

УДК 551.521.14

ОЦЕНКА РАДИАЦИОННОГО ФОРСИНГА ОТ ЗАГРЯЗНЕНИЯ СНЕГА ЧЕРНЫМ УГЛЕРОДОМ ПО ДАННЫМ КЛИМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

© 2021 г. А. Ю. Черненко^{а, *}, С. В. Кострыкин^{б, с, д, **}

^аМосковский физико-технический институт (национальный исследовательский университет),
Институтский пер., 9, Долгопрудный, Московская область, 141701 Россия

^бИнститут вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, ул. Губкина, 8, Москва, 119333 Россия

^сИнститут глобального климата и экологии им. Ю.А. Израэля, ул. Глебовская, 20Б, Москва, 107258 Россия

^дИнститут физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, Москва, 119017 Россия

*e-mail: chernenkov.ayu@phystech.edu

**e-mail: s_kostr@mail.ru

Поступила в редакцию 10.11.2020 г.

После доработки 05.12.2020 г.

Принята к публикации 09.12.2020 г.

С помощью балансовой модели снежного слоя проведены оценочные расчеты концентрации черного углерода в снегу, затем с помощью локально-одномерной радиационной модели SNICAR проведен расчет альbedo снега и радиационного форсинга от загрязнения снега черным углеродом. В качестве входных использовались данные ансамблевого расчета с климатической модели ИВМ РАН 5-й версии для периода 1998–2002 гг., которые включали в себя снег как на суше, так и на морском льду. Показано соответствие региональных средних значений результатам других модельных и полевых исследований.

Ключевые слова: климат, радиационный форсинг, черный углерод, альbedo снега, Арктика, климатическая модель, радиационная модель

DOI: 10.31857/S0002351521020036

1. ВВЕДЕНИЕ

В течение последних десятилетий стали актуальными вопросы, связанные с глобальным потеплением. Климат Земли и его чувствительность к различным воздействиям определяются естественными и антропогенными изменениями радиационного баланса Земли – радиационным форсингом (РФ). В данной работе рассматривается влияние на климат одного из атмосферных аэрозолей – черного углерода (ЧУ), или сажи. Основными источниками сажевого аэрозоля являются выбросы, возникающие при сжигании различных видов топлива, а также лесные и степные пожары. При попадании в атмосферу сажевый аэрозоль меняет оптические свойства атмосферы, приводя к ее дополнительному нагреву и ослаблению потока солнечной радиации приходящего на поверхность.

Другой важный фактор влияния ЧУ на климатическую систему связан с изменением альbedo подстилающей поверхности. Выпадая на снег, черный углерод уменьшает альbedo поверхности, что создает дополнительный радиационный форсинг, вызывающий более быстрое таяние снега и повышение приземной температуры в весенний

сезон [1]. Например, в работе [2] показана связь между выпадением осадков ЧУ на сухой снег, расположенный на ледниковом щите Гренландии, и скоростью его таяния в летний сезон, а также сделан прогноз об увеличении количества дней с глобальным таянием гренландского снежного покрова в XXI в. В работе [1] с помощью климатической модели оценивались вклады в температуру поверхности и радиационный баланс атмосферы и суши в весенний сезон при учете влияния сажевого аэрозоля на оптические свойства атмосферы и подстилающей поверхности. Показано существенное улучшение описания трендов приземной температуры в Евразии и Северной Америке при учете этих факторов в климатической модели, а также существенный вклад ЧУ в континентальные тренды площади снежного покрова, времени таяния снега, приземной температуры в весенний сезон при сравнении с доминирующим фактором – ростом концентрации углекислого газа в атмосфере.

В данной работе исследуется только радиационный форсинг от изменения альbedo заснеженной поверхности при попадании на нее частиц аэрозоля из атмосферы. Отметим, что помимо

черного углерода альbedo заснеженной поверхности может сильно меняться при попадании на нее частиц минеральной пыли. Однако изучение влияния данного фактора на радиационный баланс у поверхности не являлось целью данной работы. Здесь мы только отметим, что вклад минеральной пыли в радиационный баланс оказывается значительным вблизи мощных источников пыли, например таких как пустыни [3].

Для расчета радиационного форсинга от загрязнения снега используются данные о входящей радиации и изменении альbedo поверхности вследствие загрязнения снега примесью. Альbedo заснеженной поверхности вычисляется либо на основе параметризации, либо с помощью радиационной модели, описывающей вертикальный перенос радиации в слое снега. Такой расчет можно делать интерактивно в рамках климатической модели [1, 4] или отдельных моделей верхнего слоя почвы и морского льда, для которых задается предписанное внешнее воздействие.

