

*И*НЖЕНЕРНО-ФИЗИЧЕСКИЙ
ЖУРНАЛ

JOURNAL
OF ENGINEERING PHYSICS
AND THERMOPHYSICS

Отдельный оттиск
Offprint

Том 95, № 2
Vol. 95, No. 2

МАРТ–АПРЕЛЬ
MARCH–APRIL

2022

ИНЖЕНЕРНО-ФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

Основан в январе 1958 г.

2022. ТОМ 95, № 2 (МАРТ–АПРЕЛЬ)

СОДЕРЖАНИЕ

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕОРИИ ПЕРЕНОСА

Цирлин А. М., Гагарина Л. Г. Расчет теплообмена для потоков с переменной теплоемкостью	289
Смутьский И. И. Палеотемпературы поверхности Земли.	
1. Определение среднегодовой температуры Земли и полушарий	298
Смутьский И. И. Палеотемпературы поверхности Земли.	
2. Определение среднеширотной приповерхностной теплоемкости Земли	306
Ушаков А. А., Орлов А. А., Совач В. П. Накопление компонентов изотопной смеси в разделительном каскаде.....	316

ТЕПЛОПРОВОДНОСТЬ И ТЕПЛООБМЕН В ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

Фираго В. А. Коррекция сигналов микроболометрической матрицы, обеспечивающая повышение достоверности изменения температуры объектов. Часть 2.....	323
Ефимов К. Н., Овчинников В. А., Якимов А. С. Численное моделирование термоэлектронной тепловой защиты при высокосубзвуменном обтекании многослойной оболочки	335
Соловьев С. В. Моделирование конвективного теплопереноса в сферическом слое электропроводной жидкости при подводе и отводе тепла	350
Рудобашта С. П., Карташов Э. М., Зуева Г. А. ИК-сушка пластины в непрерывно действующем электромагнитном поле.....	364
Формалев В. Ф., Карташов Э. М., Колесник С. А. Волновой теплоперенос в анизотропном полупространстве под действием точечного источника теплоты экспоненциального характера на основе волнового уравнения параболического типа	373
Мацевитый Ю. М., Стрельникова Е. А., Повгородный В. О., Сафонов Н. А., Ганчин В. В. К решению обратных задач теплопроводности и термоупругости.....	381
Redko A., Redko O., Kulikova N., Pavlovskiy S., and DiPippo R. Rational Thermodynamic Parameters of Multistage Power Cycles Appropriate for Low-to-Moderate Geothermal Resources.....	387
Babitha and Madhura K. R. Analysis of Thermal Performance, Efficiency, and Effectiveness of a Straight Porous Fin with Variable Thermal Conductivity	399

ГИДРОГАЗОДИНАМИКА В ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

Сергеев Д. А., Кандауров А. А., Стуленков А. В., Суворов А. С. Лабораторное моделирование процессов возбуждения звука автоколебательными режимами в течениях в трубопроводах систем теплообмена	408
Волков К. Н., Емельянов В. Н., Чернышов П. С. Газодинамические и акустические характеристики струи, истекающей из конического сопла в затопленное пространство.....	416
Дмитриев А. В., Фарахов М. М., Хафизова А. И., Дмитриева О. С., Мадышев И. Н., Гилязов А. Д., Ахмитшин А. А. Исследование процесса взаимодействия жидкости и газа в струйно-плечном контактном устройстве	428
Матвиенко О. В., Мартынов П. С. Математическое моделирование теплопереноса и химического реагирования в закрученном потоке равновесно-диссоциирующего газа	435
Богданов В. И., Ханталин Д. С. Выходные устройства с резонаторами-усилителями тяги для реактивных двигателей	448
Албагачиев А. Ю., Холин Н. Н. Высокоскоростное проникание вязкоупругого стержня в металлическую преграду.....	459

Танашева Н. К., Бахтыбекова А. Р., Шаймерденова Г. М., Сакипова С. Е., Шуюшбаева Н. Моделирование аэродинамических характеристик ветроэнергетической установки с вращающимися цилиндрическими лопастями на основе пакета ANSYS	465
Суров В. С. К расчету течений гетерогенных сред многомерным узловым методом характеристик.....	471

ТЕПЛОПЕРЕНОС ПРИ ФАЗОВЫХ ПРЕВРАЩЕНИЯХ

Федорович Е. Д., Коваленко А. Н., Макухин С. С. Моделирование капиллярного подсоса жидкости к сухим пятнам под паровыми пузырями как фактора повышения критической плотности теплового потока при кипении на пористой поверхности.....	481
---	-----

ТЕПЛО- И МАССОПЕРЕНОС В ДИСПЕРСНЫХ И ПОРИСТЫХ СРЕДАХ

Долгунин В. Н., Куди А. Н., Тараканов А. Г. Структурная неоднородность и эффекты сепарации по размеру и плотности при гравитационном течении зернистых материалов	492
Крючков Ю. Н. Оценка параметров пористой структуры порошковых материалов	504
Келбалиев Г. И., Расулов С. Р., Тагиев Д. Б. Моделирование процессов гидравлической диффузии и фильтрации нефти в пористом пласте	508

КИНЕТИЧЕСКАЯ ТЕОРИЯ ПРОЦЕССОВ ПЕРЕНОСА

Ни А. Э. Гибридная LBGK-FD модель для исследования турбулентной естественной конвекции	518
---	-----

НАНОСТРУКТУРЫ

Гузей Д. В., Минаков А. В., Рудяк В. Я. Численное моделирование вынужденной конвекции наножидкости при ее ламинарном течении с учетом термодиффузии	526
Махманов У. К. Рефрактивные и электрофизические свойства дисперсных растворов фуллерена C ₆₀ в двухкомпонентных растворителях	537
Okafor Anthony Amaechi and Mgbemena Chinedum Ogonna Preparation of Hybrid Nanofluids, Their Thermophysical Properties, and Stability Parameters	543

ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Щемелёв А. П., Самуйлов В. С., Голубева Н. В., Поддубский О. Г. Термодинамические свойства жидкой смеси циклогексан + декалин при температурах 298.15–433.15 К и давлениях до 100 МПа.....	549
---	-----

РАЗНОЕ

Дубинов А. Е., Тараканов В. П. Влияние проводимости стенок резонатора на характеристики СВЧ-генератора с виртуальным катодом: численные эксперименты	562
--	-----

Ответственный за выпуск: Л. Н. Шемет

Подписано в печать 01.03.2022. Формат 60×84%. Бумага офсетная.
Усл. печ. л. 32,43. Уч.-изд. л. 29,93. Тираж 64 экз. Заказ № 32

Отпечатано в Республиканском унитарном предприятии "Издательский дом "Беларуская навука".
Свидетельство о государственной регистрации издателя, изготовителя, распространителя печатных изданий №1/18 от 02.08.2013.
ЛП № 02330/455 от 30.12.2013.

