

Рис. 3. Относительный расчетный \bar{G}_T и усредненный относительный действительный расход \bar{G}_T^A теплоносителя

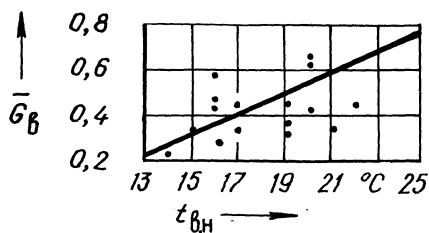


Рис. 4. Зависимость относительного расхода воздуха от $t_{в.н}$

подаваемого в помещение, и значительный перерасход теплоты во всем диапазоне наружных температур. Следовательно, для поддержания требуемого микроклимата в помещении цеха микроэлектроники необходимо добиться строгого соблюдения графиков $t_{1,0}$, $t_{2,0}$ (см. рис. 1).

По измеренным значениям $t_{в.н}$ и \bar{G}_B^A построен график (рис. 4), из которого следует, что $t_{в.н} = 21,3\bar{G}_B^A + 8,4$.

Таким образом, проведенные исследования позволили выявить зависимость между режимом нагрева воздуха в секции подогрева кондиционера и температурой теплоносителя, наружного воздуха и воздуха, подаваемого в цех.

Список литературы

1. Нефелов С.В., Давыдов Ю.С. Техника автоматического регулирования в системах вентиляции и кондиционирования воздуха. М., 1984.
2. Справочник по наладке и эксплуатации водяных тепловых сетей / Под ред. В.И.Манюка. М., 1982.

УДК 697.13:351.52+624.131.436

С.А.МАКАРЕВИЧ

К РАСЧЕТУ ТЕПЛОПТЕРЬ ЧЕРЕЗ ПОЛЫ ЗДАНИЙ

Потери теплоты через полы и заглубленные части зданий определяются по СНиП 2.04.05—86. Исследования показали, что фактический тепловой поток в этих конструкциях в отдельных случаях в 2—3 раза отличается от расчетного в основном из-за нестационарности процесса теплопередачи и некорректного

учета краевых условий решаемой задачи. Это приводит к нарушению микроклимата в помещениях. При хранении в них, например, сельскохозяйственной продукции увеличивается поражение ее продуктами жизнедеятельности микроорганизмов.

При постановке и решении задач, связанных с изучением температурного режима полов и заглубленных частей зданий, возникают трудности в формальном описании случайно изменяющихся внешних условий. Комплекс климатических условий необходимо рассматривать, кроме того, и в плане его влияния на теплофизические свойства массива грунта у здания.

На основе анализа работ [1–4] можно записать выражение для теплового баланса на поверхности земли:

$$\Sigma Q = Q_c - Q_{\text{и}}^3 \pm Q_{\text{к}} - Q_{\text{исп}},$$

где Q_c — теплота, поступающая на земную поверхность за счет прямой и рассеянной солнечной радиации; $Q_{\text{и}}^3$ — теплота, излучаемая поверхностью земли в окружающее пространство; $Q_{\text{к}}$ — поток конвективной теплоты на поверхности земли; $Q_{\text{исп}}$ — теплота, теряемая при испарении влаги на поверхности земли.

Значение Q_c может быть определено по зависимостям [1, 3]:

$$Q_c = (I_{\text{п}}^* + I_{\text{р}}) (1 - a_{\text{отр}}); \quad I_{\text{п}}^* = I_{\text{п}} (1 - n),$$

где $I_{\text{п}}^*$, $I_{\text{р}}$ — интенсивность соответственно прямой и рассеянной солнечной радиации [5, 6]; $I_{\text{п}}$ — интенсивность прямой солнечной радиации при безоблачном небе; n — облачность неба в долях единицы [5]; $a_{\text{отр}}$ — альbedo покровного слоя поверхности земли [4].

