

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.58

doi:10.15356/2076-6734-2015-3-5-13

Оценка влияния изменения альbedo земной поверхности на положение нулевой изотермы

© 2015 г. И.А. Корнева¹, С.М. Семенов^{1,2}¹Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН, Москва; ²Институт географии РАН, Москва
comissa@mail.ru

Assessment of surface albedo effect on the position of zero isotherm

I.A. Korneva¹, S.M. Semenov^{1,2}¹Institute of Global Climate and Ecology of Roshydromet and RAS, Moscow; ²Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow*Статья принята к печати 29 марта 2015 г.**Альbedo, земная поверхность, криосфера, нулевая изотерма, распределение температуры.
Albedo, cryosphere, earth surface, temperature distribution, zero isotherm.*

Расчёты, выполненные с помощью однослойной радиационной модели атмосферы с использованием данных архива Surface Radiation Budget за 1984–2007 гг., позволили оценить изменение распределения температуры земной поверхности за счёт радиационных факторов при уменьшении её альbedo на 0,1. Смещение нулевой изотермы, примерно соответствующей границе криосферы на земной поверхности, в глобальном масштабе оказалось незначительным, хотя региональные последствия в ряде случаев были существенными. Так, ледниковые системы Западных Гималаев, Памира, Тибета и Камчатки оказываются в состоянии деградации. Вместе с тем, если предположить неизменность нерадиационных потоков тепла, то возможное смещение границы арктического оледенения оказывается умеренным.

Calculations with one-layer radiative model of the atmosphere based upon the data of Surface Radiation Budget archive over 1984–2007 allowed to assess changes in temperature distribution over the earth's surface associated with radiation factors in response to reduction of its albedo by 0.1. A shift in the zero isotherm, a proxy for the cryosphere boundary on the earth's surface, was found moderate on the global scale, although some regional consequences are substantial. For example, ice systems of Western Himalayas, Tibet, Pamir and Kamchatka will degrade. However, shifts in the arctic ice boundary will be moderate assuming all non-radiative heat fluxes remain unchanged.

Введение

Одна из основных характеристик климатической системы – распределение температуры на земной поверхности. На суше это распределение в значительной мере определяет границы распространения многолетней мерзлоты, а в океане, вместе с солёностью, – границы распространения многолетнего морского льда. Эти характеристики состояния криосферы имеют не только фундаментальное значение, но и прикладное, оказывая существенное влияние на условия строительства жилых зданий и технических сооружений, а также морскую деятельность. Промышленное развитие мирового хозяйства (условно с 1750 г.) привело к глобальному антропогенному воздействию на климатическую систему Земли. Сильнее всего оно повлияло на газовый состав атмосферы – концентрации пар-

никовых газов (диоксид углерода CO₂, метан CH₄, оксид азота N₂O и др.) в атмосфере повсеместно достигли беспрецедентных уровней за последние 800 тыс. лет [13]. Это усилило естественный парниковый эффект, что привело к повышению температуры в приповерхностном слое по отношению к той, которая наблюдалась бы при «естественном ходе событий». Такое потепление вызывает обеспокоенность во всём мире.

Однако антропогенное воздействие на климатическую систему Земли не сводится только к обогащению атмосферы парниковыми газами в результате выбросов. Человек в ходе хозяйственной деятельности изменяет и альbedo земной поверхности, в том числе при землепользовании и изменениях в землепользовании [12], а также альbedo атмосферы за счёт выбросов аэрозолей в атмосферу [1–4, 15]. Альbedo земной поверхности и атмосферы – важные факторы формирования

энергетического бюджета планеты [19]. Изменение альbedo вызывает трансформацию в распределении температуры на земной поверхности. Отметим, что землепользование и изменения в землепользовании — не единственные причины антропогенного изменения альbedo земной поверхности. В последнее время усилился интерес к выбросам «чёрного углерода» — сажевых частиц, образующихся при горении в технологических процессах и при пожарах и поступающих в атмосферу в результате природных и антропогенных причин. Перенос этих частиц в атмосфере и последующее осаждение на подстилающую поверхность уменьшают её альbedo, что вызывает повышение температуры земной поверхности.

В последнее время этот процесс вызывает сильную озабоченность мирового сообщества, поскольку теоретически может служить источником неустойчивости климатической системы Земли из-за положительной обратной связи: «уменьшение альbedo поверхности — потепление земной поверхности — дальнейшее снижение альbedo (за счёт уменьшения площади снега и льдов)». Считается, что это — основной механизм, способствующий усиленному потеплению Арктики за последние столетия [5]. Проблема чёрного углерода стимулировала исследования последствий изменения альbedo земной поверхности; появился ряд публикаций, в основном в иностранной литературе, посвящённых этому вопросу [5, 14, 16, 17]. Действительно, глобальные эмиссии чёрного углерода в атмосферу, в основном за счёт антропогенной деятельности, в период с 1850 по 2000 г. возросли в 2–3 раза [14]. Возникли даже новые международные программы, предусматривающие инициативы по ограничению выбросов чёрного углерода (Climate and Clean Air Coalition to Reduce Short-Lived Climate Pollutants, February 16, 2012) [22], хотя они несколько опережают научные исследования данного вопроса, что может привести к неправильной оценке сущности и масштабов явления.