220141, г. Минск, ул. Ф. Скорины, 40

© Институт тепло- и массообмена им. А. В. Лыкова Национальной академии наук Беларуси

УДК 551.581+551.583+523.2

И. И. Смольский

ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ.

2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ СРЕДНЕШИРОТНОЙ ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ ТЕПЛОЕМКОСТИ ЗЕМЛИ

Предложены два способа расчета среднеширотной приповерхностной теплоемкости Земли: 1) по широтному изменению температуры Земли и 2) по инсоляции Земли в современную эпоху и ее изменению со временем. С использованием полученных значений этой теплоемкости определены профили среднеширотных палеотемператур Земли в три экстремальные эпохи за последние 50 тыс. лет и рассчитана эволюция палеотемпературы за последние 200 тыс. лет.

Ключевые слова: среднеширотная температура, инсоляция, теплоемкость, палеотемпература, палеоклимат.

Введение. Рассматривается метод определения палеотемператур на основе данных, полученных в [1], и приводятся результаты расчетов, выполненных с его помощью.

Зависимость приповерхностной температуры Земли от ее инсоляции. Из физики известно, что приращение количества тепла ΔQ , подводимого к телу, приводит к повышению его температуры на величину

$$\Delta t = \Delta Q / (mC), \quad (1)$$

где m и C — масса и удельная теплоемкость тела. Используем зависимость (1) для исследования процессов инсоляции Земли. Распределение годового количества тепла, поступающего на Землю, является неравномерным. Обозначим удельную теплоемкость поверхности Земли (теплоемкость на 1 м^2 ее поверхности) на широте φ как C_φ . В соответствии с (1) можно считать, что в современную эпоху температура на широте $\varphi_2 = \varphi_1 + \Delta\varphi$ изменится за счет изменения количества тепла $Q_{t0}(\varphi_2)$ по сравнению с количеством тепла $Q_{t0}(\varphi_1)$ на широте φ_1 на величину

$$\Delta t_0 = t_0(\varphi_2) - t_0(\varphi_1) = \frac{Q_{t0}(\varphi_2) - Q_{t0}(\varphi_1)}{C_{\varphi_1}}. \quad (2)$$

Приповерхностная теплоемкость Земли C_{φ_1} , средняя по широте φ и всем меридианам, определяется совокупностью физических, химических и географических процессов, происходящих на поверхности Земли на широте φ . Поэтому можно считать, что при неизменности свойств этой поверхности теплоемкость C_{φ_1} в другую эпоху будет такой же. Тогда приповерхностную температуру $t(\varphi)$ в эпоху T можно определить по современной температуре $t_0(\varphi)$ и изменению количества тепла $Q_T(\varphi) - Q_{t0}(\varphi)$:

$$t(\varphi) = t_0(\varphi) + \frac{Q_T(\varphi) - Q_{t0}(\varphi)}{C_{\varphi_1}}, \quad (3)$$

где $t_0(\varphi)$ — распределение температуры по широте φ в современную эпоху, $Q_T(\varphi)$ — количество солнечного тепла, поступающего на Землю в эпоху T . Точность выражения (3) определяется тем, насколько точно на данной широте φ будет определена теплоемкость C_{φ_1} . Согласно (2), в современную эпоху ее можно рассчитать с помощью разностей тепла $Q_{t0}(\varphi_2) - Q_{t0}(\varphi_1)$ и температуры $t_0(\varphi)$ на этих широтах:

$$C_{\varphi_1} = \frac{Q_{t0}(\varphi_2) - Q_{t0}(\varphi_1)}{t_0(\varphi_2) - t_0(\varphi_1)}, \quad (4)$$

где приземная теплоемкость C_{φ_1} определяется на промежуточной широте $\varphi = 0.5(\varphi_1 + \varphi_2)$.

Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН. 625026, г. Тюмень, ул. Малыгина, 86; э-почта: jsmulsky@mail.ru. Поступила 10.08.2020.

Для годовой инсоляции $Q_{t0,i}$ и обобщенной температуры t_{0i} в современную эпоху $T = 0$ мы имеем индексированные переменные, которые представлены через 5° широты в $I_f = 37$ точках, начиная с 90° . Для расчета теплоемкости $C_{\phi 1i}$ годовая инсоляция $Q_{t0,i}$ была определена в $I_{f3} + 1 = 73$ точках через 2.5° : $Q_{t0,i2}$, $i_2 = 1, 2, \dots, I_{f3} + 1$. По этим значениям $Q_{t0,i2}$ рассчитаны разности $\Delta Q_{t0}(\phi_i)$ через 5° широты.

Как уже отмечалось, профиль температуры t_{0i} является дискретной функцией, определяемой в результате ряда приближений. Поэтому разности температур Δt_{0i} на соседних широтах ϕ_1 и ϕ_2 не являются гладкими функциями. Поэтому необходимо сглаживать теплоемкость для того, чтобы не было ее скачков на каждой широте. Установлено, что такая сглаженная теплоемкость практически не отличается от теплоемкости, в которой разности температур Δt_{0i} , получены по аппроксимационной температуре $t_{0,a}$:

$$\Delta t_o(\phi) = (dt_{o,a}/d\phi)\Delta\phi, \quad (5)$$

где производная $dt_{o,a}/d\phi$, согласно (2) в [1], определяется как

$$dt_{o,a}/d\phi = k_2 k_3 \cos(k_3\phi + k_4) + k_5 k_6 \cos(k_6\phi + k_7). \quad (6)$$

