радиацию, увеличивая тем самым поток  $B_a$ , по сравнению с пригородным значением, на величину  $\Delta B_a = \Delta Q_W^{ДИ} + \Delta Q_W^{КИ}$  менее чем на 0,3 Вт/м<sup>2</sup> зимой и порядка 1 Вт/м<sup>2</sup> летом. Причем увеличение потока длинноволновой радиации  $\Delta B_a$  происходит за счет поглощения коротковолнового и длинноволнового излучения в разной степени – в летний период  $\Delta Q_W^{ДИ}$  в несколько раз превышает  $\Delta Q_W^{КИ}$ , в зимний период  $\Delta Q_W^{ДИ}$  превосходит  $\Delta Q_W^{КИ}$  на порядок.

Таблица 3

Относительное изменение потока  $B_a$  из-за изменения  $W$

Параметр	Зима			Лето		
	минимум	среднее	максимум	минимум	среднее	максимум
Общее содержание водяного пара, г/см <sup>2</sup>	0,1	0,25	0,4	1,00	2,00	3,10
$\frac{\partial B_a/\partial W}{B_a}, \frac{1}{г/см^2}$	0,9	0,80	0,7	0,17	0,09	0,05

Оценка  $\Delta Q_W^{ДИ}$  по измерениям мобильной станцией

Дата, время эксперимента	$\Delta a$ , г/м <sup>3</sup>	$\Delta W$ , г/см <sup>2</sup>	$B_a$ , Вт/м <sup>2</sup>	$\Delta Q_W^{ДИ}$ , Вт/м <sup>2</sup>
23.06.2004 11:00–12:00	–0,40	–0,0120	321	–0,52
11.07.2005 14:30–17:30	0,00	0,0000	303	0,00
26.08.2005 08:30–12:05	0,60	0,0180	296	0,90
14.05.2009 15:00–17:30	0,60	0,0180	231	0,71
31.05.2009 11:20–17:00	0,30	0,0090	309	0,47
17.07.2009 02:00–07:00	0,40	0,0120	351	0,72
25.12.2009 13:30–19:00	0,10	0,0030	110	0,30
26.01.2010 13:00–17:00	0,06	0,0018	121	0,20
04.02.2010 00:00–03:40	0,07	0,0021	122	0,23
11.02.2010 12:20–16:20	0,06	0,0018	123	0,20
12.02.2010 20:00–23:00	0,04	0,0012	120	0,13
09.04.2010 11:30–16:20	0,03	0,0090	166	0,25

*Поглощение малыми газовыми составляющими и аэрозолям антропогенного происхождения  $\Delta Q_p^{КИ}$  и  $\Delta Q_p^{ДИ}$*

Исследования загрязнений в Томске [34–38] показали, что массовое содержание всех примесей на несколько порядков меньше разницы массового содержания влаги в городе и за городом. В связи с этим, не проводя точную оценку изменений потоков коротковолновой и длинноволновой радиации из-за поглощения малыми газовыми составляющими и аэрозолям антропогенного происхождения  $\Delta Q_p^{КИ}$  и  $\Delta Q_p^{ДИ}$ , можно утверждать, что  $\Delta Q_p^{КИ}$  и  $\Delta Q_p^{ДИ}$  существенно меньше, чем  $\Delta Q_W^{КИ}$  и  $\Delta Q_W^{ДИ}$ . Поэтому при определении причин образования ГОТ ими можно пренебречь. Тогда получаем, что

$$\Delta Q_a^{КИ} \approx \Delta Q_W^{КИ},$$

$$\Delta Q_a^{ДИ} \approx \Delta Q_W^{ДИ}$$

и, следовательно, изменение поглощательной способности атмосферы города слабо влияет на образование ГОТ.

**2.4. Оценка влияния «отсутствия затрат энергии на испарение воды» в городе  $\Delta Q_E$  на формирование острова тепла**

Одним из наиболее значимых факторов, формирующих остров тепла в городе, по мнению многих авторов, является уменьшение затрат на испарение воды в городе по сравнению с затратами на испарение в фоновом районе [6].