Ключевой вопрос, связанный с проблемой чёрного углерода, — масштаб явления. Необходимо оценить, насколько реальные современные и ожидаемые в обозримом будущем выбросы меняют альbedo земной поверхности и как эти изменения скажутся на состоянии климатической системы. Данная статья посвящена одному из первичных вопросов этого круга: как измене-

ния альbedo земной поверхности сказываются на распределении температуры на её поверхности, в том числе на положении нулевой изотермы — условной границы криосферы. Её исходное положение соответствует среднему температурному полю 1984–2007 гг. При расчёте изменений будем считать, что все остальные свойства климатической системы, кроме альbedo земной поверхности, неизменны. Сдвиг положения нулевой изотермы оценивается в рамках упрощённой расчётной схемы, поэтому полученные результаты не претендуют на точное описание последствий заданного уменьшения альbedo земной поверхности, а скорее характеризуют масштабы и примерную локализацию ожидаемых изменений.

Данные и методы

Данные. Оценки, выполненные в настоящей работе, основаны на материалах архива SRB (Surface Radiation Budget), который создан в 1997 г. в рамках эксперимента NASA GEWEX — Global Energy and Water Cycle Experiment [23]. Цель создания такого архива — оценить в глобальном масштабе и задокументировать потоки коротко- и длинноволновой радиации у земной поверхности, на внешней границе атмосферы и в атмосфере. В архиве потоки приведены для широтно-долготной сетки $1^\circ \times 1^\circ$ за период с 1984 по 2007 г. Разрешение по времени — один месяц. Эти данные — результат математического моделирования. Для вычислений применён алгоритм LPSA (Langley Parameterized Shortwave Algorithm) [9–11]. При оценке потоков коротковолновой радиации использован также алгоритм-проверка [6, 7, 18]. Входные параметры для расчётов радиационных потоков — характеристики облачности, а также температура земной поверхности, использованная в данной работе, — взяты по спутниковым данным проекта ISCCP-C1 [24]. Температура земной поверхности восстанавливается по данным об измерении со спутника потоке инфракрасного излучения земной поверхности. Преимущества этого массива данных — глобальный охват и привязка к регулярной широтно-долготной сетке, но есть и недостаток: поскольку это данные дистанционных измерений, то в ряде случаев они несколько отличаются от данных наземных инструментальных измерений.

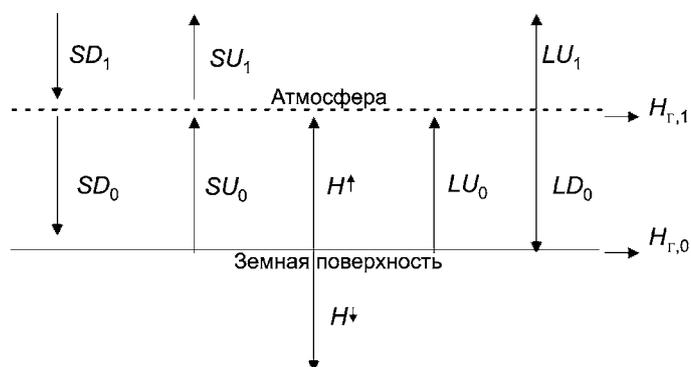


Рис. 1. Схема потоков энергии в пределах элемента широтно-долготной сетки.

Символы пояснены в тексте

Fig. 1. Energy fluxes scheme within the cell of longitude-latitude grid.

Symbols are explained in the text

Модельное описание потоков энергии в системе «земная поверхность + атмосфера». Для оценки параметров климатической системы, распределения температуры на земной поверхности и положения нулевой изотермы использовалась упрощенная модель системы «земная поверхность + атмосфера». Соответствующая схема потоков энергии для пространственной ячейки (элемента широтно-долготной сетки) приведена на рис. 1. Лучистая энергия переносится в данной модели в вертикальном направлении. Блок этой модели, описывающий потоки коротковолнового излучения, аналогичен блоку в однослойной модели атмосферы, представленной в работе [8]. На рис. 1 использованы следующие символы для обозначения переменных, относящихся к части системы «атмосфера + земная поверхность» в пределах данного элемента широтно-долготной сетки:

SD_1 – нисходящий поток коротковолновой радиации (КР) на верхней границе атмосферы; в данной работе он всегда равен потоку солнечного излучения S , который не меняется с годами для данного календарного месяца и элемента широтно-долготной сетки;

SD_0 – нисходящий поток КР у земной поверхности;

SU_0 – восходящий поток КР у земной поверхности;

SU_1 – восходящий поток КР на верхней границе атмосферы;

LD_0 – нисходящий поток длинноволновой радиации (ДР) у земной поверхности;

LU_0 – восходящий поток ДР у земной поверхности;

LU_1 – восходящий поток ДР на верхней границе атмосферы;

$H_{\text{в}}$ – нерadiационный отток тепла в вертикальном направлении с земной поверхности; складывается из потоков тепла в атмосферу H^{\uparrow} (конвекция, скрытое тепло) и в земную толщу H^{\downarrow} ;

$H_{\text{г}}$ – нерadiационный отток тепла в горизонтальном направлении (адвекция); складывается из горизонтальных потоков в атмосфере $H_{\text{г},1}$ и на земной поверхности $H_{\text{г},0}$ (перенос поверхностными океаническими течениями).

При расчётах использованы следующие упрощающие предположения:

1) энергия поступает в часть системы «атмосфера + земная поверхность» в пределах данного элемента широтно-долготной сетки только за счёт потока коротковолнового излучения от Солнца, адвекции тепла и теплообмена с земной толщей;

2) свойства атмосферы отражать коротковолновое излучение одинаковы для нисходящих и восходящих потоков;

3) длинноволновое излучение земной поверхности полностью поглощается атмосферой;

4) нисходящий поток длинноволнового излучения полностью поглощается земной поверхностью;

5) потоки длинноволновой радиации, излучаемой атмосферой в космос LU_1 и к земной поверхности LD_0 , при малых изменениях меняются пропорционально – $LD_0 = \beta LU_1$; как известно, фактически потоки длинноволнового излучения из атмосферы к земной поверхности LD_0 и из атмосферы в космос LU_1 не равны – реальная земная атмосфера – «толстая», а не «тонкая»; введение коэффициента β – попытка учесть это обстоятельство простейшим образом;

6) часть системы «земная поверхность + атмосфера» в пределах каждого элемента широтно-долготной сетки на временном масштабе одного месяца находится в состоянии термодинамического равновесия;

7) альбедо земной поверхности α и атмосферы R , в также коэффициент поглощения коротковолнового излучения атмосферой A меняются во времени от месяца к месяцу.

Расчёт потоков коротковолнового излучения.

Расчёт проводится для заданного элемента широтно-долготной сетки и заданного месяца. Потоки коротковолнового излучения связаны следующими соотношениями:

$$\begin{aligned} SD_1 &= S; \\ SD_0 &= (1 - R - A)S + RSU_0; \\ SU_0 &= \alpha SD_0; \\ SU_1 &= (1 - R - A)SU_0 + RS. \end{aligned} \quad (1)$$

Если значения S , α , R и A известны, то значения потоков SD_1 , SD_0 , SU_0 и SU_1 можно найти путём решения системы уравнений (1):

$$\begin{aligned} SD_1 &= S; \\ SD_0 &= \frac{(1 - R - A)S}{1 - \alpha R}; \\ SU_0 &= \frac{\alpha(1 - R - A)S}{1 - \alpha R}; \\ SU_1 &= \frac{\alpha(1 - R - A)^2 S}{1 - \alpha R} + RS. \end{aligned} \quad (2)$$

Отношение $\alpha_p = SU_1/S$ называют «планетарным альбедо», а $\alpha_{p,SURF} = \alpha(1 - R - A)^2/(1 - \alpha R)$ и $\alpha_{p,ATMOS} = R - A$ вкладом соответственно земной поверхности и атмосферы в планетарное альбедо. Последнее из выражений (2) означает, что $\alpha_p = \alpha_{p,SURF} + \alpha_{p,ATMOS}$ [11]. Если известны значения потоков SD_1 , SD_0 , SU_0 и SU_1 , то значения α , R и A можно найти следующим образом: альбедо земной поверхности непосредственно определяется третьим из выражений (1) – $\alpha = SU_0/SD_0$, а значения R и A находятся решением системы линейных уравнений – второго и четвертого из выражений (1).

Решения этой системы уравнений таковы:

$$\begin{aligned} R &= \frac{\frac{SU_1}{S} - \frac{SD_0}{S}}{\frac{SU_0}{S} - \frac{SU_0}{S}}; \\ A &= \frac{SU_0}{S} R + (1 - R) - \frac{SD_0}{S}. \end{aligned} \quad (3)$$

Последнюю оценку можно выполнить только, когда S не равно нулю.

Расчёт потоков длинноволнового излучения.