Как уже отмечалось, аппроксимационный профиль температуры $t_{0,a}$ не учитывает выступ в профиле t_{0i} в экваториальных широтах Северного полушария (рис. 1 в [1]). Этот выступ будет учтен в профиле t_{0i} , который используется в выражении (3) для определения профиля температуры другой эпохи. Поэтому использование Δt_o , согласно (5), не приводит к ощутимым погрешностям определения температуры. Тогда, согласно (4), теплоемкость в терминах индексированной переменной и безразмерной годовой инсоляции $Q_{t,nd}$ запишется как

$$C_{\phi,r,1i} = \Delta Q_{t,nd,0}(\phi_i)/\Delta t_o(\phi_i), \quad (7)$$

где относительная приземная теплоемкость

$$C_{\phi,r,1i} = C_{\phi,1i}/Q_{t0}^{45}. \quad (8)$$

Разность инсоляций $\Delta Q_{t,nd,0}(\phi_i) = Q_{t,nd,0}(\phi_{i-1}) - Q_{t,nd,0}(\phi_{i+1})$ определяется на широте ϕ_i по соседним широтам. Как видно из рис. 2, а в [1], на экваторе и на полюсах инсоляция $Q_{t,nd,0}$ выходит на горизонтальные участки, поэтому $\Delta Q_{t,nd,0} \approx 0$. В связи с этим теплоемкость на этих участках определяется как полусумма теплоемкостей в соответствующих точках:

$$C_{\phi,r,1,1} = 0.5(C'_{\phi,r,1,1} + C'_{\phi,r,1,2}), \quad C_{\phi,r,1,18} = 0.5(C'_{\phi,r,1,17} + C'_{\phi,r,1,19}), \quad (9)$$

$$C_{\phi,r,1,37} = 0.5(C'_{\phi,r,1,36} + C'_{\phi,r,1,37}),$$

где теплоемкости со штрихом определены по (4). На рис. 1 точками показано распределение поверхностной теплоемкости $C_{\phi,r,1}$ по широте Земли. В наибольшей мере она изменяется в высоких широтах $|\phi| > 60^\circ$, а на широтах $|\phi| < 60^\circ$ ее значения находятся вблизи $0.021/^\circ\text{C}$.

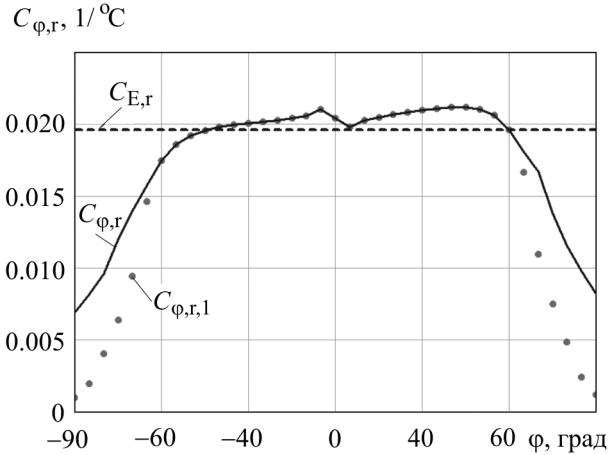


Рис. 1. Распределение относительной приповерхностной теплоемкости Земли по ее широте при $C_{E,r} = 1.9633 \cdot 10^{-2} 1/^\circ\text{C}$: сплошная линия — $C_{\phi,r}$; точки — $C_{\phi,r,1}$

Согласно (8), профиль температуры (3) в любую эпоху запишется в терминах относительной теплоемкости $C_{\varphi,r,li}$ как

$$t_1(\varphi_i) = t_{oi} + \frac{Q_{t,n,d}(\varphi_i) - Q_{t,n,d,0}(\varphi_i)}{C_{\varphi,r,li}}. \quad (10)$$

По формуле (10) были рассчитаны профили среднегодовых температур $t_1(\varphi_i)$ в современную эпоху и в три экстремальные эпохи $T = 15.88, 31.28$ и 46.44 т.л.н. (рис. 2). Как следует из (10), профиль температуры $t_1(\varphi_i)$ в современную эпоху совпадает с профилем t_{oi} . Из рис. 2 видно, что в низких широтах ($|\varphi| \leq 45^\circ$) профили температуры мало отличаются друг от друга. В высоких широтах они отличаются существенно. Например, на Северном полюсе температура изменяется от 127°C в эпоху $T = 31.28$ т.л.н. до -190°C в эпоху $T = 46.44$ т.л.н. Такие большие изменения приповерхностной температуры свидетельствуют о том, что определенная по (7) теплоемкость для высоких широт требует уточнения.

Профили годовой инсоляции в эквивалентных широтах $I_t(\varphi)$, представленные на рис. 2, б в [1], позволяют определить профили температур эпох по современному профилю температуры $t_o(\varphi)$. Для этого в профиль температуры $t_o(\varphi)$ вместо широты φ нужно подставить $I_t(\varphi)$:

$$t_2(\varphi) = t_o(I_t(\varphi)). \quad (11)$$

Однако для индексированных переменных температуры t_{oi} и инсоляции I_{ti} нельзя выполнить такую простую операцию, поскольку значения инсоляции в эквивалентных широтах $I_t(\varphi)$ могут быть разными и не совпадать с дискретными значениями φ_i , для которых задана температура t_{oi} . Поэтому для каждой широты φ_i в эпоху T необходимо находить индекс I_{n_i} , который будет соответствовать современной широте $\varphi_{I_{n_i},i}$ с близким значением к инсоляции $I_{t,I_{n_i}}$. Затем по этому значению и соседнему с ним можно линейной интерполяцией найти температуру, соответствующую инсоляции на широте φ_i . С учетом этого условия температура для Северного полушария будет определяться как

$$t_{2,N}(\varphi_i) = t_{oI_{n_{i-1}}} - \frac{t_{oI_{n_{i-1}}} - t_{oI_{n_i}}}{\varphi_{I_{n_{i-1}}} - \varphi_{I_{n_i}}} (\varphi_{I_{n_{i-1}}} - I_{ti}), \quad (12)$$

где $\varphi_i = 90, 85, \dots, 5, 0^\circ$. Значение индекса I_{n_i} для широты φ_i вычисляется так, чтобы годовая инсоляция I_{ti} находилась между соседними широтами в точках $I_{n_{i-1}}$ и I_{n_i} . Это позволяет по значению I_{ti} интерполировать температуру по температуре в точках $I_{n_{i-1}}$ и I_{n_i} .