Оценка влияния «отсутствия затрат на испарение воды» в городе на формирование ГОТ в Томске строилась на расчете потока тепла, связанного с испарением и конденсацией водяного пара [10] и измерениями абсолютной влажности в городе и фоновом районе [24]. Расчет  $\Delta Q_E$  выполнялся на основе выражения

$$\Delta Q_E = Q_E ((a_{\text{фон}} - a_{\text{гор}})/a_{\text{фон}}), \quad (12)$$

где  $Q_E$  – поток тепла, связанного с испарением и конденсацией водяного пара;  $a_{\text{гор}}$ ,  $a_{\text{фон}}$  – абсолютная влажность в городе и фоновом районе, г/м<sup>3</sup>.

На рис. 5 приведены результаты расчета  $\Delta Q_E$  за 2004 г.

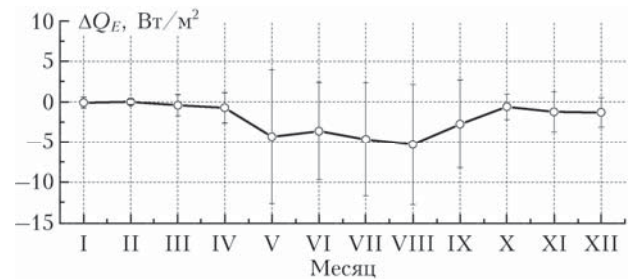


Рис. 5. Динамика разности потоков тепла, связанного с испарением и конденсацией водяного пара, в Томске и его фоновом районе

Наши оценки показали, что зимой разницы в затратах на испарение нет совсем, поскольку измерения городской добавки водяного пара совпадают с оценкой водяного пара, образующегося при сжигании всех видов топлива. Летом в пределах ГОТ затраты на испарение воды могут достигать значений  $-6$  Вт/м<sup>2</sup>.

То есть можно сделать вывод, что данная составляющая не только не является определяющей, как это часто отмечается в литературе, но и, как в нашем случае, может действовать с обратным знаком – хоть и несущественно, но уменьшать интенсивность ГОТ.

**2.5. Оценка влияния турбулентного выноса тепла  $\Delta Q_H^{ГОТ}$  на формирование ГОТ**

Очевидно, что вынос накопленного тепла из-за пределов ГОТ главным образом определяется разницей турбулентных потоков в городе  $Q_H^{\text{гор}}$  и за городом  $Q_H^{\text{фон}}$ :

$$\Delta Q_H^{ГОТ} = Q_H^{\text{гор}} - Q_H^{\text{фон}}. \quad (13)$$

Используя градиентную методику определения турбулентного потока тепла [10], можно записать следующее выражение для  $Q_H$ :

$$Q_H = kC_p\rho\frac{\partial T}{\partial h}, \quad (14)$$

где  $k$  – коэффициент турбулентности,  $\text{м}^2/\text{с}$ ;  $\partial T/\partial h$  – вертикальный градиент температуры,  $^\circ\text{C}/\text{м}$ ;  $C_p = 1006 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot ^\circ\text{C})$ ;  $\rho$  – плотность воздуха ( $1,25 \text{ кг}/\text{м}^3$ ).

Если для вертикального градиента температуры использовать разность температур  $\partial T = T_{h_2} - T_{h_1}$  с приращением высоты  $\partial h = h_2 - h_1$ , равной высоте ГОТ  $\partial h = h_{\text{ГОТ}}$ , то, предполагая, что выше  $h_{\text{ГОТ}}$  температура воздуха над городом и фоновым районом совпадает, т.е.  $T_{h_2}^{\text{ГОР}} = T_{h_2}^{\text{ФОН}}$ , получим следующее выражение для разницы турбулентных потоков тепла в городе и за городом:

$$\Delta Q_H^{\text{ГОТ}} = kC_p\rho\frac{\Delta T_{\text{ГОТ}}}{h_{\text{ГОТ}}}. \quad (15)$$

Здесь  $\Delta T_{\text{ГОТ}} = T_{h_1}^{\text{ГОР}} - T_{h_1}^{\text{ФОН}}$  – приращение приземной температуры в городе за счет антропогенных изменений (интенсивность ГОТ),  $^\circ\text{C}$ ;  $h_{\text{ГОТ}}$  – высота острова тепла, м.