Равновесие потоков энергии во всей части си-

стемы «атмосфера + земная поверхность» в пределах данного элемента широтно-долготной сетки означает, что

$$SU_1 + LU_1 + H_1 = S, \quad (4)$$

где $H_1 = H_{\downarrow} + H_{r,0} + H_{r,1}$ – суммарный нерадиационный отток тепла.

Равновесие потоков энергии на земной поверхности в пределах данного элемента широтно-долготной сетки означает, что

$$LD_0 + (1 - \alpha)SD_0 = LU_0 + H, \quad (5)$$

где $H = H_{\downarrow} + H_{\uparrow} + H_{r,0}$ – суммарный нерадиационный отток тепла с земной поверхности.

Учитывая предположение, что $LD_0 = \beta LU_1$, получаем:

$$LU_0 = \beta(S - SU_1 - H_1) + (1 - \alpha)SD_0 - H. \quad (6)$$

Алгоритм расчёта эффекта изменения альбедо земной поверхности на её температуру.

Для данного элемента широтно-долготной сетки в заданный месяц значения SD_1 , SD_0 , SU_0 , SU_1 , LU_1 , LD_0 и температуры земной поверхности T представлены в базе SRB (соответственно под номерами переменных 19, 21, 22, 20, 4, 6 и 10). Следующие вычисления проводятся только при не нулевом S .

Первый этап вычислений:

- а) $\alpha = SU_0/SD_0$, а параметры R и A вычисляются по формулам (3);
- б) $\beta = LD_0/LU_1$;
- в) $LU_0 = \sigma T^4$, где σ – постоянная Стефана;
- г) $H = LD_0 + (1 - \alpha)SD_0 - LU_0$;
- д) $H_1 = S - SU_1 - LU_1$.

Второй этап вычислений проводится при возмущённом значении альбедо земной поверхности ($\alpha + \Delta\alpha$):

- е) по формулам (2) рассчитываются возмущённые значения SD_0^* , SU_0^* и SU_1^* ;
- ж) при неизменных значениях β , H и H_1 по формуле (6) рассчитывается возмущённое значение LU_0^* ;
- з) возмущённое значение температуры T^* вычисляется исходя из закона Стефана–Больцмана: $T^* = (LU_0^*/\sigma)^{1/4}$.

Для тех месяцев, когда $S = 0$, изменение альбедо не приводит к изменениям в энергетическом балансе данной части земной поверхности и, следовательно, к изменению исходного значения её температуры.

Результаты и обсуждение

Используя помесечные данные о значениях потоков коротковолновой радиации S , приходящей на верхнюю границу атмосферы, отражённой атмосферой части RS , а также всего потока уходящей обратно в космос коротковолновой радиации SU_1 , можно вычислить суммарные потоки коротковолновой радиации $\sum kS$, $\sum kRS$ и $\sum kSU_1$. Здесь k – количество секунд в текущем месяце. Номер текущего месяца, который должен быть указан при каждом из потоков и при k , здесь опущен, чтобы не усложнять символику. Если все потоки измеряются в ваттах на квадратный метр, то в результате суммирования получается общее количество энергии коротковолновой радиации в джоулях за 1984–2007 гг. в расчёте на 1 м^2 данного элемента широтно-долготной сетки. При этом величины $\sum kSU_1/\sum kS$, $\sum kRS/\sum kS$ и $\sum kSU_1/\sum kS - \sum kRS/\sum kS$ представляют собой оценки климатических значений соответственно планетарного альбедо, вклада в него атмосферы и вклада в него земной поверхности и характеризуют эти вклады в процентах: 1% соответствует 0,01 единице альбедо (рис. 2).

Данные, представленные на рис. 2, показывают, что основную роль в формировании планетарного альбедо играет отражательная способность атмосферы. Она существенно влияет на планетарное альбедо в полярных регионах, где среднегодовое значение альбедо собственно земной поверхности на покрытых снегом и льдом поверхностях, по данным SRB, достигает 0,82. При этом вклад земной поверхности в планетарное альбедо составляет 10–30% в Арктике и достигает 40% в Антарктике. Доминирующая роль атмосферы в формировании планетарного альбедо в данном случае связана с преобладанием облачности в летний сезон, которая существенно увеличивает отражательную способность атмосферы.

