

Для объективной оценки климатических воздействий на строительные конструкции важно сохранение неизменности местоположения метеостанций и, как следствие, однородности рядов гидрометеорологических наблюдений на них. Причинами нарушения однородности рядов наблюдений являются следующие факторы [216]:

- перенос пункта гидрометеорологических наблюдений в иные условия местоположения;
- изменение условий защищенности пункта гидрометеорологических наблюдений (застройка охранной зоны, рост деревьев и кустарников, несанкционированная хозяйственная деятельность в непосредственной близости от метеорологической площадки и др.);
- смена типа средств измерений;
- изменение методики производства наблюдений и методики выполнения измерений;
- изменение сроков наблюдений;
- смена персонала станции.

Очевидно, что с начала инструментальных наблюдений многократно нарушалась однородность временных рядов по указанным причинам. В таблице 3.5 приведен перечень метеостанций, по которым происходило существенное изменение высоты метеоплощадки. Временные ряды характеристик, изменчивость которых коррелирует с высотой местности, в этом случае получаются неоднородными и требуют обеспечения репрезентативности.

Обеспечение репрезентативности временных рядов на метеостанциях осуществляется системой поправок и корректировок. Исследователями на практике, в зависимости от решаемых задач, могут вводиться дополнительные коррективы.

Таблица 3.5 – **Изменчивость высоты метеостанций**

Метеостанция	Высота метеоплощадки, соотв. большей части временного ряда, м	Соврем. высота метеоплощадки, м	Разница, м	Примечание
Гомель	138	125	-13	141 м с 1950 по 1967 год
Мозырь	162	188	16	с 28 декабря 1997 г. метеоплощадка перенесена на 189 м

3.3. Теплоэнергетические ресурсы климата

Компоненты климатической системы: Солнце – атмосфера – подстилающая поверхность Земли находятся в состоянии сложных взаимодействий, которые реализуются в процессе теплообмена посредством прямых и обратных связей, раскрытие которых включает в себя качественную и количественную оценку теплоэнергетических ресурсов, определяющих в итоге суммарное испарение.

Помимо приходящей на земную поверхность коротковолновой солнечной радиации (Q), имеет место ее отток в виде эффективного излучения ($E_{эф}$), приходящегося на инфракрасную длинноволновую область спектра диапазоном 5–100 мкм.

Алгебраическая сумма потоков поглощенной коротковолновой радиации (Q_n) и эффективного излучения ($E_{эф}$) выражается величиной радиационного баланса (R)

$$R = Q_n - E_{эф} \quad (3.3)$$

или радиационного баланса земной поверхности по М. И. Будыко [34]

$$R = Q(1-A) - E_{эф}, \quad (3.4)$$

где Q – суммарная коротковолновая радиация, слагающаяся из прямой и рассеянной радиации; A – альbedo как отражательная способность земной поверхности.

Радиационный баланс (R) – знакпеременная величина как в сезонном, так и в суточном ходе. При положительной величине радиационного баланса (R^+) подстилающая поверхность поглощает большую долю суммарной коротковолновой радиации (Q) по сравнению с длинноволновым (эффективным) излучением ($E_{эф}$) в радиационно-темное время суток. В случае отрицательной величины радиационного баланса (R^-) преобладает эффективное излучение ($E_{эф}$), тепло отдается атмосфере и понижается температура земной поверхности.

Альbedo (A) свойственны сезонные и суточные изменения. Сезонные – связаны с характером растительности, состоянием подстилающей поверхности и др. Например, существенно изменение альbedo сельскохозяйственных угодий в период вегетации, а также его однозначное увеличение в

зимние месяцы благодаря высокой отражательной способности снежного покрова. Установлено, что с увеличением влажности почв от 1 до 15–20 % величина (А) резко уменьшается [98].

Эффективное излучение ($E_{эф}$), входящее в балансовое уравнение (3.4), выражается зависимостью [94]

$$E_{эф} = E_3 - E_a, \quad (3.5)$$

где E_3 – собственно излучение земной поверхности; E_a – встречное излучение атмосферы.

В большинстве случаев температура подстилающей поверхности выше температуры воздуха, когда соблюдается условие $E_3 > E_a$ и величина ($E_{эф}$) является расходной статьей уравнения радиационного баланса (3.4). Но в переходные периоды – зимой и весной, при таянии снега и промерзшего слоя почвогрунтов, имеет место соотношение $E_3 < E_a$, и величина эффективного излучения ($E_{эф}$) – отрицательна. На территории Полесья это явление часто наблюдается при смене погоды из-за фазовых превращений воды в толще снега, льда, в сезонно-промерзающем слое почвогрунтов.

В процессе тепловлагообмена происходит преобразование радиационного баланса в другие виды энергии. Для участка суши используется аналитическая запись закона превращения и сохранения энергии. Радиационный баланс имеет двузначный суточный и сезонный ход, что распространяется и на его составляющие. Заменяя скомпенсированные потоки энергии их суммами, например $R = R^+ - R^-$, и группируя положительные и отрицательные потоки, получаем развернутое уравнение теплоэнергетического баланса

$$R^+ + P^+ + B^+ + LC = R^- + P^- + B^- + LZ, \quad (3.6)$$

в левой части которого – теплоэнергетические ресурсы климата:

$R^+ = Q_n$ – положительная составляющая радиационного баланса; P^+ – положительная составляющая турбулентного теплообмена; B^+ – увеличение теплосодержания деятельного слоя почвы за счет теплоотдачи более глубоких слоев почвы в период их охлаждения; LC – тепло, выделяемое при конденсации водяных паров воздуха;

в правой части – расходные статьи теплоэнергетического баланса:

$R^- = E_{эф}$ – отрицательная составляющая радиационного баланса; P^- – отрицательная составляющая турбулентного теплообмена; B^- – уменьшение теплосодержания деятельного слоя почвы за счет теплоотдачи в более глубокие слои почвы; LZ – тепло, затрачиваемое на суммарное испарение.