Так как изменение в течение года величины $I = I_{\text{п}} + I_{\text{р}}$ носит гармонический характер [7, 8] (рис. 1), можно описать его в виде тригонометрического ряда. Достаточная точность аппроксимации достигается рядом, в котором удержаны три или даже два первых члена [8]. Для определения I в любое время в течение года предлагается зависимость

$$I = (I_{\text{сп}}^{\Gamma} + A_I \cos(\frac{z - z_{\text{max}}}{365} 2\pi)) (1 + \frac{\pi}{2\tau_{\text{дн}}} \sin \frac{\pi(\tau - \tau_{\text{в}})}{\tau_{\text{дн}}}),$$

где $I_{\text{сп}}^{\Gamma}$ — среднегодовая интенсивность суммарной солнечной радиации [6]; A_I — амплитуда изменения I в течение года: $A_I = (I_{\text{max}} - I_{\text{min}})/2$; I_{max} , I_{min} — максимальная и минимальная интенсивность суммарной солнечной радиации в течение года [6]; z — текущее время, отсчитываемое с 1 января, сут; z_{max} — время, соответствующее максимуму солнечной радиации (22 июня), сут ($z_{\text{max}} = 173$ сут); τ — текущее время суток, ч; $\tau_{\text{в}}$ — время восхода солнца, ч [7]; $\tau_{\text{дн}}$ — продолжительность светового дня, ч [5].

На основе обработки данных, приведенных в [5], получена зависимость для определения $\tau_{\text{дн}}$ при $\varphi = 36^\circ - 60^\circ$

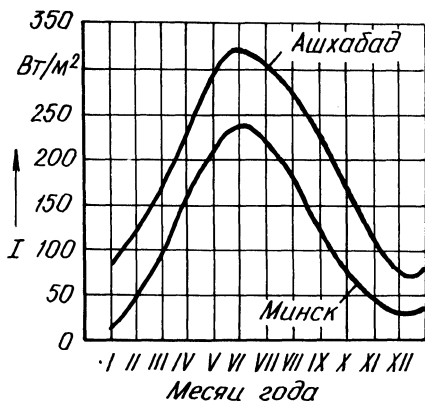


Рис. 1. Изменение в течение года суммарной солнечной радиации

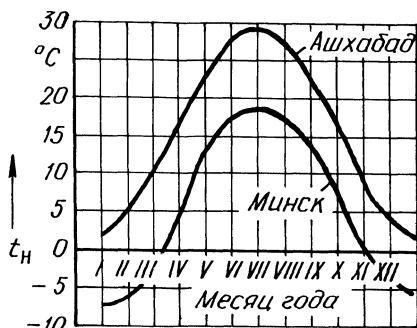


Рис. 2. Изменение в течение года температуры наружного воздуха

$$\tau_{\text{дн}} = 12 + 1,29 \exp(\operatorname{tg} \varphi) \sin \left(\frac{2\pi}{365} z - 1,407 \right),$$

где φ — географическая широта местности.

Количество теплоты, излучаемой в окружающее пространство земной поверхностью, необходимо определять по следующей формуле, наиболее полно учитывающей характер переноса теплоты через приземный слой атмосферы [1, 2]:

$$Q_{\text{н}}^3 = s \sigma (t_{\text{н}} + 273)^4 (0,39 - 0,005 \sqrt{e_{\text{н}}}) (1 - cn) + 4s \sigma (t_{\text{н}} + 273)^3 (t_{\text{п}} - t_{\text{н}}),$$

где s — интегральная излучательная способность поверхности земли [2, 4]; σ — постоянная Стефана—Больцмана; c — коэффициент, учитывающий влияние облачности на излучение (на основе обработки данных работы [2] предлагается определять c при $\varphi \geq 40^\circ$ по формуле $c = 0,68 + 0,04 (\varphi - 40)$); $e_{\text{н}}$ — упругость водяных паров, содержащихся в атмосферном воздухе [5, 6]; $t_{\text{п}}$, $t_{\text{н}}$ — температура соответственно поверхности земли и наружного воздуха.