Ещё один регион, где отражательная способность земной поверхности заметно влияет на планетарное альбедо, – пустынные районы Северной Африки и Аравии. Среднее значение альбедо собственно земной поверхности составляет там от 0,3 до 0,4. Вклад атмосферы в планетарное альбедо в данном случае не превышает 25% из-за отсутствия облачности практически весь год. Существенно влияет на формирование вклада земной поверхности в планетарное аль-

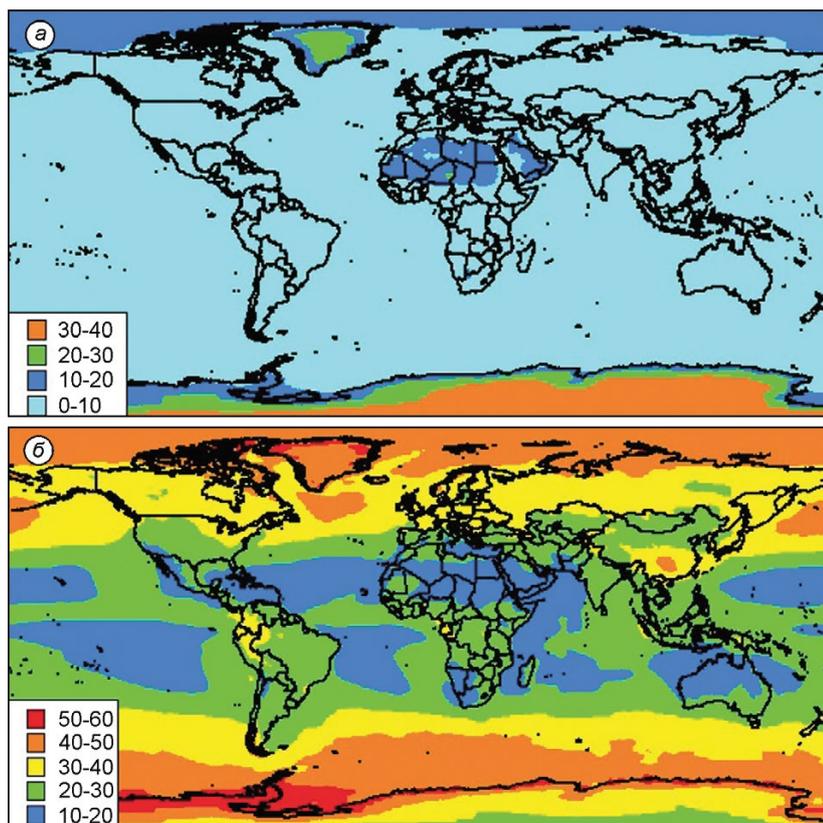


Рис. 2. Вклады в планетарное альбедо (климатические значения за период 1984–2007 гг.):

а – земной поверхности; *б* – атмосферы; все величины выражены в % от потока коротковолновой радиации, приходящей на верхнюю границу атмосферы (1% соответствует 0,01 единицы альбедо)

Fig. 2. Contribution to the planetary albedo (mean values for the period 1984–2007) of:

a – the Earth's surface; *b* – atmosphere *R*; all quantities are expressed as a percentage of the top of atmosphere downward shortwave radiation flux

бедо ослабление отражённой от земной поверхности коротковолновой радиации в атмосфере, которое составляет от 60% в субтропиках до 80–85% в районах циклонической активности [11]. В остальной части земного шара вклад атмосферы в планетарное альbedo превалирует. Его значения достигают максимума в районах преобладания облачности – в районах циклонической активности умеренного пояса, а также в полярных областях. Минимальные значения наблюдаются в тропических регионах с сухим климатом.

Если сравнить полученные данные о долгосрочных (климатических) значениях вкладов земной поверхности и атмосферы в планетарное альbedo с аналогичными данными, представленными в работе [11], то можно сделать вывод, что их пространственные распределения очень похожи. Так, значения вклада земной поверхности совпадают практически по всей территории земного шара. В полярных районах отмечаются некоторые различия в значениях атмосферного вклада. Например, в Антарктической области, по данным [11], высокие значения (вплоть до 65%) наблюдаются во всей зоне Антарктического фронта и Антарктического циркумполярного течения, а также в западных районах Антарктиды, в то время как по нашим расчётам такие величины характерны только для западной и прибрежной областей материка. В сибирском секторе Север-

ного Ледовитого океана, по нашим данным, максимальные значения достигают 50%, что на 5–7% ниже, чем получено в работе [11].

Главный вывод, касающийся полученных значений вкладов земной поверхности и атмосферы в планетарное альbedo, состоит в том, что и в результатах наших вычислений по упрощённой модели, и с использованием ряда упрощающих предположений, и в результатах работы [11] отмечается почти повсеместная незначительность вклада земной поверхности в формирование планетарного альbedo по сравнению со вкладом атмосферы. Это обстоятельство позволяет предположить, что изменения альbedo земной поверхности и связанные с ними изменения потоков коротковолнового излучения в климатической системе Земли (при условии сохранения состава атмосферы и потоков тепла нерадиационной природы) не приведут к радикальным глобальным изменениям распределения температуры на земной поверхности. Могут оказаться существенными лишь некоторые региональные изменения.