Например, в работе [5] для этой цели использовались две модели: CLM4 (Community Land Model) – модель почвенного слоя и CICE4 – модель морского льда, с помощью которых рассчитывалась эволюция снежного покрова на суше и морском льду. При этом в качестве граничных условий на поверхности задавались потоки ЧУ, полученные по мультимодельным данным [6], а остальные метеорологические поля брались из данных реанализа.

Кроме того, возможен диагностический расчет радиационного форсинга, например на основе данных наблюдений или модельных данных. В работе [3] приводятся оценки изменения альbedo поверхности и РФ от ЧУ в снегу, где в качестве входных данных радиационной модели использовались данные натурных измерений по глубине и плотности снега, профили концентрации ЧУ, а также спутниковые данные о потоках радиации и балле облачности.

В данной работе для диагностической оценки мгновенного РФ предлагается использовать данные климатической модели совместно с локально-одномерной радиационной моделью SNICAR (SNow-ICe-AErosole radiation model) [4]. Данная модель описывает вертикальный перенос излучения в слое снега с заданными профилями концентрации черного углерода, плотности среды и размеров снежных гранул, а ее выходными данными являются спектральное альbedo заснеженной поверхности и радиационный форсинг.

В качестве входных данных для радиационной модели предлагается использовать модельные данные, полученные с помощью 5-й версии модели климата ИВМ РАН INMCM5 [7].

2. ОПИСАНИЕ ТЕХНОЛОГИИ РАСЧЕТА КОНЦЕНТРАЦИИ ЧУ В СНЕГУ И СООТВЕТСТВУЮЩЕГО РАДИАЦИОННОГО ФОРСИНГА

В качестве входных полей для расчета радиационного форсинга использовались следующие среднемесячные сеточные данные климатической модели:

- H_{snw} – водно-эквивалентная толщина снега
- I_{bc} – поток черного углерода (ЧУ) на поверхности снежного слоя
- Q_{melt} – поток талой воды на нижней границе снежного слоя
- σ – доля ячейки сетки, покрытая снегом
- F_{sw}^{down} – поток входящей коротковолновой радиации

На основании этих данных рассчитывалась концентрация черного углерода в снегу, профиль которой предполагался постоянным во всем слое снега в каждой ячейке сетки. Так как данные в климатических моделях обычно приводятся по календарным месяцам, то рассчитывались суммарные значения масс снега и ЧУ за месяц.

При этом использовались следующие промежуточные поля за n -й месяц:

приток массы ЧУ в ячейке, покрытой снегом,

$$P_{bc}^n = I_{bc}^n \Delta t \sigma^n S \quad (1)$$

и масса снега в ячейке сетки

$$M_{sn}^n = H_{snw}^n \rho_w S. \quad (2)$$

Здесь $\rho_w = 1000 \text{ кг/м}^3$, S – площадь ячейки сетки, $\Delta t = 1 \text{ мес.}$

Масса ЧУ в заснеженной ячейке сетки рассчитывалась на основе балансового соотношения, предложенного в работе [4]:

$$\frac{dM_{bc}}{dt} = -C_{MSE} Q_{melt} \frac{M_{bc}}{M_{sn}} S + I_{bc} \sigma S, \quad (3)$$

которое можно записать в дискретном виде следующим образом:

$$\begin{aligned} \frac{M_{bc}^{n+1} - M_{bc}^n}{\Delta t} &= -C_{MSE} Q_{melt}^{n+1} S \frac{M_{bc}^n}{M_{sn}^n} + I_{bc}^{n+1} \sigma^{n+1} S, \\ M_{bc}^{n+1} &= M_{bc}^n - C_{MSE} Q_{melt}^{n+1} \frac{M_{bc}^n}{M_{sn}^n} S \Delta t + P_{bc}^{n+1}. \end{aligned} \quad (4)$$

Здесь $Q_{melt} = -\frac{1}{S} \frac{dM_{sn}}{dt} \geq 0$ – средний по ячейке поток массы растаявшего снега в $\text{кг}/(\text{м}^2 \text{ с})$, C_{MSE} – коэффициент вымывания частиц ЧУ талой во-

дой. Если считать, что поток ЧУ из атмосферы $I_{bc}^{n+1} = 0$, то из (4) следует, что

$$C_{MSE} = \frac{\Delta M_{bc} / M_{bc}}{\Delta M_{sn} / M_{sn}}, \quad (5)$$

т.е. коэффициент C_{MSE} — это отношение вымываемой относительной массы ЧУ к относительной массе талой воды.

В наших расчетах использовался коэффициент вымывания для гидрофильного углерода $C_{MSE} = 0.2$, который соответствует значению, принятому в работе [4], и данным полевых измерений [8].