Далее воспользуемся оценочной формулой Матвеева [39, 40], которую он предложил для оценки вклада антропогенного потока тепла в увеличение интенсивности ГОТ:

$$\Delta T_{\text{ГОТ}} = \frac{Q_F l}{C_p\rho h_{\text{ГОТ}} V}, \quad (16)$$

где  $Q_F$  – антропогенный поток тепла,  $\text{Вт}/\text{м}^2$ ;  $V$  – скорость ветра,  $\text{м}/\text{с}$ ;  $l$  – линейный размер города в направлении ветра, м. Физический смысл данного выражения заключается в следующем: если столб воздуха движется в пределах города в течение времени  $t = l/V$  и тепло, поступающее в него, распространяется до высоты  $h$ , то температура его повысится на  $\Delta T$ .

Вместо антропогенного потока тепла в выражение (16) в нашем случае, очевидно, необходимо подставить сумму всех потоков тепла, являющихся причиной образования ГОТ:

$$Q_{\text{ГОТ}} = \Delta Q_{\text{пов}} + \Delta Q_a + \Delta Q_E + Q_F - \Delta Q_H^{\text{ГОТ}} = Q_+ - \Delta Q_H^{\text{ГОТ}}. \quad (17)$$

Тогда выражение для оценки вклада всех потоков тепла (17) в увеличение интенсивности ГОТ (16) с учетом турбулентного потока тепла (14), (15) будет иметь следующий вид:

$$\Delta T_{\text{ГОТ}} = \frac{\left(Q_+ - kC_p\rho\frac{\Delta T_{\text{ГОТ}}}{h_{\text{ГОТ}}}\right)l}{C_p\rho h_{\text{ГОТ}} V}. \quad (18)$$

Далее, разрешая полученное уравнение относительно  $\Delta T_{\text{ГОТ}}$ , получим следующее выражение для интенсивности ГОТ:

$$\Delta T_{\text{ГОТ}} = \frac{Q_+ l}{C_p\rho h_{\text{ГОТ}}(V + V_H)}, \quad (19)$$

где  $V_H = \frac{kl}{h_{\text{ГОТ}}^2}$  имеет смысл скорости турбулентного выноса тепла из-за пределов ГОТ,  $\text{м}/\text{с}$ ;  $V$  – скорость горизонтального смещения ГОТ,  $\text{м}/\text{с}$ .

Здесь следует отметить, что полученное выражение аналогично выражению Матвеева (16) с той разницей, что в числителе стоит сумма всех потоков тепла, характеризующих внос энергии в область ГОТ, а в знаменателе вместо скорости ветра стоит сумма скорости ветра и некоторой величины  $V_H$ , которая имеет смысл скорости турбулентного выноса тепла из ГОТ. Причем скорость  $V$  в данном случае определяется скоростью сноса «городской шапки»  $V = V_{\text{снос}}$ :

$$V_{\text{снос}} = |\langle \mathbf{V} \rangle_t| = \sqrt{\left(\frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^0 V_x(t) dt\right)^2 + \left(\frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^0 V_y(t) dt\right)^2}, \quad (20)$$

где  $V = \{V_x, V_y\}$  – интервал времени, за который производится усреднение, он должен быть  $\tau > l/V$ .

Таким образом, представленные оценки потоков тепла, характеризующие его приток в область ГОТ, позволяют определить относительный вклад различных факторов образования ГОТ, а выражение (19) – интенсивность ГОТ в виде приращения температуры.

### 3. Соотношение факторов образования острова тепла в Томске

Стоит отметить, что в предложенном выражении для определения интенсивности ГОТ (19) наряду с метеовеличинами, измеряемыми с помощью имеющегося в нашем распоряжении оборудования, присутствует параметр  $h_{\text{ГОТ}}$ , исследования которого в данной работе не проводились. Однако, как показало сравнение интенсивности ГОТ, рассчитанной на основе выражения (19), с непосредственными измерениями мобильной станции, параметр  $h_{\text{ГОТ}}$  для Томска можно считать постоянной величиной, равной 100 м.

В табл. 5 представлены расчеты вклада различных факторов образования острова тепла в Томске на основе выражения (19) для 12 случаев, сопровождающихся измерениями мобильной станции.

Видно, что интенсивность ГОТ составляет около  $2^\circ\text{C}$  зимой и около  $1^\circ\text{C}$  летом. При этом важно отметить, что, если не учитывать турбулентный вынос тепла, то оценка на основе формулы Матвеева дает сильно завышенные значения. Например, для случая 26.01.2010 видно, что если нет турбулентного выноса тепла, то рассчитанная интенсивность острова тепла в 2,5 раза превышает реальные значения.