В связи с тем что изменение температуры наружного воздуха в течение года также носит гармонический характер [7, 8] (рис. 2), его можно описать зависимость

$$t_{\text{н}} = t_{\text{ср}}^{\Gamma} + A_t^{\Gamma} \cos \left(\frac{z - z_{t_{\text{нmax}}}}{365} 2\pi \right) + A_t^c \cos \left(\frac{\tau - \tau_{\text{нmax}}}{24} 2\pi \right), \quad (1)$$

где $t_{\text{ср}}^{\Gamma}$ — среднегодовая температура наружного воздуха [6]; A_t^{Γ} — годовая амплитуда колебаний $t_{\text{н}}$: $A_t^{\Gamma} = (t_{\text{нmax}} - t_{\text{нmin}})/2$; $t_{\text{нmax}}$, $t_{\text{нmin}}$ — соответственно максимальная и минимальная среднемесячная температура наружного воздуха в течение года [5, 6]; $z_{t_{\text{нmax}}}$ — время, соответствующее $t_{\text{нmax}}$, отсчитываемое с 1 января, сут (для различных районов СССР значения $z_{t_{\text{нmax}}}$ раз-

Табл. 1. Расчетные климатические параметры

Город	Температура наиболее холодной пятидневки, °С	Продолжительность отопительного периода, сут
Москва	-26,9 (-26)	207 (205)
Минск	-25,5 (-25)	204 (203)
Архангельск	-31,3 (-31)	244 (251)
Ашхабад	-11,8 (-11)	111 (111)
Свердловск	-31,1 (-31)	227 (228)
Владивосток	-22,7 (-24)	208 (201)

П р и м е ч а н и е. В скобках приведены данные по [6].

ные. На побережьях морей и океанов они больше, так как суша в теплое время нагревается, а в холодное охлаждается быстрее, чем море. Возможные значения $z_{t_{\max}}$ находятся в интервале от 197 до 228 сут); A_t^c — среднесуточная амплитуда колебаний t_n [6]; τ_{\max} — время, соответствующее суточному максимуму t_n (по [7] $\tau_{\max} = 15$ ч).

В формуле (1) первый и второй члены определяют общий характер изменения в течение хода t_n , третий член учитывает суточные колебания t_n . Аппроксимация формулой (1) показывает ее хорошее соответствие справочным данным [5, 6], однако она не отражает такие расчетные параметры, как температура самой холодной пятидневки и самых холодных суток, абсолютная минимальная температура. Предлагается это учитывать с помощью величины

$$A_t^{cl} = (t_{n \min}^a - t_{n \min}^c - 0,5A_t^c) \sin(\pi z_1/5), \quad (2)$$

где $t_{n \min}^a$ — абсолютная минимальная температура воздуха [6]; $t_{n \min}^c$ — среднесуточная температура в период годового минимума температуры наружного воздуха в соответствии с формулой (1); z_1 — время, отсчитываемое с начала самой холодной пятидневки, сут.

Член A_t^{cl} необходимо вводить в формулу (1) только для периода самой холодной пятидневки.

Как показали расчеты, использование формул (1), (2) дает результаты, близкие к справочным данным [6] (табл. 1).

Следует отметить, что время, соответствующее минимальным значениям температуры наружного воздуха и интенсивности солнечной радиации, не совпадает.

Конвективный тепловой поток на поверхности земли Q_k может быть рассчитан по известной формуле Ньютона [1]. Для расчета коэффициента теплообмена a существует ряд зависимостей [1, 3, 4, 8], которые учитывают как динамическую, так и термическую стратификацию атмосферы, степень шероховатости поверхности земли и другие факторы. Однако в связи со сложностью учета этих факторов и недостаточностью климатологических данных

чаще всего учитывают влияние на величину a только скорости ветра — параметра, наиболее существенно по сравнению с остальными влияющего на a .

С нашей точки зрения наиболее приемлемы формулы [3]:

$$a = 6,16 + 4,19v \quad \text{при } 0 < v \leq 5,$$

$$a = 7,56v^{0,78} \quad \text{при } 5 < v \leq 30,$$

где v — скорость ветра, м/с.

Для расчета затрат теплоты на испарение влаги с поверхности земли можно воспользоваться зависимостью [1, 2, 4]

$$Q = LE,$$

где L — удельная теплота испарения воды; E — масса воды, испаряющейся с поверхности земли.

При определении значения E возникает ряд трудностей, связанных с крайней недостаточностью соответствующих климатологических данных. Поэтому можно пользоваться графиками, характеризующими изменение E в течение года [9].

Коэффициент теплопроводности определяют для грунта как композиционного материала [10, 11]:

$$\lambda = m_r \lambda_r + m_n \lambda_n,$$

где m_r, m_n — относительное содержание соответственно глины и песка в грунте; λ_r, λ_n — коэффициент теплопроводности соответственно глины и песка.