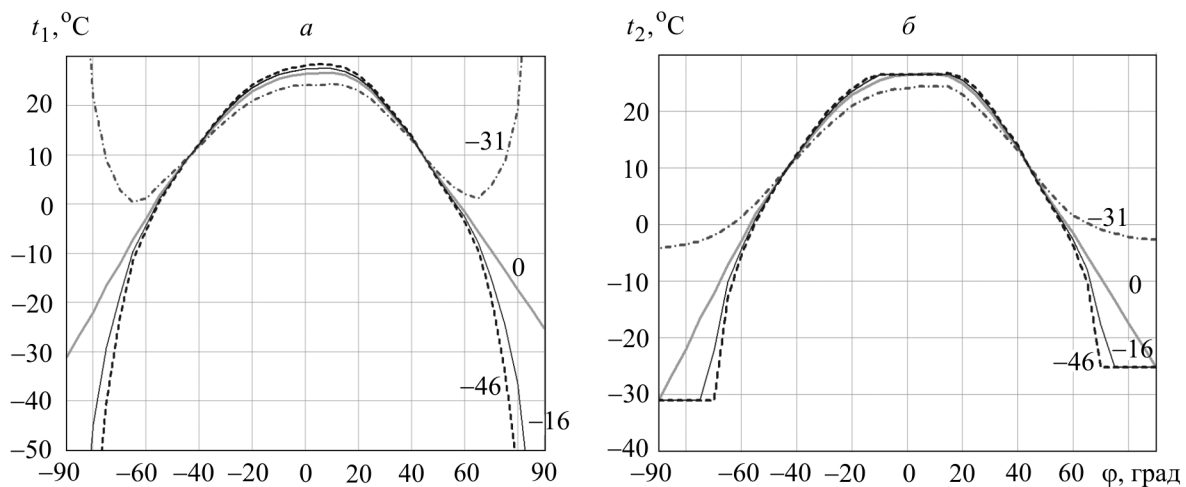


Рис. 2. Профили годовых температур Земли t_1 (а) и t_2 (б) в современную эпоху $T = 0$ кут и в эпохи $T = -15.88, -31.28$ и -46.44 кут

Согласно рис. 1 в [1], профиль температуры t_{oi} имеет максимум в Северном полушарии при $\varphi = 10^\circ$. Выражение (12) записано для восходящей ветви t_{oi} , а для нисходящей ветви, включая все Южное полушарие, температура определяется по формуле

$$t_{2,S}(\varphi_{Si}) = t_{0,I_{Sn_i}} - \frac{t_{0,I_{Sn_i}} - t_{0,I_{Sn_{i+1}}}}{|\varphi_{I_{Sn_i}}| - |\varphi_{I_{Sn_{i+1}}}|} (|\varphi_{I_{Sn_i}}| - I_{t,S,i}), \quad (13)$$

где $\varphi_{Si} = 10, 5, 0, -5, -10, \dots, -90^\circ$. Здесь индекс I_{n_i} вычисляется также так, чтобы инсоляция $I_{t,I_{n_i}}$ находилась между соседними широтами. Согласно формулам (12) и (13), на перекрывающихся участках $\varphi = 10$ и 5° температуры отличаются. Поэтому они рассчитываются по формулам

$$t_2 = 0.3t_{2,N} + 0.7t_{2,S}. \quad (14)$$

Коэффициенты 0.3 и 0.7 в формуле (14) определены из условия равенства температуры t_2 температуре t_0 в современную эпоху.

Профили температуры t_2 , определенные по (12)–(14) для четырех эпох, представлены на рис. 3. Как видно из рис. 2, б в [1], в холодные эпохи инсоляция в экваториальной области ограничена $I_t = 0^\circ$, а на высоких широтах $I_t = 90^\circ$. Поэтому температуры t_2 на рис. 3 также ограничены на этих широтах: 26.46°C в экваториальной зоне, -25°C в зоне Северного полюса и -31°C в зоне Южного полюса. В холодные эпохи $T = 15.89$ и 46.44 т.л.н. профили температуры имеют эти ограничения в экваториальных и полярных широтах. А в теплую эпоху $T = 31.28$ т.л.н. температура t_2 не имеет таких ограничений. Поэтому этот вариант представляет температуру без искажения. Профили температуры $t_2(\varphi)$ (рис. 3) во все эпохи совпадают с профилями $t_1(\varphi)$ (рис. 2) в области широт $|\varphi| \leq 60^\circ$, за исключением экваториальной области для холодных эпох $T = 15.88$ и 46.44 т.л.н.

Как уже отмечалось, требуется уточнение теплоемкости $C_{\varphi,r,1}$ в высокоширотной области. Его можно выполнить по неискаженному профилю температуры t_2 в теплую эпоху $T = 31.28$ т.л.н. Тогда по аналогии с (4) и (7) запишем выражение

$$C_{\varphi,r,2,i} = \frac{Q_{t,nd,31}(\varphi_i) - Q_{t0}(\varphi_i)}{t_{2,31}(\varphi_i) - t_0(\varphi_i)}, \quad (15)$$

где $Q_{t,nd,31}(\varphi_i)$ и $t_{2,31}(\varphi_i)$ — безразмерная годовая инсоляция и температура в эпоху 31.28 т.л.н.

Для сглаживания стыковки профилей теплоемкостей $C_{\varphi,r,1}$ и $C_{\varphi,r,2}$ в переходных точках рассчитывается средняя теплоемкость в этих точках:

$$C_{\varphi,r,i} = 0.5(C_{\varphi,r,1,i} + C_{\varphi,r,2,i}) \text{ при } |\varphi_i| = 65^\circ. \quad (16)$$

Таким образом, скорректированная приповерхностная теплоемкость Земли $C_{\varphi,r,i}$ определяется выражениями (7), (15) и (16). Профиль $C_{\varphi,r} = C_{\varphi,r,i}$ представлен сплошной линией на рис. 1 и приведен в табл. 2 работы [1]. Средняя по поверхности Земли приповерхностная теплоемкость, вычисленная в соответствии с (5) работы [1], равна $C_{E,r} = 1.9633 \cdot 10^{-2} \text{ 1/}^\circ\text{C}$. Приповерхностная теплоемкость в размерном виде $C_{\varphi,i}$ определяется умножением относительной теплоемкости $C_{\varphi,r,i}$ на годовую инсоляцию Q_{t0}^{45} на широте $\varphi = 45^\circ$, т. е.

$$C_{\varphi,i} = C_{\varphi,r,i} Q_{t0}^{45}. \quad (17)$$

С учетом (17) средняя по поверхности Земли теплоемкость в размерном виде будет определяться как

$$C_E = C_{E,r} Q_{t0}^{45} = 1.95 \cdot 10^5 \text{ кДж/(м}^2 \cdot ^\circ\text{C)}. \quad (18)$$

При скорректированной теплоемкости $C_{\varphi,r,i}$ профили температуры $t(\varphi)$ в любую эпоху T определяются выражением (10), где вместо $C_{\varphi,r,1,i}$ подставляется $C_{\varphi,r,i}$. На рис. 3 эти профили температуры представлены для четырех эпох. В экваториальной области годовые температуры отличаются на 4°C .