Графически, в векторной форме, теплоэнергетический баланс земной поверхности представлен на рисунке 3.9.

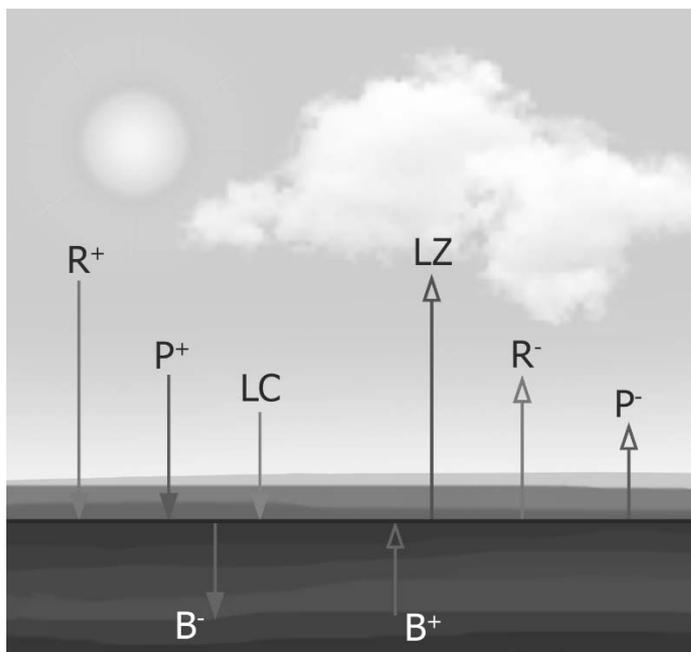


Рисунок 3.9 – Схема векторов теплоэнергетического переноса на уровне земной поверхности

Ввиду отсутствия или ограниченности актинометрических наблюдений на метеостанциях, находящихся на территории Белорусского Полесья, радиационные характеристики и теплоэнергетические ресурсы климата определяются аналитическим путем. В таблице 3.6 приведены показатели радиации, рассчитанные с использованием имеющихся данных актинометрических наблюдений для

Бреста. В расчетах использовано альbedo площадки (табл. 3.7), покрытой в бесснежный период травой, а часть зимы – снегом [95].

В то же время необходимо учитывать фактическую отражательную способность, зависящую прежде всего от типа почв и вида сельскохозяйственного использования земель, что отражается в данных таблицы 3.8.

Таблица 3.6 – Месячные и годовые суммы радиации (МДж/м²) на горизонтальной поверхности при действительных условиях облачности для Бреста

Раздел 1.01	Радиация	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Год
	Прямая	21,0	46,1	138,3	192,7	289,1	364,5	331,0	255,6	184,4	92,2	21,0	12,6	1948,5
	Рассеянная	67,0	104,8	171,8	217,9	297,5	289,1	297,5	243,0	176,0	104,6	54,5	46,1	2069,8
	Суммарная	88,0	150,8	310,1	410,6	586,6	653,6	628,5	498,6	360,3	196,9	75,4	58,7	4018,1
	Поглощенная	33,5	62,9	188,6	331,0	456,7	511,2	494,4	393,9	280,7	150,8	54,5	33,5	2991,7
	Эффективное излучение	46,1	62,9	92,2	129,9	155,0	150,8	134,1	117,3	113,1	92,2	54,5	50,3	1198,2
	Радиационный баланс	-12,6	0,0	96,4	201,1	301,7	360,3	360,3	276,5	167,6	58,7	0,0	-16,8	1793,2

Таблица 3.7 – Альbedo площадки для Бреста, в процентах

Месяц	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Альbedo	60	57	39	19	22	22	21	21	22	23	27	44

Таблица 3.8 – Типичное сельскохозяйственное использование почв Белорусского Полесья (для определения динамики альbedo)

Метеостанция	Почва	Сельскохозяйственное использование земель (культура)
Брест	заболоченная песчаная	картофель и овощи
Высокое	супесчаная	технические культуры (лен-долгунец и сахарная свекла)
Ивацевичи	торфяно-болотная	зерновые культуры
Пинск	торфяно-болотная	кормовые культуры
Полесская	суглинистая	картофель и овощи
Пружаны	супесчаная	кормовые и зерновые культуры
Брагин	супесчаная	зерновые и кормовые культуры
Василевичи	песчаная	кормовые культуры и картофель
Гомель	заболоченная песчаная	картофель и овощи
Житковичи	заболоченная супесчаная	картофель и овощи
Лельчицы	песчаная	зерновые культуры
Мозырь	супесчаная	картофель и овощи

В таблице 3.9 представлены установленные нами значения альbedo подстилающей поверхности, учитывающие почвенные условия, характер растительности (наиболее вероятное сельскохозяйственное использование земель и фазы развития сельскохозяйственных культур), наличие снежного покрова и его состояние, степень увлажнения почвы и другие факторы. Фактически данные таблицы 3.9 отражают значения альbedo, которые скорректированы с учетом реальных условий.

Годовые суммы радиационного баланса рассчитаны как

$$R_T = (1,274 \sum t > 10^{\circ}\text{C}^{0,447}) 41,9, \quad (3.7)$$

где $t > 10^{\circ}\text{C}$ – сумма температур больше 10°C .