Расчет вклада различных факторов образования ГОТ (°C) для данных измерений мобильной станцией

Дата, время эксперимента	Погодные условия	$\Delta T(Q_F)$	$\Delta T(Q_{пов}^{КИ})$	$\Delta T(Q_{пов}^{ДИ})$	$\Delta T(Q_a^{КИ})$	$\Delta T(Q_a^{ДИ})$	$\Delta T(Q_E)$	$\Delta T(Q_+)$	$\Delta T(Q_H^{ГОТ})$	$\Delta T_{ГОТ}$	
										$\Sigma$	Моб. ст-я
23.06.2004 11:00–12:00	10/1 <i>Cu Ci</i> ; СВВ 2,1 м/с; без осадков	1,34	0,51	0,13	0,00	0,00	0,16	2,14	-1,04	1,10	1,1
11.07.2005 14:30–17:30	7/4 <i>Cu Ci</i> ; Ю 3 м/с; без осадков	0,48	0,45	0,06	0,00	0,00	0,00	0,99	-0,31	0,68	0,9
26.08.2005 08:30–12:05	10/10 <i>Ns</i> ; штиль; сл. ливн. дождь	3,59	0,00	0,43	0,02	0,15	-0,20	3,99	-2,98	1,01	1,0
14.05.2009 15:00–17:30	3/0 <i>Ci fib</i> ; СЗЗ 1,6 м/с; без осадков	1,34	0,61	0,04	0,01	0,02	0,00	2,02	-0,81	1,21	1,3
31.05.2009 11:20–17:00	10/7 <i>Cb Ci</i> ; ЮЗЗ 1,6 м/с; сл. ливн. дождь	1,59	0,11	0,05	0,01	0,02	0,00	1,78	-0,80	0,98	1,3
17.07.2009 02:00–07:00	4/0 <i>Ci</i> ; СВВ 1,6 м/с; без осадков	0,99	1,15	0,13	0,01	0,03	0,00	2,31	-1,02	1,29	1,2
25.12.2009 13:30–19:00	<i>As Ci</i> 10/0; Ю 2,4 м/с; слабый снег	3,39	0,15	0,10	0,00	0,01	0,00	3,65	-1,69	1,96	2,1
26.01.2010 13:00–17:00	Ясно; ССЗ 1,2 м/с; б/о; лед. иллы	3,84	1,13	0,13	0,00	0,01	0,00	5,11	-3,17	1,94	1,9
04.02.2010 00:00–03:40	Ясно; ССВ 2,1 м/с; без осадков	2,79	0,38	0,04	0,00	0,01	0,00	3,22	-1,42	1,80	1,8
11.02.2010 12:20–16:20	Ясно; ССВ 1,7 м/с; без осадков	2,48	0,17	0,04	0,00	0,01	0,00	2,70	-1,02	1,68	0,9
12.02.2010 20:00–23:00	Ясно; Ю 1,7 м/с; без осадков	3,81	1,03	0,06	0,00	0,01	0,00	4,91	-2,82	2,09	2,0
09.04.2010 11:30–16:20	Ясно; З 1,6 м/с; без осадков	2,84	0,30	0,06	0,00	0,01	0,00	3,21	-1,58	1,63	1,6

Примечание.  $\Sigma = Q_+ + Q_H^{ГОТ}$ ; «Моб. ст-я» – средняя интенсивность ГОТ, измеренная с помощью мобильной станции.

Сравнение интенсивности острова тепла, рассчитанной на основе предложенного подхода, с измерениями мобильной станции показало высокую согласованность результатов, коэффициент корреляции равен 0,82.

На рис. 6 показано приращение температуры воздуха в городе за счет всех потоков тепла в 2004 г.

Видно, что максимальный приток энергии в ГОТ Томска оказывает антропогенный поток тепла: 80–90% всего приращения энергии зимой, 40–50% летом. Вторым по значимости является поглощение городской подстилающей поверхностью коротковолновой радиации: 5–15% зимой, 40–50% летом. Поглощение городской подстилающей поверхностью длинноволновой радиации составляет 2–5% зимой и летом, поглощение влагой и примесями незначительно – менее 1%. Затраты тепла на испарение зимой отсутствуют, летом могут незначительно (до 15%) уменьшать интенсивность ГОТ.