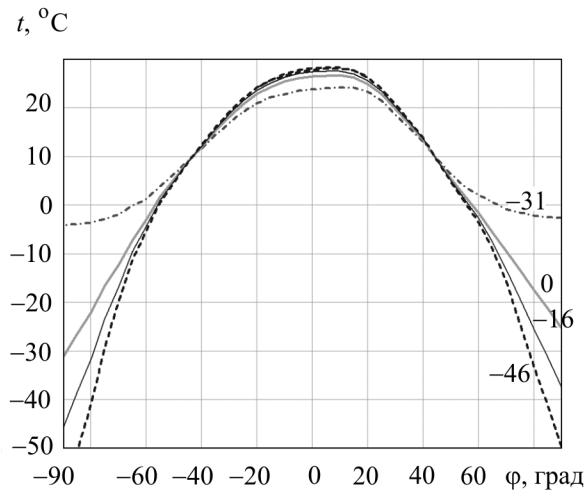


Рис. 3. Распределение среднегодовой приповерхностной температуры Земли t , рассчитанной по теплоемкости $C_{\phi,r}$ и годовой инсоляции $Q_{t,nd}$ по ее широте в современную эпоху $T = 0$ куг и в эпохи $T = -15.88, -31.28$ и -46.44 куг

На широте 45° температуры не меняются. После $\phi = 60^\circ$ различие профилей нарастает и на полюсах они отличаются на $50\text{--}60^\circ\text{C}$. В табл. 1 приведены значения температур на экваторе и на полюсах для этих четырех эпох.

По среднегодовым температурам, представленным на рис. 3, с помощью выражений (5) и (6) в [1] были рассчитаны среднегодовые температуры Земли и полушарий для четырех эпох (табл. 2). В самую теплую эпоху $T = 31.28$ т.л.н. температуры Земли и полушарий примерно на 0.4°C выше по сравнению с современной эпохой, а в холодную эпоху $T = 46.44$ т.л.н. они на столько же ниже. При практически неизменных инсоляциях в рассматриваемые эпохи эти небольшие изменения температуры могут существовать за счет изменения широтного распределения температуры, представленного на рис. 3. Поэтому данные табл. 2 являются косвенным подтверждением достоверности среднеширотных температур на рис. 3.

Среднюю палеотемпературу Земли в эпоху T можно оценить по приповерхностной теплоемкости Земли $C_{E,r}$:

$$t_E(T) = t_{E,0} + \frac{Q_{t,nd,E}(T) - Q_{t,nd,E,0}}{C_{E,r}}, \quad (19)$$

где $t_{E,0}$ и $Q_{t,nd,E,0}$ — температура Земли и безразмерная годовая инсоляция, соответственно, в современную эпоху. Согласно табл. 1 в [1], $Q_{t,nd,E}(T)$ указанных четырех эпох практически не отличается от $Q_{t,nd,E,0}$. Поэтому, в соответствии с (19), температура Земли в эти эпохи не изменяется. Оценка по формуле (19) с точностью $\pm 0.45^\circ\text{C}$ совпадает с расчетами средней палеотемпературы Земли по среднеширотной температуре, представленными в табл. 2. Поэтому в случаях, когда инсоляция $Q_{t,nd,E}(T)$ отличается от современной инсоляции $Q_{t,nd,E,0}$, можно воспользоваться формулой (19) для расчета температуры Земли с ожидаемой погрешностью $\pm 0.45^\circ\text{C}$.

Таблица 1. Приповерхностные среднегодовые температуры на экваторе и полюсах Земли в четыре эпохи

T , куг	t , $^\circ\text{C}$		
	ϕ , град		
	0	90	–90
0	26.5	–25.3	–31.1
–15.88	27.4	–37.4	–45.6
–31.28	24.2	–2.65	–4.09
–46.44	28.2	–49.7	–60.2

Таблица 2. Средние приповерхностные палеотемпературы Земли и ее полушарий в четыре эпохи

T , куг	t_{NH} , $^\circ\text{C}$	t_{SH} , $^\circ\text{C}$	t_E , $^\circ\text{C}$
0	15.10	13.73	14.41
–15.88	14.93	13.46	14.19
–31.28	15.44	14.32	14.88
–46.44	14.77	13.21	13.99

Эволюция температуры на поверхности Земли. В работах [2–4] приведены изменения количества годового тепла Q_t за 200 т.л.н., которые позволяют определить эволюцию температуры Земли на этом интервале времени по формуле (10). При этом в (10) вместо первоначальной теплоемкости $C_{\varphi,r,1,i}$ используется скорректированная теплоемкость $C_{\varphi,r,i}$. В формулу (10) входят индексированные переменные t_{0i} , $Q_t(\varphi_i)$ и $C_{\varphi,r,i}$ в точках широты φ_i . Чтобы определить температуру на любой широте в промежутке между точками φ_i , воспользуемся линейной интерполяцией этих величин. Например, теплоемкость на широте в интервале от φ_i до φ_{i+1} определяется как

$$C_{\varphi,r} = C_{\varphi,r,i} + \frac{C_{\varphi,r,i+1} - C_{\varphi,r,i}}{\varphi_{i+1} - \varphi_i} (\varphi - \varphi_i). \quad (20)$$

Аналогично (20) на любой широте определяются температура $t_0(\varphi)$ и безразмерная годовая инсоляция в современную эпоху $Q_{t,nd,0}(\varphi)$. Тогда вместо (10) температура в любую эпоху T на любой широте будет определяться по формуле

$$t(T, \varphi) = t_0(\varphi) + \frac{Q_{t,nd}(T, \varphi) - Q_{t,nd,0}(\varphi)}{C_{\varphi,r}}, \quad (21)$$

где $Q_{t,nd}(T, \varphi)$ — безразмерная годовая инсоляция в эпоху T на широте φ .