В пределах Белорусского Полесья годовые суммы радиационного баланса изменяются с северо-востока на юго-запад в пределах от 1600 до 1800 МДж/м². Радиационный баланс территории Белорусского Полесья наибольший в Беларуси и превышает северо-восточные ее районы на 250–300 МДж/м² в год. Годовые суммы коротковолновой радиации (R^+) изменяются по исследуемой территории в пределах 2840–2995 МДж/м² (в Бресте 2992 МДж/м²). Эффективное излучение (R^-) изменяется в пределах 1150–1340 МДж/м² (в Бресте 1198 МДж/м²). Радиационный баланс положительный с марта по октябрь, и его максимальные значения приходятся на июнь-июль. Наибольшие отрицательные значения приходятся на декабрь (табл. 3.6).

Уравнение (3.6) является наиболее точным выражением закона сохранения энергии и справедливо для любых расчетных интервалов времени, так как учитывает все возможные случаи сочетания направлений тепловых потоков. Однако следует отметить, что недостаточно разработан вопрос участия в теплоэнергетическом балансе величины турбулентного теплообмена приземной атмосферы. Обычно температура земной поверхности не равна температуре вышележащих слоев воздуха, вследствие чего имеет место теплообмен, обусловленный турбулентной теплопроводностью воздуха. Схема векторов турбулентного теплообмена приземной атмосферы представлена на рисунке 3.10 и включает в себя положительные и отрицательные потоки конвективного (P_k^+ , P_k^-) и адвективного тепла (P_a^+ , P_a^-).

Таблица 3.9 – Альbedo подстилающей поверхности сельскохозяйственных угодий Белорусского Полесья

Метеостанция	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Брест	0,75	0,60	0,40	0,17	0,17	0,18	0,25	0,25	0,18	0,17	0,17	0,50
Высокое	0,75	0,60	0,42	0,21	0,21	0,24	0,24	0,24	0,20	0,21	0,21	0,50
Ивацевичи	0,75	0,60	0,38	0,09	0,19	0,24	0,18	0,11	0,18	0,11	0,09	0,50
Пинск	0,75	0,60	0,38	0,09	0,21	0,25	0,25	0,25	0,18	0,11	0,09	0,50
Полесская	0,75	0,60	0,39	0,16	0,16	0,18	0,25	0,25	0,18	0,16	0,16	0,50
Пружаны	0,75	0,60	0,42	0,21	0,19	0,24	0,18	0,11	0,18	0,21	0,21	0,50
Брагин	0,75	0,60	0,42	0,21	0,19	0,24	0,18	0,11	0,18	0,21	0,21	0,50
Василевичи	0,75	0,60	0,45	0,24	0,24	0,18	0,25	0,25	0,18	0,24	0,24	0,50
Гомель	0,75	0,60	0,38	0,17	0,11	0,18	0,25	0,25	0,18	0,17	0,17	0,50
Житковичи	0,75	0,60	0,39	0,16	0,16	0,18	0,25	0,25	0,18	0,16	0,16	0,50
Лельчицы	0,75	0,60	0,45	0,24	0,19	0,19	0,24	0,18	0,18	0,24	0,24	0,50
Мозырь	0,75	0,60	0,39	0,16	0,16	0,18	0,25	0,25	0,18	0,16	0,16	0,50

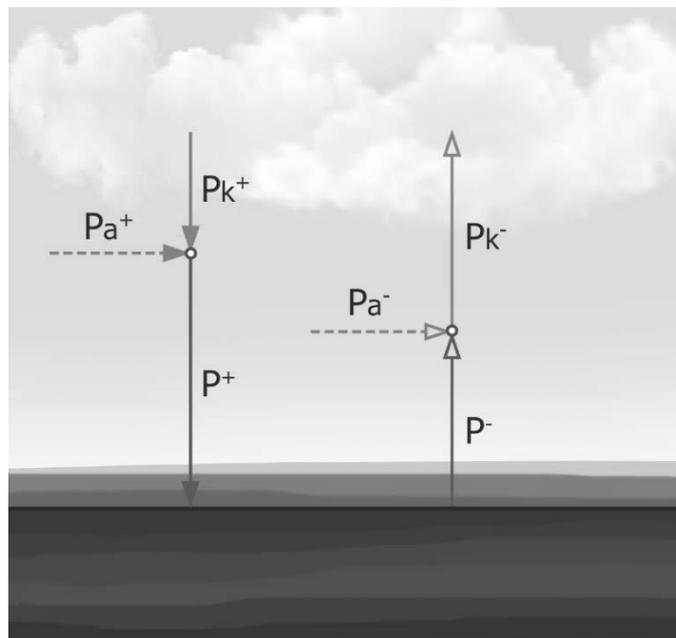


Рисунок 3.10 – Схема векторов турбулентных потоков приземной атмосферы

Поток конвективного тепла (P_k^+) имеет вертикальное направление и считается положительным и направленным к земной поверхности при более низком теплосодержании подстилающей поверхности, чем более высокие слои приземной атмосферы. И наоборот, поток (P_k^-) направлен от нагретой подстилающей поверхности к холодным верхним слоям воздуха. Результирующую конвективного потока тепла можно выразить уравнением М. И. Будыко [34]

$$P_k = \rho c_p D (t_n - t_z), \quad (3.8)$$

где ρ – плотность воздуха; c_p – удельная теплоемкость воздуха; D – интегральный коэффициент турбулентной диффузии; t_n – температура подстилающей поверхности; t_z – температура воздуха на высоте (z).