Можно выделить три состояния грунтов [10]: талые ($t > -0,2$ °C), промерзающие или протаивающие ($t = -0,2 \dots -3$ °C для песка и $t = -0,2 \dots -20$ °C для глины) и мерзлые ($t < -3$ °C для песка и $t < -20$ °C для глины). В соответствии с этим следует определять и коэффициенты теплопроводности грунтов.

Для талых песка и глины коэффициент теплопроводности находят по формуле [10]

$$\lambda_{n,r}^I = a \lg W_m + b,$$

где W_m — относительная массовая влажность грунта; a, b — эмпирические коэффициенты.

В результате обработки данных, приведенных в [10], получены зависимости для определения коэффициентов a и b :

для песка

$$a = 1,4 \cdot 10^{-3} \rho - 0,932,$$

$$b = 9,593 \cdot 10^{-4} \rho - 1,158;$$

для глины

$$a = -3,925 \cdot 10^{-6} \rho^2 + 12,168 \cdot 10^{-3} \rho - 8,133,$$

$$b = 5,334 \cdot 10^{-6} \rho^2 + 14,765 \cdot 10^{-3} \rho + 9,931,$$

где ρ — плотность песка или глины, кг/м^3 .

Для расчета коэффициента теплопроводности промерзшей глины можно использовать формулы [10]

$$\lambda_r^M = \lambda_r^T + c_r + 3,116 (W_m - 0,1),$$

$$c_r = 0,4 \exp(0,00088\rho) - 1,2,$$

а для расчета коэффициента теплопроводности промерзшего песка — формулы

$$\lambda_n^M = \lambda_n^T (1 + c_n + 3,116 (W_m - 0,05)),$$

$$c_n = 0,11 \exp(0,00132\rho) - 1,17.$$

На основании методики, изложенной в [12], для промерзающего или протаивающего грунта расчет коэффициента теплопроводности необходимо производить по формулам:

для песка

$$\lambda_n^{T \cdot M} = \lambda_n^T (1 + c_n (0,23 + 4,9 (W_m - 0,05)) i);$$

для глины

$$\lambda_r^{T \cdot M} = \lambda_r^T + 1,31 i + c_r - 0,35,$$

где i — льдистость грунта [12]: $i = (a(-0,2-t))^b + 1)^{-0,5}$; a, b — эмпирические коэффициенты; t — температура грунта, $^{\circ}\text{C}$.

Для песка $a = 0,077, b = -1,12$; для супесей и суглинков $a = 6,36, b = 0,67$; для глины $b = -0,67, a = 4,55 / (333 W_m^5 + 0,083)$.

Приведенные выше аналитические выражения позволяют формулировать краевые условия и решать задачи исследования температурного режима полов и заглубленных частей зданий при достаточно полном учете всего комплекса действующих факторов. На основе такого решения могут быть получены зависимости для определения теплотерь в зданиях через полы и заглубленные части стен, что позволит точнее рассчитывать тепловой режим и поддерживать требуемый микроклимат в помещениях.

Список литературы

1. Будыко М.И. и др. Тепловой баланс Земли. Л., 1978.
2. Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности. М.; Л., 1956.
3. Куртнер Д.А., Чудновский А.Ф. Расчет и регулирование теплового режима в открытом и защищенном грунте. Л., 1969.
4. Павлов А.В. Расчет и регулирование мерзлотного режима почвы. Новосибирск, 1980.
5. Справочник по климату СССР: В 32 т. М.; Л., 1964—1968.
6. СНиП 2.01.01—82. Строительная климатология и геофизика. М., 1982.
7. Горецкий Л.И. Теория и расчет цементобетонных покрытий на температурные воздействия. М., 1965.
8. Богословский В.Н. Строительная теплофизика. М., 1982.
9. Зубенко Л.И. Испарение на континентах. Л., 1976.
10. Иванов Н.С. Тепло- и массоперенос в мерзлых горных породах. М., 1969.
11. Дульнев Г.Н., Заричняк Ю.П. Теплопроводность смесей и композиционных материалов. Л., 1974.
12. Исследование, разработка и внедрение высокоэффективных технологий хранения сельскохозяйственной продукции: Отчет о НИР/БПИ. Шифр темы ГБ-80-11; № Г.Р. 80014201, Мн., 1984.