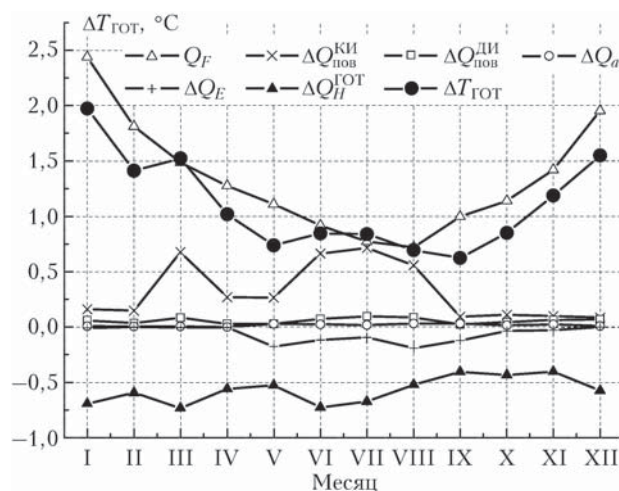


Рис. 6. Приращение температуры воздуха в городе за счет всех потоков тепла

Турбулентный вынос тепла значительно уменьшает интенсивность ГОТ: на 25–30% зимой и 40–45% летом от общего прихода тепла.

### Заключение

В ходе проведенного исследования определен относительный вклад основных факторов возникновения острова тепла в Томске. Основной вклад в образование ГОТ вносят антропогенные выбросы тепла, затем идет поглощение городской подстилающей поверхностью коротковолновой радиации. Поглощение городской подстилающей поверхностью длинноволновой радиации, а также поглощение влагой и примесями являются незначительными. Затраты тепла на испарение зимой отсутствуют, а летом могут незначительно уменьшать интенсивность ГОТ.

Турбулентный поток тепла препятствует линейному увеличению интенсивности острова тепла при увеличении суммы потоков излучения, обеспечивающих приход энергии в область ГОТ. В теплый период года за счет увеличения турбулентного потока тепла в Томске происходит вынос до 50% поглощенной энергии.

Предложено выражение для расчета средней интенсивности острова тепла на основе измерений метеовеличин на стационарном посту наблюдения.

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН № 15.