Основную долю тепла составляет тепло адвекции, получаемое в результате горизонтального переноса воздушных масс. Положительной считается составляющая (P_a^+) при более высоком тепло-содержании воздушных масс, приносимых с других территорий, чем теплосодержание подстилающей поверхности исследуемой территории. Поток (P_a^-) имеет место в случае прихода извне холодных воздушных масс, именуемых адвекцией холода. Величина (P^+), входящая в уравнение (3.6), представляет собой алгебраическую сумму потоков $P_a^+ + P_k^+ = P^+$. Однако в уравнении (3.6), характеризующем тепло-энергетические ресурсы климата, идущие на процесс суммарного испарения, учитывается расход тепла на компенсацию потоков холода, определяемых, в основном, величиной (P_a^-), а суммарно $P^- = P_a^- + P_k^-$. Тепловой режим территории Белорусского Полесья формируется в большей степени солнечной радиацией, но существенную корректировку в этот режим вносит атмосферная циркуляция. В результате для нее значительно влияние морского воздуха Атлантики. Влияют на климат исследуемой территории и внутриматериковые воздушные массы. Так, арктический воздух, проникая на территорию Полесья, всегда вызывает резкое похолодание. При этом температура приземного слоя воздуха зимой может опуститься ниже $-35\text{ }^\circ\text{C}$, а летом до $10\text{--}12\text{ }^\circ\text{C}$.

Наибольшее количество тепла, идущего на компенсацию (P_a^-), приходится на летние месяцы. Это связано с тем, что величина турбулентного теплообмена зависит не только от его интенсивности на некоторой высоте от земной поверхности, но и от условий теплопроводности атмосферы, определяемой в большей степени ее влажностью. На летние месяцы приходится наибольшее влагосодержание атмосферы – 21, 26, 24 мм, а его внутригодовой ход синхронно следует внутригодовому ходу (P_a^-).

В таблице 3.10 приведены годовые показатели турбулентного теплообмена приземной атмосферы, рассчитанные по формулам [126] и [130]:

$$P_r^+ = (6,8 - 0,082 R_r) 41,9; \quad (3.9)$$

$$P_r^- = (45,94 - 0,016 \sum t > 10^\circ\text{C}) 41,9. \quad (3.10)$$

Таблица 3.10 – Годовые суммы турбулентного теплообмена, МДж/м²

Метеостанция	P^+	P^-	Метеостанция	P^+	P^-
Брест	139	205	Малорита	140	232
Кобрин	140	232	Пружаны	143	305

Как видно из таблицы 3.10, в годовом теплоэнергетическом балансе доминирует отрицательная составляющая турбулентного теплообмена, что свидетельствует о более высоком теплосодержании подстилающей земной поверхности в большую часть года, чем воздушных потоков, поступающих, в основном, с Атлантики. В итоге на нагревание воздушных потоков расходуется часть коротковолновой радиации и потока тепла из почвы. Лишь в холодный период года атлантические воздушные массы имеют более высокое теплосодержание и формируют приходную часть теплоэнергетического баланса (3.6).

Теплообмен в почве (B) – величина знакопеременная в годовом разрезе. С марта по август доминируют потоки, направленные от поверхности вглубь почвы. Для среднего годового периода справедливо соотношение $B^+ - B^- \approx 0$, так как почти все тепло (B^+), аккумулированное в деятельном слое почвы за теплый период, расходуется при теплоотдаче (B^-) за холодный период года. По сравнению с радиационными характеристиками и турбулентным теплообменом приземной атмосферы величины (B) малы, и часто в практических расчетах ими пренебрегают. Это относится также к теплу, выделяемому при конденсации паров воздуха (LC).

Как было отмечено выше, для Беларуси характерно большое количество фазовых переходов влаги в зимний период, которые приводят к локальному выделению или поглощению тепла. Число циклов замерзания и оттаивания в году равно, поэтому при расчете теплоэнергетического баланса (3.6) за годовой период тепло фазовых переходов не учитывается.

Большая часть приходных статей уравнения (3.6) расходуется на процесс суммарного испарения. Для определения затрат тепла заменяем суммарное испарение (Z) на максимально возможное (Z_m), в предположении достатка ресурсов влаги. Пространственная структура максимально возможного испарения имеет широтное распространение, увеличивается с юго-запада на северо-восток и подчиняется основным закономерностям распределения солнечной радиации. В Бресте $Z_m = 862$ мм, в Пинске $Z_m = 808$ мм, в Гомеле $Z_m = 836$ мм, в Василевичах $Z_m = 852$ мм [48]. Зная $L = 2,512$ МДж/м² на 1 мм слоя воды – удельную теплоту испарения воды, затраты тепла на процесс суммарного испарения на исследуемой территории составляют 1960–2170 МДж/м².

В распределении солнечной энергии и превращениях ее в атмосфере, на земной поверхности участвует множество факторов. Основные из них [190]: состояние облачности; профили температуры, водяного пара и озона; наличие пыли и дымки в атмосфере; спектральные свойства подстилающей поверхности; концентрация в атмосфере CO_2 ; атмосферное давление на уровне поверхности Земли и др. Существующие модели оценки поступающей солнечной энергии, основанные на учете этих факторов, как правило, громоздки и сложны для практического использования в хозяйственных нуждах.

Для практической оценки части энергии Солнца, участвующей в непрерывных процессах теплообмена на уровне подстилающей поверхности, нами предлагается методика поэтапного моделирования суточных величин коротковолновой радиации (Q_i) [132]. На первом этапе определяется суточная инсоляция (Q'_i) при отсутствии земной атмосферы по зависимости [125]

$$Q'_i = \frac{2Q_0}{(r_i/r_0)^2} \left[t_{oi} \sin \varphi \sin \delta_i + \frac{\Pi}{2\pi} \cos \varphi \cos \delta_i \sin \left(\frac{2\pi}{\Pi} t_{oi} \right) \right], \quad (3.11)$$

где $Q_0 = 1,37 \text{ кВт/м}^2$ – солнечная постоянная; $r_0 = 149597870 \text{ км}$ – среднегодовое расстояние между Землей и Солнцем; r_i – расстояние между Землей и Солнцем в i -сутки, км; t_{oi} – момент восхода (захода) Солнца в i -сутки, час; $\Pi = 24$ часа – продолжительность солнечных суток; φ – географическая широта местности, °; δ_i – геоцентрическое склонение Солнца в i -сутки, °.