Для исследования этого вопроса мы провели оценку изменения распределения климатического среднего значения температуры земной поверхности при условии уменьшения её альbedo на 0,1. За исходное взято распределение 1984–2007 гг. На рис. 3 приведены результаты этого расчёта. На карте-схеме,

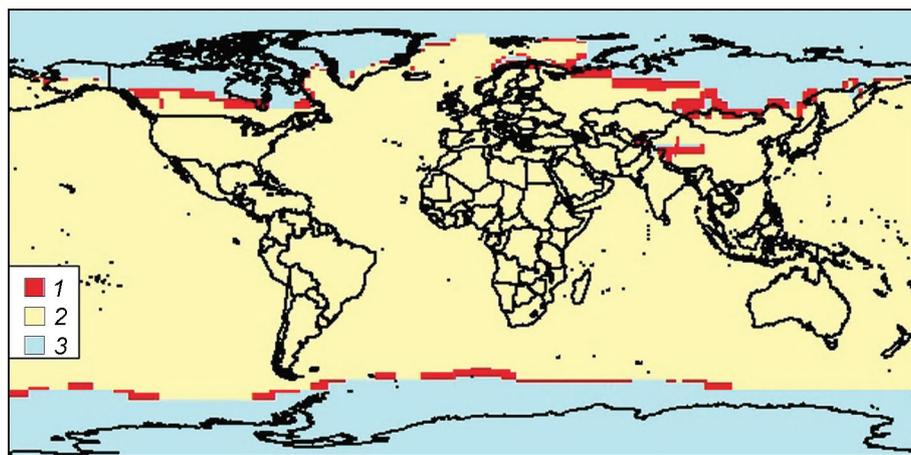


Рис. 3. Изменение знака климатического среднегодового значения температуры земной поверхности по сравнению с 1984–2007 гг. при уменьшении её альbedo на 0,1:

1 – знак изменился с отрицательного на положительный; 2 – знак был и остался положительным; 3 – знак был и остался отрицательным

Fig. 3. Changes of sign of average climatic surface temperature when the surface albedo enhanced by 10% in comparison with average value for years 1984–2007:

1 – the sign changed from negative to positive; 2 – the sign remained positive; 3 – the sign remained negative

изображённой на рис. 3, голубым цветом маркирована часть земной поверхности, где среднегодовое климатическое значение температуры земной поверхности было отрицательным и осталось отрицательным после изменения альбедо. Жёлтый цвет соответствует области положительных значений температуры в исходном состоянии и после возмущения. Красным цветом маркирована область (пояс), где в исходном состоянии температура была отрицательной, а после изменения альбедо стала положительной. Именно эта область наиболее интересна для нас.

В Северном полушарии, на материке, этот пояс располагается на Аляске, в Канаде, на побережье южной Гренландии и на севере Скандинавии. На территории России он начинается от арктического побережья Европейской территории России (ЕТР) и распространяется (по мере продвижения на восток) в южном направлении до границ с Монголией и Китаем и далее в Приморье. Этот пояс охватывает также горные системы Камчатки, Западных Гималаев, Тибета и Памира. В океане, в Северном полушарии, он расположен вблизи южной окраины моря Баффина и далее идёт по северной границе Гренландского и Баренцева морей. Переход температуры через ноль в сторону положительных значений отмечается также и в южных районах Баренцева моря, в прибрежных районах ЕТР и Скандинавии. В Южном полушарии данный пояс располагается вблизи границы Южного океана.

На материке пояс смены знака климатического значения среднегодовой температуры земной поверхности прилегает к границе криолитозоны и в горных районах содержит крупные ледниковые системы – на Камчатке, Гималаях, Памире и Тибете. Его широтная протяжённость на материке составляет несколько градусов, причём максимальна она на территории России. В океанах данный пояс проходит вблизи границы распространения морского льда; наибольшая площадь этого пояса – в Южном полушарии. Принимая нулевую изотерму – линию, где климатическое значение среднегодовой температуры земной поверхности равно нулю, – условно за границу криолитозоны, можно рассматривать изображённую на рис. 3 красную область на материках как пояс неустойчивости многолетней мерзлоты. В этом поясе в долговременном плане будет происходить деградация криосферы.

Негативные последствия протаивания многолетнемёрзлых пород известны: уменьшение устойчивости фундаментов жилых зданий и технических сооружений (в том числе нефте- и газопроводов), автомобильных и железных дорог. Потенциально с этими явлениями связан значительный экономический ущерб. Но если для многолетнемёрзлых пород эта деградация означает лишь протаивание на поверхности (на глубине мёрзлые толщи могут при этом сохраняться), то для ледниковых систем это в перспективе приведёт к полной деградации, т.е. к исчезновению ледников. Для Камчатки, где сток рек определяется в основном осадками на водосборе, а не вкладом ледников, это – лишь очень существенное изменение ландшафта и регионального гидрологического цикла. Напротив, ледники Гималайского массива, Памира и Тибета в значительной степени определяют сток рек на равнинах в регионах Средней Азии, Индии и Китая, что играет ключевую роль в сельскохозяйственном производстве. Деградация данных ледниковых систем очень негативно повлияет на сельскохозяйственное производство в этих регионах.