На рис. 4 представлены изменения среднегодовой приповерхностной температуры Земли за 200 т.л.н. на 9-и ее широтах. Широта 65° Северного полушария принята М. Миланковичем в качестве индикатора изменения климата [5]. На этой широте в современную эпоху ($T = 0$) среднегодовая температура равна -5.6°C . Затем она повышается и в эпоху $T = 2.8$ т.л.н. имеется ее небольшой оптимум -5.46°C , после которого температура уменьшается до -7.62°C в эпоху $T = 15.32$ т.л.н. Это середина последнего ледникового периода. После него температура повышается до 0.66°C в эпоху $T = 31$ т.л.н. Это середина теплого периода, который в Западной Сибири называется Каргинским [3]. После теплого периода температура уменьшается и в эпоху $T = 46.4$ т.л.н. снижается до минимума температуры -9.05°C предпоследнего ледникового периода. Это самый холодный период за 200 т.л.н. А самой теплой эпохой была эпоха $T = 111.8$ т.л.н. с температурой 0.75°C . Таким образом, на указанной широте температура изменяется от 0.75 до -9.05°C , т. е. диапазон колебаний составляет 9.8°C .

Следует отметить, что оптимумы, установленные по летней инсоляции Q_s на широте 65° Северного полушария [3], наступают в эпохи немного отличающиеся, например, в $T = 4.16, 15.88, 31.28$ и 46.44 т.л.н., что соответствуют оптимуму Голоцена и серединам последнего оледенения, теплого

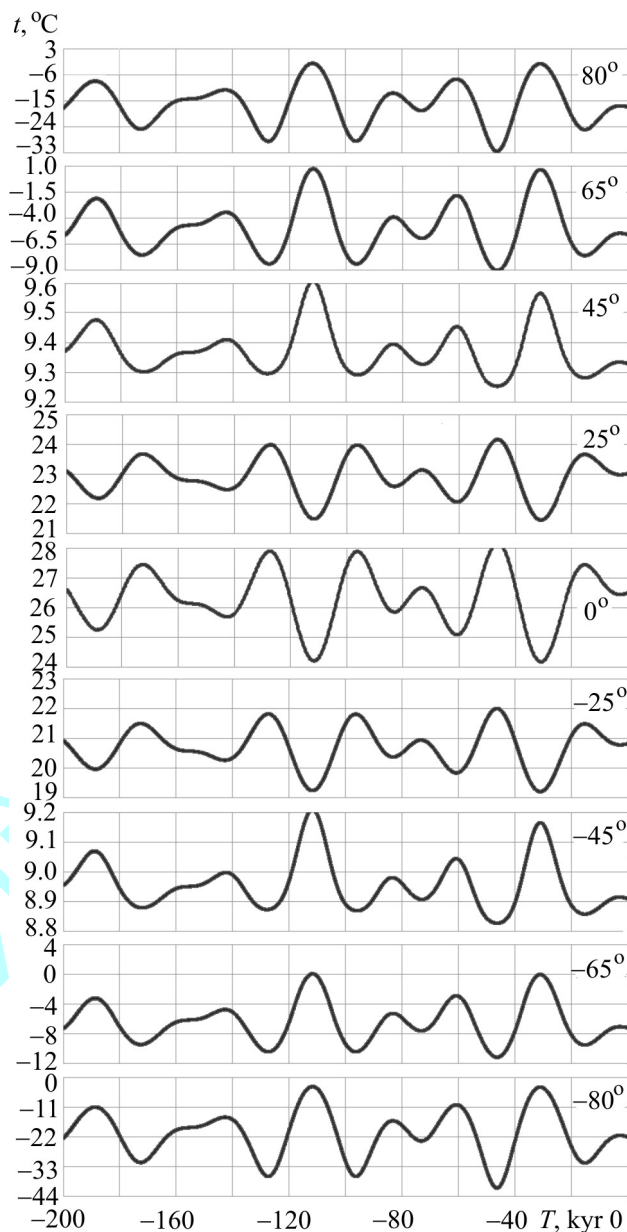


Рис. 4. Эволюция среднегодовой приповерхностной температуры Земли t за 200 тыс. лет на разных широтах Земли

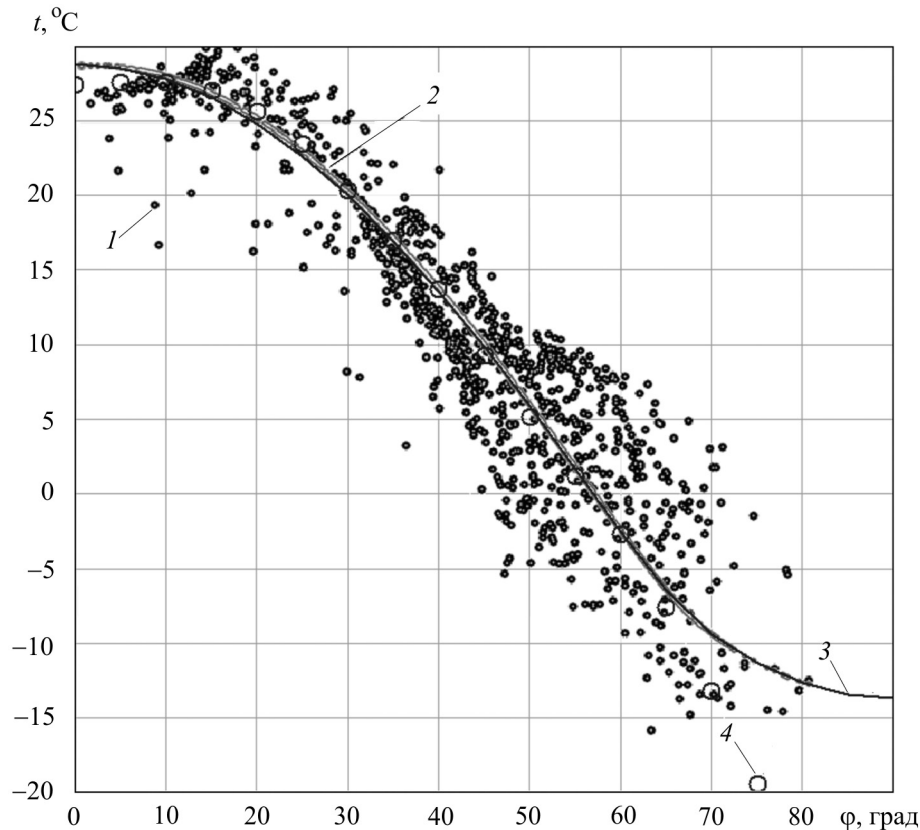


Рис. 5. Сравнение разных распределений среднегодовой приповерхностной температуры Земли t по ее широте: 1 — наблюдения на 927 метеостанциях Северного полушария за 1955–2014 гг. [6]; 2 — линейная корреляция зависимости $t_s(\varphi)$ [7]; 3 — линейная корреляция зависимости $t_Q(\varphi)$ по отношению к безразмерной инсоляции $Q_{t,nd,0}(\varphi)$ согласно (23); 4 — обобщенный профиль температуры t_{oi}