Решение уравнения (3.11) связано с нахождением параметров (r_i), (t_{oi}) и (δ_i), входящих в него и непостоянных во времени. В течение года расстояние между Землей и Солнцем незначительно изменяется ($\pm 1,65\%$ от (r_0)) и при эксцентриситете земной орбиты (e), равном 0,017, составляет в афелии ($r_a \approx r_0(1+e)$) около 152 млн км, в перигелии ($r_{II} \approx r_0(1-e)$) около 147 млн км (рис. 3.11).

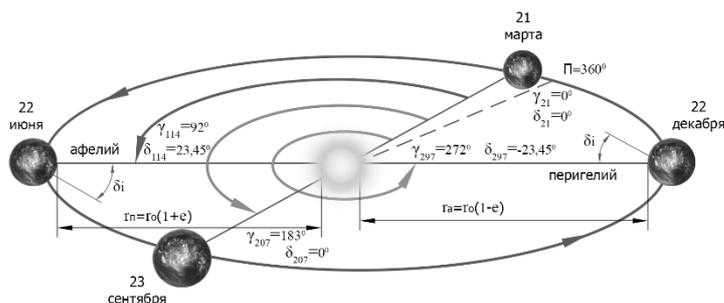


Рисунок 3.11 – Положение Земли в главные даты годичного движения Солнца

При установленном эксцентриситете земной орбиты (e) изменение суточной инсоляции может достигать 7 %, т. е. практически значимой величины. В качестве главных дат годичного движения Солнца нами используются (рис. 3.11): дни летнего (22 июня) и зимнего (22 декабря) солнцестояния, дни весеннего (21 марта) и осеннего (23 сентября) равноденствий, а расчеты соответствующих расстояний между Землей и Солнцем (r_i) выполняются, согласно законам Кеплера [23], по уравнениям эллиптической орбиты Земли.

Наиболее весомый вклад в величину суточной инсоляции (Q'_i) вносит изменение во времени геоцентрического склонения Солнца (δ_i) – угла между линией Солнце – Земля и плоскостью экватора. Расчеты величины (δ_i) нами выполняются по методике, изложенной в научной работе [226]. При этом весь процесс моделирования поступающей на земную поверхность коротковолновой радиации осуществляется исходя из того, что полный годовой период составляет 360° , а его начало – 1 марта. Это позволяет обойти проблему високосного года и упростить вычисления. Некоторый годовой угол (Y_i) в сутки (i) исходя из того, что в день весеннего равноденствия (21 марта) $Y_i = 0^\circ$, будет определяться следующим образом [226]:

$$Y_i = \left(i - \frac{21}{365} \right) \cdot 360^\circ. \quad (3.12)$$

С учетом зависимости (3.11) величину геоцентрического склонения Солнца (δ_i) для любых (i) суток года определяем по эмпирической формуле [226]:

$$\begin{aligned} \delta_i = & 0,38092 - 0,76996\cos Y_i + 23,26500\sin Y_i + 0,36958\cos 2Y_i + 0,10868\sin 2Y_i + \\ & + 0,01834\cos 3Y_i - 0,16650\sin 3Y_i - 0,00392\cos 4Y_i + 0,00072\sin 4Y_i - \\ & - 0,00051\cos 5Y_i + 0,00250\sin 5Y_i + 0,00442\cos 6Y_i . \end{aligned} \quad (3.13)$$

С использованием схемы, представленной на рисунке 3.11, и зависимостей (3.12), (3.13) можно получить следующие значения геоцентрического склонения Солнца (δ_i) при соответствующей величине годового угла (Y_i):

в дни равноденствий $-\delta_{21} = 0^\circ$, $Y_{21} = 0^\circ$ (весеннего, 21 марта); $\delta_{207} = 0^\circ$, $Y_{207} \approx 183^\circ$ (осеннего, 23 сентября);

в дни солнцестояний $-\delta_{114} = 23,45^\circ$, $Y_{114} \approx 92^\circ$ (летнего, 22 июня); $\delta_{297} = -23,45^\circ$, $Y_{297} \approx 272^\circ$ (зимнего, 22 декабря).

Момент восхода (захода) Солнца нами приурочен к местному полдню и определен из соотношения: $\pm t_{0i} = D/2$, где D – долгота дня, рассчитанная как разность истинного солнечного времени между заходом (З) и восходом (В) Солнца. Время восхода (захода) Солнца в любые сутки (i) нами определяется линейной интерполяцией с использованием величин (В) и (З), приведенных на середину каждого месяца в соответствующих справочниках. При этом погрешность вычислений составила $\pm 2-5$ мин. Первые расчеты суточной инсоляции (Q'_i) по формуле, подобной (3.11), выполнялись М. Миланковичем. Вместо моментов восхода ($-t_{0i}$) и захода ($+t_{0i}$) Солнца использовались часовые углы этих моментов ($\pm \psi_{0i}$), найденные по формуле [125]

$$\cos \psi_{0i} = -\operatorname{tg} \varphi \cdot \operatorname{tg} \delta_i . \quad (3.14)$$

Большинством авторов суммарная коротковолновая радиация оценивается с использованием эмпирических и полуэмпирических связей (Q_i) с продолжительностью солнечного сияния ($T_{\text{исолн}}$) и баллом облачности (O_i). Используя экспериментальные данные по суммарной коротковолновой радиации и по продолжительности солнечного сияния ($T_{\text{исолн}}$), приведенные к суточным значениям, мы получили зависимость [132]

$$Q_i = Q_{\min} + 1,649T_{\text{исолн}} , \quad \text{при } r = 0,97 \pm 0,01, \quad (3.15)$$

где $Q_{\min} = 0,207 \text{ МДж/м}^2$ – величина суммарной коротковолновой радиации при отсутствии солнечного сияния ($T_{\text{исолн}} = 0$), сформированная, главным образом, за счет рассеянной коротковолновой радиации ($Q_{\text{рас}}$).