В ряде публикаций отмечается, что в последние десятилетия ускорилось таяние горных ледников в Западном Китае и в горах Средней Азии [17, 20, 21 и др.]. Так, в работе [17], авторы которой изучали в том числе и связь концентрации чёрного углерода в снеге и льде с альбедо земной поверхности, показано, что современное сокращение альбедо земной поверхности может достигать нескольких сотых. Однако даже в случае сильного загрязнения чёрным углеродом от локальных источников сокращение не превышает 0,1 единицы альбедо как для горных ледников [17], так и для морского арктического льда [16]. Хотя, как показано в данной работе, региональные последствия сокращения альбедо земной поверхности приблизительно на 0,1 могут быть существенными и для человека негативными в целом. В глобальном масштабе изменения в климатической системе Земли, представленные на рис. 3, не являются радикальными. Напомним, что эти оценки получены в рамках лишь радиационной модели в предположении, что все потоки энергии нерадиационной природы неизменны. Таким образом, возможно, более значительные, глобальные изменения в криосфере могут

возникнуть в связи с изменениями иных, нерадиационных процессов переноса энергии в атмосфере и океане, в частности с изменениями атмосферной циркуляции и океанских течений.

Заключение

Изменение альbedo земной поверхности в результате переноса в атмосфере и осадения сажевых частиц («чёрного углерода») в настоящее время часто обсуждается в научной литературе, прежде всего в связи с таянием арктических льдов. Считается, что некоторое «почернение» (например, за счёт антропогенных факторов) само по себе достаточно для существенного сокращения площади льдов. Однако расчёты, сделанные в данной работе с помощью однослойной радиационной модели атмосферы с использованием данных архива SRB (Surface Radiation Budget) за 1984–2007 гг., показали, что заметное сокращение альbedo земной поверхности – на 0,1 – не приводит к радикальному сдвигу положения нулевой изотермы температуры земной поверхности – условной границы криосферы. В частности, в полярных областях этот сдвиг весьма умеренный. Вместе с тем некоторые региональные эффекты для горных ледниковых систем могут быть весьма серьёзными. Например, ледниковые системы Западных Гималаев, Тибета, Памира и Камчатки, вероятно, станут деградировать. Существенное сокращение ледников уже наблюдаются в Западном Китае. Отметим, что эти выводы получены в рамках радиационной модели, в которой потоки энергии нерадиационной природы считались неизменными при заданном изменении альbedo. Учёт последствий их возможных изменений требует использования полных динамических моделей земной системы.

Литература

1. Будыко М.И. Климат и воздействия на аэрозольный слой стратосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 42 с.
2. Будыко М.И. Климат и жизнь. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 470 с.
3. Будыко М.И. Метод воздействия на климат // Метеорология и гидрология. 1974. № 2. С. 91–97.
4. Израэль Ю.А., Рябошапка А.Г., Петров Н.Н. Сравнительный анализ геоинженерных способов стабилизации климата // Метеорология и гидрология. 2009. № 6. С. 5–24.
5. Куинн П.К., Бейтс Т.С., Баум Э., Бонд Т., Беркхарт Дж.Ф., Фьоре А.М., Флэннер М., Гарретт Т. Дж., Кох Д., МакКоннелл Дж., Шинделл Д., Столь А. Воздействие краткосрочных загрязнителей на климат Арктики: Технич. доклад АМАП. 2008. № 1. 39 с.
6. Darnell W.L., Staylor W.F. et al. Global surface radiation budget estimations by satellite techniques – test results // Proc. Intern. Radiation Symposium. Lille, France, 18–24 August 1988. Hampton, Va., USA: A. Deepak Publishing, 1989.
7. Darnell W.L., Staylor W.F., Gupta S.R., Ritchey N.A., Wilber A.C. Seasonal variation of surface radiation budget derived from International Satellite Cloud Climatology Project C1 data // Journ. of Geophys. Research. 1992. V. 97. P. 15741–15760.
8. Donohoe A., Battisti D. Atmospheric and surface contributions to planetary albedo // Journ. of Climate. 2011. V. 24. P. 4402–4418.
9. Gupta S.K. A parameterization for longwave surface radiation from Sun-synchronous satellite data // Journ. of Climate. 1989. V. 2. P. 305–320.
10. Gupta S.K., Darnell W.L., Wilber A.C. A parameterization of longwave surface radiation from satellite data: Recent improvements // Journ. of Applied Meteorology. 1992. V. 31. P. 1361–1367.
11. Gupta S.K., David P.K., Stackhouse P.W., Wilber A.C. The Langley Parameterized Shortwave Algorithm (LPSA) for Surface Radiation Budget Studies. NASA/TP-2001-211272. December 2001, 21 p. (<http://www.google.ru/search?ie=UTF-8&hl=ru&q=LPSA%2C%20Langley>)
12. IPCC, 2000. Land Use, Land-Use Change and Forestry / Eds.: R.T. Watson, I.R. Noble, B. Bolin, N.H. Ravindranath, D.J. Verardo and D.J. Dokken. Cambridge University Press, 2000. 375 p.
13. IPCC, 2014: Summary for policymakers. In: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds.: C.B. Field, V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea, and L.L. White. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2014. P. 1–32.
14. Lee Y.H., Lamarque J.-F., Flanner M.G., Jiao C., Shindell D.T., Bernsten T., Bisiaux M.M., Cao J., Collins W.J., Curran M., Edwards R., Faluvegi G., Ghan S., Horowitz L.W., McConnell J.R., Ming J., Myhre G., Nagashima T., Naik V., Rumbold S.T., Skeie R.B., Sudo K., Takemura T., Thevenon F., Xu B., Yoon J.-H. Evaluation of preindustrial to present-day black car-