периода и предпоследнего ледникового периода соответственно. На широте 80° время наступления оптимумов этих событий также слегка изменяется. На широте 80° Северного полушария указанные колебания температуры повторяются, но с большей амплитудой: от -33.1°C в эпоху $T = 46.4$ т.л.н. до -2°C в теплую эпоху $T = 111.8$ т.л.н., т. е. диапазон колебаний здесь составляет 31°C , что в три раза больше, чем на широте 65° . На широте 45° Северного полушария колебания температуры подобны колебаниям температуры на широтах 65 и 80° , но диапазон колебаний значительно меньше: от 9.25°C в эпоху $T = 46.4$ т.л.н. до 9.61°C в эпоху $T = 111.8$ т.л.н., т. е. диапазон составляет 0.36°C . Это в 27 раз меньше по сравнению с диапазоном колебаний температуры на широте 65° . Таким образом, на широте 45° температура практически не изменяется. На широте 25° колебания температуры обратные по фазе колебаниям на широтах 45 – 80° , т. е. в холодные эпохи в высоких широтах становится холоднее, а в низких широтах — теплее. Эта тенденция сохраняется на экваторе ($\varphi = 0^\circ$) и на широте -25° Южного полушария. При этом диапазон колебаний температуры не превышает 4°C . Он почти в три раза меньше диапазона колебаний температуры на широте 65° . На широтах от -45 и до -80° Южного полушария картина колебаний температуры такая же, как и на этих же широтах Северного полушария, т. е. похолодания и потепления на указанных широтах происходят одновременно. Имеются небольшие отличия в значениях температуры, которые увеличиваются с увеличением широты. Например, на широте 80° в теплую эпоху $T = 111.8$ т.л.н. температура равна -3.38°C , а в холодную эпоху $T = 46.4$ т.л.н. температура составляет -40.94°C . В эту же эпоху на той же широте Северного полушария эта минимальная температура равна -33.1°C , т. е. в Южном полушарии холоднее.

Обсуждение результатов. Сравнение полученных данных с данными других авторов и результатами наблюдений. На рис. 5 представлен профиль годовой приповерхностной температуры Северного полушария Земли, построенный на основании данных 927 метеорологических станций по среднемесячной приповерхностной температуре Земли за 1955–2014 гг. [6]. Среднеширотная температура, полученная в работе [6], рассчитывалась по соотношению

$$t_s(\varphi) = A_s s_n(\varphi) - B_s, \quad (22)$$

где $s_n(\varphi)$ — безразмерная годовая инсоляция, полученная отнесением годовой инсоляции к ее значению в точке перигелия, $A_s = 225.030^\circ\text{C}$ и $B_s = 39.005^\circ\text{C}$. Коэффициенты A_s и B_s получены в результате минимизации суммарного квадратичного отклонения $t_s(\varphi)$ от температур, рассчитанных по результатам наблюдений. Следует отметить, что в работах авторов [6] расчеты проводились для нескольких вариантов. На рис. 5 линией 2 показан вариант из Отчета этих авторов [7]. Корреляционная зависимость (22) в использованных в настоящей работе переменных имеет вид

$$t_Q(\varphi) = A_Q Q_{t,nd,0}(\varphi) - B_Q, \quad (23)$$

где $A_Q = 53.5690^\circ\text{C}$ и $B_Q = 43.7293^\circ\text{C}$. Профиль температуры $t_Q(\varphi)$, рассчитанный по (23) (линия 3), почти совпадает с корреляцией (22) (линия 2). Линия 2 вне диапазона широты от 10° до 70° показана пунктирно, т. е. зависимость (22) не отражает изменение температуры в экваториальной и полярной областях. В диапазоне широт от 10° до 65° температура t_{oi} практически совпадает с профилями температуры 2 и 3. Поэтому в этой области широт среднеширотную температуру можно определять по формуле (23).

Локальная среднегодовая палеотемпература. Как видно из рис. 5, в современную эпоху на одной и той же широте локальные среднегодовые температуры $t_{loc,0}(\varphi)$ могут существенно отличаться. Например, при $\varphi = 57^\circ$ локальные среднегодовые температуры изменяются от 7 до -7°C при $t_0 = 0.4^\circ\text{C}$. Для современной эпохи введем разность между локальной температурой и средней температурой

$$\Delta t_{loc,0}(\varphi) = t_{loc,0}(\varphi) - t_0(\varphi). \quad (24)$$

В предположении, что в другую эпоху геофизические характеристики местности существенно не изменятся, локальную среднегодовую температуру оценим с учетом этой разности:

$$t_{loc}(\varphi) = t(\varphi) + \Delta t_{loc,0}(\varphi). \quad (25)$$

По профилю t_{oi} были интерполированы среднеширотные температуры $t(\varphi)$ городов Тюмени и Москвы для четырех эпох (табл. 3). По данным Гидрометцентра России среднегодовые температуры на метеостанциях г. Тюмени и г. Москвы (ВДНХ) за 1961–1990 гг. составили 1.5 и 5°C соответственно. В табл. 3 они приведены как локальные температуры в эпоху $T=0$. Температуры, представленные в табл. 3, выше среднеширотных температур $t(\varphi)$ на 1.1°C для г. Тюмени и на 3.7°C для г. Москвы. По-видимому,

Таблица 3. Среднеширотные $t(\varphi)$ и локальные $t_{loc}(\varphi)$ годовые палеотемпературы на широтах г. Тюмени и г. Москвы в четыре эпохи