По уравнению (3.15) можно рассчитывать на территории Белорусского Полесья суточные величины суммарной коротковолновой радиации (Q_i) в реальные годы при наличии данных по продолжительности солнечного сияния.

На втором этапе моделирования среднесуточного количества суммарной коротковолновой радиации (Q_i) нами установлена зависимость между величинами (Q_i) и (Q'_i) [132]

$$Q_i = a + bQ'_i , \quad \text{при } r = 0,997 \pm 0,001, \quad (3.16)$$

где $a = -1,542$, $b = 0,575$ – коэффициенты уравнения как комплексные параметры, отражающие в реальных условиях пропускную способность атмосферы.

Данные коэффициенты имеют небольшую пространственно-временную изменчивость в пределах территории Белорусского Полесья. Отмечается тенденция к некоторому уменьшению коэффициента (a) в направлении низких широт. График сравнения измеренных ($Q_{\text{изм}}$) и рассчитанных ($Q_{\text{р}}$) среднесуточных величин суммарной коротковолновой радиации для метеостанции Василевичи представлен на рисунке 3.12. При этом измеренные суточные величины получены по экспериментальным месячным данным интерполяцией, а рассчитанные – моделированием с использованием предлагаемой методики. Хорошая сходимость измеренных и рассчитанных величин (Q_i) указывает на корректность и перспективность предлагаемой методики.

Суточное значение скомпенсированного радиационного баланса (R_i), как результирующая суммарной коротковолновой радиации (Q_i), отраженной радиации ($R_{i \text{ отр}}$) и эффективного излучения ($E_{i \text{ эф}}$), определяется по уравнению

$$R_i = Q_i - R_{i \text{ отр}} - E_{i \text{ эф}} . \quad (3.17)$$

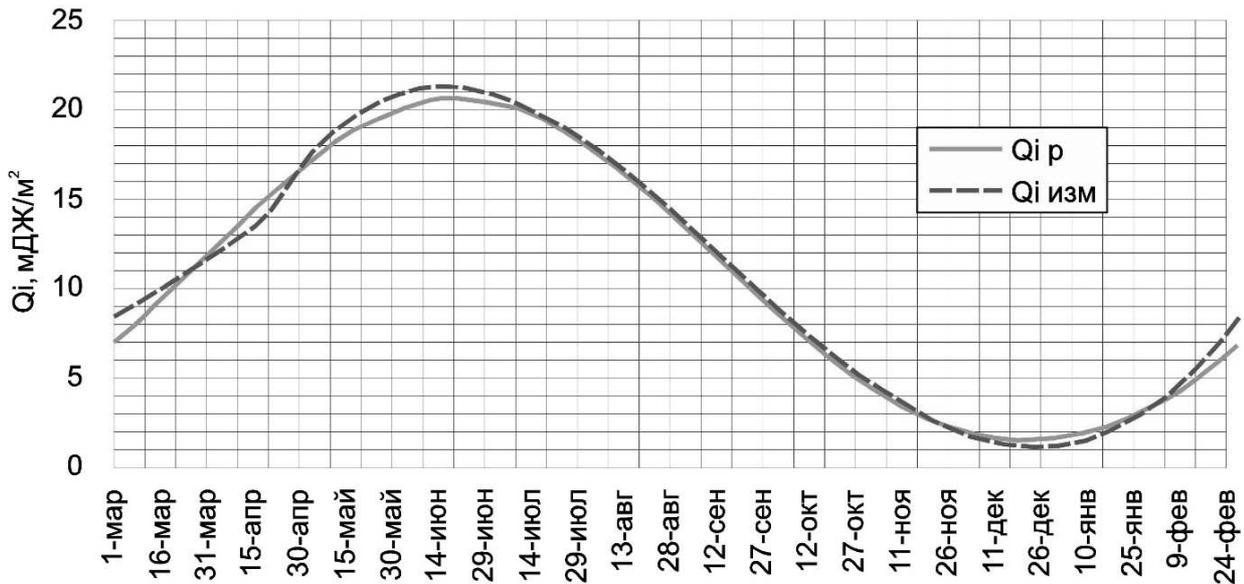


Рисунок 3.12 – График связи измеренных ($Q_{iизм}$) и рассчитанных (Q_{ip}) среднесуточных величин суммарной коротковолновой радиации (Q_i) для метеостанции Василевичи

Непосредственный расчет величин радиационного баланса (R_i) по уравнению (3.17) возможен при наличии данных по отраженной радиации ($R_{iотр}$) и эффективному излучению ($E_{iэф}$). Отраженная радиация ($R_{iотр}$) функционально связана с альбедо (A_i) и определяется как

$$R_{iотр} = A_i Q_i \quad (3.18)$$

Недостаточность опытных данных по излучению земной поверхности (E_{i3}) и противоизлучению атмосферы (E_{ia}) не позволяет непосредственно определять величину ($E_{iэф}$) по уравнению (3.5). Здесь уместно использование методов, базирующихся на связях эффективного излучения с массовыми метеорологическими характеристиками. Анализ экспериментальных данных позволил установить наиболее тесные связи среднесуточных величин эффективного излучения ($E_{iэф}$) со среднесуточными температурами поверхности почвы ($t_{i почв}$) и воздуха ($t_{i возд}$) [132]:

$$E_{iэф} = \exp(0,766 + 0,048t_{i почв}), \quad \text{при } r = 0,97 \pm 0,01, \quad (3.19)$$

$$E_{iэф} = \exp(0,781 + 0,056t_{i возд}), \quad \text{при } r = 0,95 \pm 0,01. \quad (3.20)$$

Разработанные нами методики определения среднесуточных величин коротковолновой радиации (Q_i) и радиационного баланса (R_i) успешно апробированы при оценке естественного радиационного режима на территории Белорусского Полесья. На рисунке 3.13 представлены измеренные и рассчитанные по системе формул величины среднесуточного радиационного баланса (R_i) для метеостанции Василевичи.