1. Ландсберг Г.Е. Климат города. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 248 с.
2. Белан Б.Д. К вопросу о формировании «шапки» загрязнений над промышленными центрами // Оптика атмосфер. и океана. 1996. Т. 9, № 4. С. 460–463.
3. Oke T.R., Fuggle R.F. Comparison of urban/rural counter and net radiation at night // Bound.-Layer Meteorol. 1972. V. 2, N 3. P. 290–308.
4. Исаков С.В., Шкляев В.А. Определение суммарного влияния антропогенноизмененных поверхностей на возникновение эффекта «городского острова тепла» с использованием геоинформационных систем // Вестн. ОГУ. 2014. Т. 161, № 1. С. 178–182.
5. Grimmond C.S.B., Oke T.R. Comparison of heat fluxes from summertime observations in the suburbs of four North American cities // J. Appl. Meteorol. 1995. V. 34, N 4. P. 837–889.
6. Adebayo Y.R. “Heat island” in a humid tropical city and its relationship with potential evaporation // Theor. Appl. Climatol. 1991. V. 43, N 3. P. 137–147.
7. Комаров В.С., Баринаева С.А., Матвеев Ю.Л. Изменение метеорологического режима городов Сибири под влиянием антропогенных факторов // Оптика атмосфер. и океана. 2001. Т. 14, № 4. С. 286–289.
8. Белан Б.Д., Рассказчикова Т.М. Воздействие Томска на температурно-влажностный режим воздуха // Оптика атмосфер. и океана. 2001. Т. 14, № 4. С. 294–297.
9. Дудорова Н.В., Белан Б.Д. Радиационный баланс подстилающей поверхности г. Томска в 2004–2005 гг. // Оптика атмосфер. и океана. 2015. Т. 28, № 3. С. 223–228; Dudorova N.V., Belan B.D. Radiation balance of underlying surface in Tomsk during 2004–2005 // Atmos. Ocean. Opt. 2015. V. 28, N 4. P. 312–317.
10. Дудорова Н.В., Белан Б.Д. Тепловой баланс подстилающей поверхности г. Томска в 2004–2005 гг. // Оптика атмосфер. и океана. 2015. Т. 28, № 3. С. 229–237; Dudorova N.V., Belan B.D. Thermal balance of underlying surface in Tomsk during 2004–2005 // Atmos. Ocean. Opt. 2015. V. 28, N 4. P. 318–327.
11. Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К., Ковалевский В.К., Плотников А.П., Покровский Е.В., Скляднева Т.К., Толмачев Г.Н. Автоматический пост для мониторинга малых газовых составляющих атмосферного воздуха // Метеорол. и гидрол. 1999. № 3. С. 110–118.
12. URL: <http://lop.iao.ru/activity/?id=tor>
13. Зуев В.Е., Белан Б.Д., Кабанов Д.М., Ковалевский В.К., Лукьянов О.Ю., Мелешкин В.Е., Микушев М.К., Панченко М.В., Пеннер И.Э., Покровский Е.В., Сакерин С.М., Тертугова С.А., Толмачев Г.Н., Тумаков А.Г., Шаманаев В.С., Щербатов А.И. Самолет-лаборатория Ан-30 «Оптик-Э» для экологических исследований // Оптика атмосфер. и океана. 1992. Т. 5, № 10. С. 1012–1021.
14. Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К., Ивлев Г.А., Козлов А.С., Козлов В.С., Панченко М.В., Пеннер И.Э., Пестунов Д.А., Сафатов А.С., Симоненков Д.В., Толмачев Г.Н., Фофонов А.В., Шаманаев В.С., Шмаргунов В.П. Самолет-лаборатория Ан-30 «Оптик-Э»: 20 лет исследований окружающей среды // Оптика атмосфер. и океана. 2009. Т. 22, № 10. С. 950–957.
15. URL: <http://lop.iao.ru/activity/?id=fly>
16. Антонович В.В., Белан Б.Д., Козлов А.В., Пестунов Д.А., Фофонов А.В. Выделение вклада города в изменение термодинамических характеристик воздуха на примере г. Томска // Оптика атмосфер. и океана. 2005. Т. 18, № 8. С. 638–642.
17. URL: <http://lop.iao.ru/activity/?id=bec>
18. URL: <http://www.meteotomsk.ru/site>
19. URL: <http://tmsk.gks.ru/>
20. URL: <http://tomsk.tgk11.com/>
21. URL: <http://www.ensb.tomsk.ru/>
22. URL: <http://www.gibdd.ru/r/70/contacts/div1169000/>
23. Язиков Е.Г., Таловская А.В., Жорняк Л.В. Оценка эколого-геохимического состояния территории г. Томска по данным изучения пылеаэрозолей и почв. Томск: Изд-во ТПУ, 2010. 264 с.
24. Дудорова Н.В., Белан Б.Д. Оценка интенсивности и размеров острова тепла и влаги в г. Томск на основе прямых измерений // Оптика атмосфер. и океана. 2016. Т. 29, № 5. С. 000–000.
25. Белан Б.Д., Пельмский О.А., Ужегова Н.В. Исследование антропогенной составляющей теплового баланса города // Оптика атмосфер. и океана. 2009. Т. 22, № 6. С. 558–561; Belan B.D., Pelymskii O.A., Uzhegova N.V. Study of the anthropogenic component of urban heat balance // Atmos. Ocean. Opt. 2009. V. 22, N 4. P. 441–445.
26. URL: <https://www.google.com/earth/>
27. Voogt J.A., Oke T.R. Complete urban surface temperatures // J. Appl. Meteorol. 1997. V. 36, N 9. P. 1117–1132.
28. Voogt J.A., Oke T.R. Effects of urban surface geometry on remotely-sensed surface temperature // Int. J. Remote Sens. 1998. V. 19, N 5. P. 895–920.
29. Белан Б.Д., Скляднева Т.К., Ужегова Н.В. Различия альбедо подстилающей поверхности г. Новосибирска и его окрестностей // Оптика атмосфер. и океана. 2005. Т. 18, № 3. С. 238–241.
30. Физические величины: Справочник / А.П. Бабичев, Н.А. Бабушкина, А.М. Братковский и др.; Под ред. И.С. Григорьева, Е.З. Мейлихова. М.: Энергоатомиздат, 1991. 1231 с.
31. Belward A., Loveland T. The DIS 1 km Land Cover Data Set // IGBP Global Change Newsletter. 1996. N 27. P. 7–9.