T , куг	Тюмень, $\varphi = 57.152199^\circ$		Москва, $\varphi = 55.75222^\circ$	
	t , $^\circ\text{C}$	t_{loc} , $^\circ\text{C}$	t , $^\circ\text{C}$	t_{loc} , $^\circ\text{C}$
0	0.42	1.5	1.31	5
–15.88	–0.43	1.08	0.59	4.28
–31.28	2.97	4.05	3.45	7.14
–46.44	–1.07	0.01	0.05	3.74

в данных примерах это отличие в большей степени обусловлено городскими выделениями тепла, а не геофизическими характеристиками местности. Поэтому для оценки локальных палеотемператур необходимо брать современную локальную температуру на тех метеостанциях, где отсутствуют техногенные источники изменения температуры. Тем не менее, в экстремумы ледниковых эпох $T = 15.88$ и $T = 46.44$ т.л.н. среднеширотная температура $t(\varphi)$ отрицательна на широте Тюмени, т. е. здесь могут образоваться многолетнемерзлые породы. А локальные температуры $t_{\text{loc}}(\varphi)$ положительны, поэтому в данной местности вечная мерзлота не появится. Таким образом, оценка локальной температуры позволяет выявить разнообразие палеоклимата в разных местностях, расположенных на одной и той же широте.

Пример использования результатов определения приповерхностной теплоемкости Земли. Поскольку приповерхностная теплоемкость Земли была определена двумя способами по объективным теплофизическим характеристикам Земли, то ее можно использовать для оценки различных теплофизических явлений. Исследования изотопными методами показали, что три миллиарда лет назад температура Земли могла достигать 70°C [8]. Оценим по приповерхностной теплоемкости Земли $C_{\text{E,r}}$ количество годового тепла $Q_{\text{t,nd,E}}$, поступавшего на Землю, необходимое для достижения указанной температуры. Согласно (19), годовая инсоляция в эпоху T может быть определена по формуле

$$Q_{\text{t,nd,E}}(T) = Q_{\text{t,nd,E},0} + (t_{\text{E}} - t_{\text{E},0})C_{\text{E,r}}. \quad (26)$$

После подстановки $Q_{\text{t,nd,E},0} = 1.1087$, $t_{\text{E}} = 70^\circ\text{C}$, $t_{\text{E},0} = 14.41^\circ\text{C}$ и $C_{\text{E,r}} = 1.9633 \cdot 10^{-2} \text{ 1}^\circ\text{C}$ в (26) получаем безразмерную годовую инсоляцию Земли $Q_{\text{t,nd,E}}(T) = 2.2$, что равно $1.984Q_{\text{t,nd,E},0}$, т. е. 3 млрд лет назад на Землю поступало почти в два раза больше солнечного тепла, чем сейчас.

Как следует из (12) работы [1], годовое количество тепла определяется тремя параметрами J_0 , $P_{\text{tr,sc}}$ и $R_{\text{E,m}}$. При неизменных периоде обращения Земли $P_{\text{tr,sc}}$ и ее радиусе $R_{\text{E,m}}$ годовая инсоляция Земли зависит только от солнечной постоянной J_0 . Согласно (12) работы [1], солнечная постоянная $J_0(T)$ в эпоху T равна

$$J_0(T) = \frac{Q_{\text{t,nd,E}}(T)Q_{\text{t0}}^{45}}{\pi R_{\text{E,m}}^2 P_{\text{tr,sc}}}. \quad (27)$$

Как видно из (27), при увеличении $Q_{\text{t,nd,E}}(T)$ в два раза солнечная постоянная $J_0(T)$ возрастает также в два раза. Поскольку количество тепла, излучаемого Солнцем, пропорционально его яркости и площади, то указанное увеличение может иметь место при увеличении яркости Солнца в два раза, при увеличении его диаметра в 1.414 раза или при одновременном увеличении первого и второго параметров в число раз, соответствующее площади и яркости Солнца.

Заключение. Приповерхностная теплоемкость Земли, распределенная по ее широте, определена двумя методами: по широтному изменению температуры Земли и по инсоляции Земли в современную эпоху и ее изменению со временем. На основе полученных данных построены профили среднеширотной палеотемпературы Земли в три экстремальные эпохи за 50 т.л.н. Рассчитано изменение палеотемпературы Земли за 200 т.л.н. на девяти ее широтах. Обобщенная среднеширотная температура Земли сопоставлена с новыми результатами других исследователей. Приведена оценка локальной палеотемпературы Земли и показано возможное применение поверхностной теплоемкости в других палеоклиматических исследованиях.

Работа выполнялась в рамках НИОКТР АААА-А17-117051850061-9.

Обозначения

$C_{\text{E,r}}$ — относительная приповерхностная теплоемкость Земли, средняя по ее поверхности; $C_{\text{E,l}}$ — приповерхностная теплоемкость Земли, рассчитанная по широтному изменению ее температуры; t_1 — годовая температура Земли, рассчитанная по теплоемкости $C_{\text{E,r},1}$; t_2 — годовая температура Земли, рассчитанная по годовой инсоляции в эквивалентных широтах I_t .

Литература

1. **Смутьский И. И.** Палеотемпературы поверхности Земли. 1. Определение среднегодовой температуры Земли и полушарий. *Инженерно-физический журнал*. 2022. Т. 95, № 2. С. 298–305.
2. **Смутьский И. И.** *Новая астрономическая теория ледниковых периодов*. Рига: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2018.
3. **Смутьский И. И.** Новые результаты по инсоляции Земли и их корреляция с палеоклиматом Западной Сибири в позднем плейстоцене. *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57, № 7. С. 1393–1407.
4. **Смутьский И. И.** *Эволюция оси Земли и палеоклимата за 200 тысяч лет*. Saarbrücken: LAP Lambert Academic Publishing, 2016.
5. **Миланкович М.** *Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата*. Москва–Ленинград: ГОНТИ, 1939.
6. **Тартаковский В. А., Черedyко Н. Н., Максимов В. Г.** Определение средней широтной температуры путем линейной трансформации астрономической инсоляции. *Оптика атмосферы и океана*. 2019. Т. 32, № 11. С. 902–907.
7. **Разработка алгоритмов и анализ согласованности природно-климатических процессов по данным инструментальных измерений и изотопной биоиндикации**. Отчет НИОКТР АААА-А17-117013050030-1. Томск: ИМКЭС СО РАН, 2019.
8. **Мухин Ю. В.** К вопросу о палеотемпературах земной поверхности. *Докл. АН СССР*. 1978. Т. 238, № 1. С. 39–41.