Отмечая хорошую сходимость измеренных и рассчитанных величин (R_i), необходимо признать, что в точках перегиба аппроксимирующей функции имеет место занижение рассчитанных значений среднесуточного радиационного баланса (R_i) на 0,4–0,8 МДж/м² (июнь) или их завышение на 0,2–0,4 МДж/м² (конец декабря – начало января).

Выполненное исследование дает возможность количественно оценить ту часть приходящей на земную поверхность солнечной энергии, которая с определенной закономерностью распределяется по исследуемой территории и активно участвует в процессах тепловлагообмена на мелиорируемых землях и водосборах, в целом.

Солнечное сияние в принятой нами терминологии означает наличие прямой солнечной радиации. При этом определяющим является не интенсивность, а сам факт поступления прямых солнечных лучей. По решению Всемирной метеорологической организации (ВМО) нижний порог, начиная с которого отмечается солнечное сияние, равен 0,12 квт/м². Продолжительность солнечного сияния (τ) определяется временем, когда солнце находится над горизонтом, и облачностью [94].

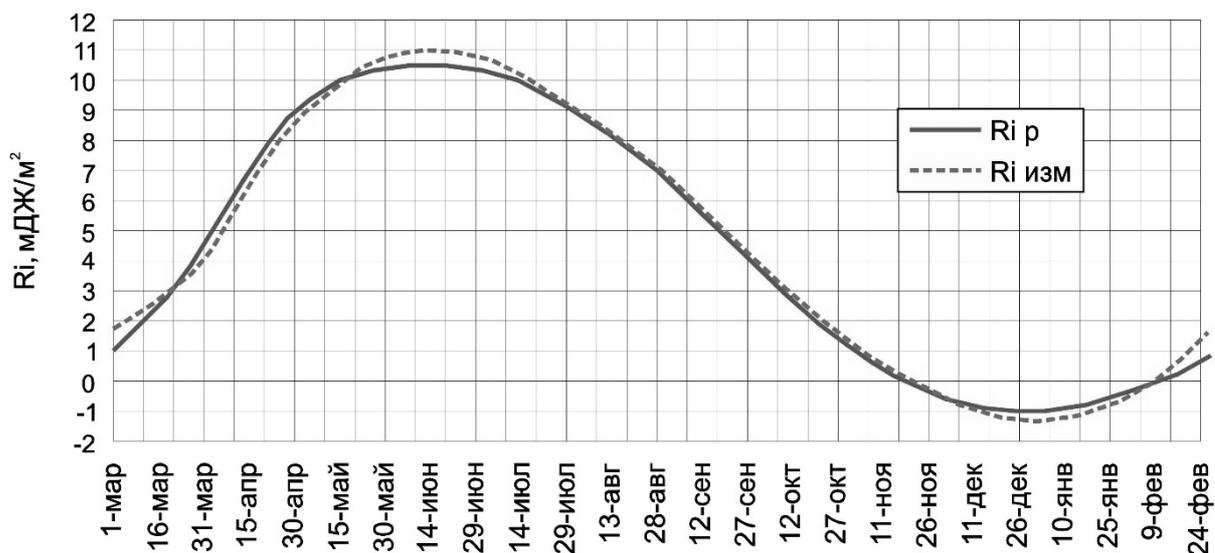


Рисунок 3.13 – График сравнения измеренных и рассчитанных по системе формул среднесуточных величин радиационного баланса (R_i) для метеостанции Василевичи

Максимально возможная продолжительность солнечного сияния на исследуемой территории составляет около 4510 ± 5 часов в год. Действительная продолжительность солнечного сияния значительно меньше и определяется режимом облачности. Так, для Бреста средняя многолетняя годовая интенсивность солнечного сияния за период 1975–2004 гг. составила 1824 часа. В отдельные годы (τ_r) может быть менее 1500 часов, например, в 1980 г. в Бресте (τ_r) составило 1392 часа. В 1980 г. лето в Бресте отличалось пасмурной погодой и обилием осадков. Начало 2000-х годов характеризуется наибольшей продолжительностью солнечного сияния в Бресте: 2000 г. – $\tau_r = 2119$ часов; 2002 г. – $\tau_r = 2010$ часов; 2003 г. – 2137 часов.

Среднее квадратическое отклонение для (τ_r) составляет 148 часов. Распределение (τ_r) близко к нормальному, и можно считать, что примерно в 70 % случаев годовая продолжительность отличается от средней не больше, чем на указанную величину [94].

В таблице 3.11 приведены характеристики продолжительности солнечного сияния за период 1975–2004 гг., а также данные по другим источникам и периодам.