32. Чеснокова Т.Ю., Журавлева Т.Б., Пташник И.В., Ченцов А.В. Моделирование потоков солнечного излучения в атмосфере с использованием различных моделей континуального поглощения водяного пара в типичных условиях Западной Сибири // Оптика атмосфер. и океана. 2013. Т. 26, № 2. С. 100–107; Chesnokova T.Yu., Zhuravleva T.B., Ptashnik I.V., Chentsov A.V. Simulation of solar radiative fluxes in the atmosphere using different models of water vapor continuum absorption in typical conditions of Western Siberia // Atmos. Ocean. Opt. 2013. V. 26, N 6. P. 499–506.
33. Фирсов К.М., Чеснокова Т.Ю., Бобров Е.В. Роль континуального поглощения паров воды в длинноволновых радиационных процессах приземного слоя атмосферы в регионе Нижнего Поволжья // Оптика атмосфер. и океана. 2014. Т. 27, № 8. С. 665–672; Firsov K.M., Chesnokova T.Yu., Bobrov E.V. The role of the water vapor continuum absorption in near ground long-wave radiation processes of the Lower Volga Region // Atmos. Ocean. Opt. 2015. V. 28, N 1. P. 1–8.
34. Аришинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К., Ивлев Г.А., Козлов А.В., Пестунов Д.А., Покровский Е.В., Симоненков Д.В., Ужегова Н.В., Фофонов А.В. Мобильная станция АКВ-2 и ее применение на примере г. Томска // Оптика атмосфер. и океана. 2005. Т. 18, № 8. С. 643–648.
35. Белан Б.Д., Ивлев Г.А., Пирогов В.А., Покровский Е.В., Симоненков Д.В., Ужегова Н.В., Фофонов А.В. Сравнительная оценка состава воздуха промышленных городов Сибири в холодный период // География и природные ресурсы. 2005. Спец. выпуск. С. 152–157.
36. Белан Б.Д., Ивлев Г.А., Козлов А.С., Маринайте И.И., Пененко В.В., Покровский Е.В., Симоненков Д.В., Фофонов А.В., Ходжер Т.В. Сравнительная оценка состава воздуха промышленных городов Сибири // Оптика атмосфер. и океана. 2007. Т. 20, № 5. С. 428–437.
37. Ужегова Н.В., Антохин П.Н., Белан Б.Д., Ивлев Г.А., Козлов А.В., Фофонов А.В. Выделение антропогенного вклада в изменение температуры, влажности, газового и аэрозольного состава городского воздуха // Оптика атмосфер. и океана. 2011. Т. 24, № 7. С. 589–596.
38. Ужегова Н.В., Антохин П.Н., Белан Б.Д., Ивлев Г.А., Козлов А.В., Фофонов А.В. Исследование суточной динамики характеристик воздуха в г. Томске в холодный период года // Оптика атмосфер. и океана. 2011. Т. 24, № 9. С. 782–789.
39. Кондратьев К.Я., Матвеев Л.Т. Основные факторы формирования острова тепла в большом городе // Докл. АН. 1999. Т. 367, № 2. С. 253–256.
40. Матвеев Л.Т., Матвеев Ю.Л. Формирование и особенности острова тепла в большом городе // Докл. АН. 2000. Т. 370, № 2. С. 249–252.

*N.V. Dudorova, B.D. Belan. Estimation of factors determining formation of the urban heat island in Tomsk.*

The relative contribution of different factors into formation of the urban heat island in Tomsk is estimated. It is shown that the key factors are anthropogenic heat emissions (80–90% in winter and 40–50% in summer) and absorption of short-wavelength radiation by the urban underlying surface (5–15% in winter and 40–50% in summer), while the absorption of long-wavelength radiation by the underlying surface, absorption by moisture and admixtures, and heat loss on the evaporation contribute insignificantly. It is shown that the turbulent heat flow prevents a linear increase in the intensity of the urban heat island with an increase in the sum of radiation fluxes that ensure the energy income into the heat island region. Due to an increase in the turbulent heat flow in Tomsk, 40–50% of the absorbed energy is carried over in summer and 20–30% in winter. An equation is suggested that allows calculation of the heat island intensity in different seasons, time, and under different atmospheric conditions from weather parameters measured at a stationary site.