- bon and its albedo forcing from Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project (ACCMIP) // Atmospheric Chemistry and Physics. 2013. V. 13. P. 2607–2634. www.atmos-chem-phys.net/13/2607/2013/. doi:10.5194/acp-13-2607-2013
15. *Lenton T.M., Vaughan N.E.* The radiative forcing potential of different climate geoengineering options // Atmospheric Chemistry and Physics. 2009. V. 9. P. 5539–5561.
 16. *Marks A.A., King M.D.* The effects of additional black carbon on Arctic sea ice surface albedo: variation with sea ice type and snow cover // The Cryosphere Discussions. 2013. V. 7. P. 943–973. www.the-cryosphere-discuss.net/7/943/2013/. doi:10.5194/tcd-7-943-2013
 17. *Ming J., Xiao C., Cachier H., Qin D., Qin X., Li Z., Pu J.* Black Carbon (BC) in the snow of glaciers in west China and its potential effects on albedos // Atmospheric Research. 2009. V. 92. P. 114–123.
 18. *Staylor W.F., Darnell W.L., Gupta S.K.* Estimation of clear-sky insolation using satellite and ground meteorological data: Preprints, Fifth Conference on Atmospheric Radiation, Baltimore, MD. American Meteorological Society, 1983. P. 440–443.
 19. *Trenberth K.E., Fasullo J.T., Kiehl J.* Earth's global energy budget // Bulletin of American Meteorological Society. March 2009. P. 311–323.
 20. *Xiao C., Liu S., Zhao L., Wu Q., Li P., Liu C., Zhang Q., Ding Y., Yao T., Li Z., Pu J.* Observed changes of cryosphere in China over the second half of the 20th century: an overview // Annals of Glaciology. 2007. V. 46. P. 382–390.
 21. *Zhou G., Yao T., Kang S., Pu J., Tian L., Yang W.* Mass balance of the Zhadang glacier in the central Tibetan Plateau (in Chinese with English abstract) // Journ. of Glaciology and Geocryology. 2007. V. 29. № 3. P. 360–365.
 22. <http://www.unep.org/ccac/>. Climate and Clean Air Coalition to Reduce Short-Lived Climate Pollutants, February 16, 2012.
 23. https://eosweb.larc.nasa.gov/project/srb/srb_table. NASA Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX), Surface radiation budget (SRB).
 24. <http://isccp.giss.nasa.gov>. International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP).

Summary

Changes in albedo of the earth's surface due to atmospheric transition and deposition of soot particles («black carbon») are often being discussed, in particular in connection with factors accelerating the snow melt in the Arctic. It is considered that some «blackening» itself may lead to substantial reduction of the ice area. However, our calculations with the one-layer radiative model of the atmosphere based upon data of the Surface Radiation Budget (SRB) archive covering 1984–2007 do not support this. It was shown that considerable reduction in albedo of the earth's surface (by 0.1) has not led to the drastic shifts of the zero isotherm, a conventional boundary of the cryosphere. In particular, the shift is rather moderate in Polar Regions. At the same time, some regional effects on mountain glacial systems can be serious. For example, the glacial systems of Western Himalayas, Tibet, Pamir and Kamchatka may degrade. It should be noted, the substantial reduction of glaciers is already observed in Western China. It should be mentioned that the conclusions are derived from the radiative model assuming non-radiative energy fluxes constant under analyzed change in albedo. Possible effects of changes in these fluxes can be assessed with comprehensive models of the Earth's system only.