Таблица 3.11 – Характеристики продолжительности солнечного сияния в Бресте

Период осреднения, источник информации	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Год
τ , часов за 1975 – 2004 гг. Осредненные данные по метеостанции Брест	46	76	128	180	264	256	260	254	152	118	50	38	1824
Среднее квадратическое отклонение, часов	15	25	35	42	38	49	53	43	46	42	18	15	148
Отношение фактической и возможной продолжительности, %	18	27	35	43	54	51	52	56	40	36	19	16	40
τ , часов за 1949–1963 гг. [95]	43	66	141	181	246	269	262	239	199	129	42	33	1850
τ , часов за 1938–1980 гг. [145]	49	68	137	170	238	265	259	241	187	116	43	33	1806

Как видно из таблицы 3.11, данные по различным источникам существенно отличаются. Это связано прежде всего с использованием различных периодов осреднения, приходящихся на различные климатические эпохи. Так, считается, что максимальная продолжительность солнечного сияния приходится на июнь. Однако данные последних 30 лет говорят о значительной трансформации климатических характеристик. Нынешний максимум (τ) приходится на май, а его значения в июне еще и меньше июльских. Обнаруживается тенденция перераспределения продолжительности солнечного сияния между смежными месяцами. Например, в феврале имеет место увеличение значений (τ), а затем их снижение в марте. Такая же картина наблюдается в мае-июне, августе-сентябре.

На рисунке 3.14 приведен внутригодовой ход возможной и фактической продолжительности солнечного сияния в Бресте. Кривые практически следуют синхронно, за исключением снижения и увеличения (τ) в отмеченные месяцы. Указанные трансформации связаны с изменением режима облачности и в итоге режима выпадения атмосферных осадков.

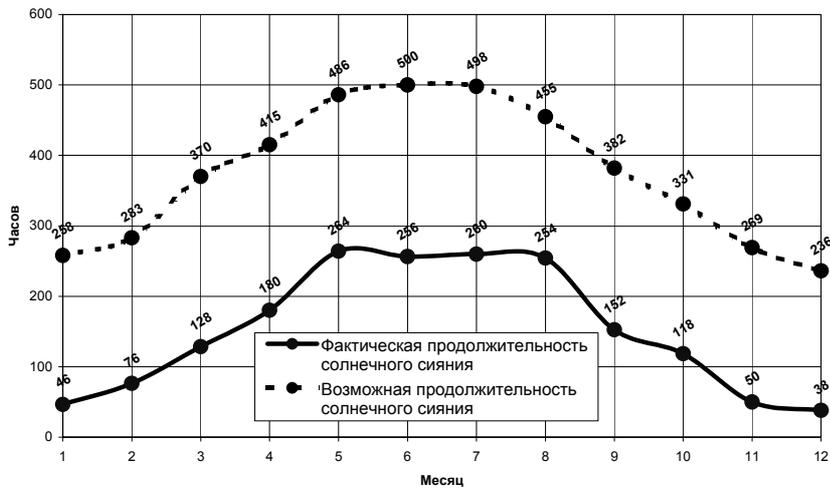


Рисунок 3.14 – Возможная и фактическая продолжительность солнечного сияния в Бресте, часов

В таблице 3.12 приведены данные по среднесуточной продолжительности солнечного сияния для метеостанций Белорусского Полесья.

Таблица 3.12 – Среднесуточная продолжительность солнечного сияния на территории Белорусского Полесья, $T_{солн}$, часов

Метеостанция	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Брест	1,6	2,3	4,5	5,9	8,3	8,6	8,8	8,2	5,8	4,0	1,6	1,1
Высокое	1,7	2,3	4,5	5,9	8,3	8,8	8,8	8,3	5,8	3,9	1,5	1,1
Ивацевичи	1,6	2,4	4,5	5,9	8,8	9,1	9,2	8,4	5,7	3,9	1,5	1,1
Пинск	1,7	2,3	4,6	6,0	8,4	9,0	9,0	8,3	5,9	3,9	1,5	1,1
Полесская	1,5	2,5	4,1	6,0	8,5	8,6	9,0	8,3	4,8	4,1	1,6	1,0
Пружаны	1,7	2,3	4,5	5,9	8,3	8,8	8,8	8,3	5,8	3,9	1,5	1,1
Брагин	1,6	2,4	4,6	6,0	8,7	9,0	9,1	8,4	5,8	3,9	1,5	1,1
Василевичи	1,6	2,3	4,4	6,0	8,8	9,2	9,3	8,4	6,0	3,7	1,4	1,1
Гомель	1,6	2,4	4,5	5,9	8,8	9,1	9,2	8,4	5,7	3,9	1,5	1,1
Житковичи	1,6	2,3	4,6	6,0	8,6	9,0	9,0	8,3	5,9	3,8	1,5	1,1
Лельчицы	1,5	2,5	4,1	6,0	8,5	8,6	9,0	8,3	4,8	4,1	1,6	1,0
Мозырь	1,6	2,4	4,6	6,0	8,5	9,0	9,0	8,4	5,9	3,8	1,5	1,1

3.4. Циркуляционные факторы климата

Давление воздуха практически полностью определяется циркуляционными процессами атмосферы, зависит от географического местоположения и высоты местности над уровнем моря. В практике пользуются данными по атмосферному давлению, определенному на уровне станции, а также приведенному к уровню моря. Переход от одного уровня к другому осуществляется с помощью приближенного соотношения: на каждые 8 метров увеличения высоты давление уменьшается на 1 гПа. В метеорологии давление иногда приводится в миллибарах (1мб = 1гПа). В быту (телевизионных прогнозах погоды и др.) атмосферное давление дается в миллиметрах ртутного столба. В этих же единицах тарированы бортовые авиационные и многие другие приборы (0,75 мм рт. столба = 1 гПа). На рисунке 3.15 приведен внутригодовой ход давления воздуха в Бресте и Пружанах. Осреднение выполнено за период 1975–2004 гг.

Внутригодовой ход атмосферного давления на территории Белорусского Полесья имеет свои особенности: максимум – в октябре, минимум – в июне. В среднем для Беларуси максимум имеет место в наиболее холодном месяце – январе, а минимум – в наиболее теплом – июле, что соответствует