В качестве начальных данных для уравнения (4) использовалось выражение $M_{bc}^0 = P_{bc}^0$, где нулевой индекс означает месяц, когда в данной ячейке сетки появился снежный покров. Зная решение уравнения (4) за каждый месяц и предполагая однородное перемешивание ЧУ по всему слою снега, можно найти концентрацию ЧУ в снегу по следующей формуле:

$$C_{bc}^n = \frac{M_{bc}^n}{M_{sn}^n}. \quad (6)$$

Полученные данные о концентрации черного углерода подавались на вход радиационной модели SNICAR. Эта модель описывает вертикальный перенос излучения в слое снега; в качестве входных параметров имеет эффективный размер и форму снежных кристаллов, тип частиц ЧУ, способ перемешивания частиц ЧУ и снежных кристаллов, тип (рассеянное или прямое) и спектральный состав приходящего солнечного излучения, зенитный угол Солнца, а также спектральное альbedo подстилающей поверхности. В наших расчетах предполагалось, что на верхнюю границу снежного покрова падает только прямое солнечное излучение. Спектр солнечного излучения соответствует типичным зимним условиям для средних широт.

Также считалось, что все снежные гранулы имеют сферическую форму и эффективный радиус, соответствующий свежеснеговому снегу (100 мкм). Считалось, что альbedo подстилающей поверхности не зависит от длины волны и для почвы равно 0.2. Следует отметить, что для достаточно толстого слоя снега (больше 10 см) зависимость результатов от этого параметра незначительна.

Частицы ЧУ предполагались только гидрофильными. Это предположение оправдано тем, что гидрофобный ЧУ с характерным временем 1 сут переходит в гидрофильный ЧУ, а значит, вклад гидрофобного углерода в радиационный баланс будет заметным только вблизи его источников.

Косинус солнечного зенитного угла для северного полушария выражался через угол склонения

Солнца и широту местности следующим образом: пусть δ — угол склонения Солнца, φ — широта, θ — солнечный зенитный угол. Тогда

$$\cos\theta = \cos(\varphi - \delta), \quad (7)$$

при этом

$$\sin\delta = \sin\epsilon \sin\left(\frac{2\pi(d - d_e)}{365}\right), \quad (8)$$

где $\epsilon = 23.45^\circ$ — наклон Земли к плоскости эклиптики, d — время (в сутках с начала года), $d_e = 80.5$.

Для каждого календарного месяца данная величина рассчитывалась в полдень 15-го числа.

На выходе из радиационной модели можно получить средние значения альbedo: α^{vis} — отвечающее видимому диапазону (0.3–0.7 мкм), α^{nir} — отвечающее ближнему ИК-диапазону (0.7–5.0 мкм), а также альbedo, соответствующие чистому и загрязненному снегу (α_{bc} и α_0 соответственно). На основании этих данных можно рассчитать радиационный форсинг, вызванный загрязнением снега ЧУ, по следующей формуле:

$$R_{bc} = \sigma \left[(\alpha_0^{vis} - \alpha_{bc}^{vis}) F_{vis}^{down} + (\alpha_0^{nir} - \alpha_{bc}^{nir}) F_{nir}^{down} \right]. \quad (9)$$

При этом, исходя из вида спектра приходящего солнечного излучения, можно полагать, что

$$F_{vis}^{down} \approx F_{nir}^{down} \approx 0.5 F_{sw}^{down}.$$

3. ОЦЕНКА КОНЦЕНТРАЦИИ ЧУ В СНЕГУ И СООТВЕТСТВУЮЩЕГО РАДИАЦИОННОГО ФОРСИНГА ПО ДАННЫМ МОДЕЛИ INMCM5

а) Описание модели и численных экспериментов

Для расчетов использовались данные пяти реализаций исторического эксперимента с совместной климатической моделью INMCM5 [7] для периода с 1997 по 2002 гг. В каждой из реализаций в начальный момент времени возмущалось поле приземной температуры в одной из точек сетки, расположенной на экваторе на величину 0.01 град. Отметим, что данная версия климатической модели участвует в международном проекте по сравнению климатических моделей CMIP6 (Coupled Models Intercomparison Project), имеет разрешение по долготе–широте $2^\circ \times 1.5^\circ$ в атмосфере и $0.5^\circ \times 0.25^\circ$ в океане. Она включает в себя аэрозольный блок, содержащий в качестве компонента черный углерод двух модификаций — гидрофильный и гидрофобный [9]. В данном блоке описываются следующие процессы физико-химической трансформации аэрозоля: конвекция-диффузия, гравитационная седиментация, сухое оседание и вымывание осадками. Трансформация

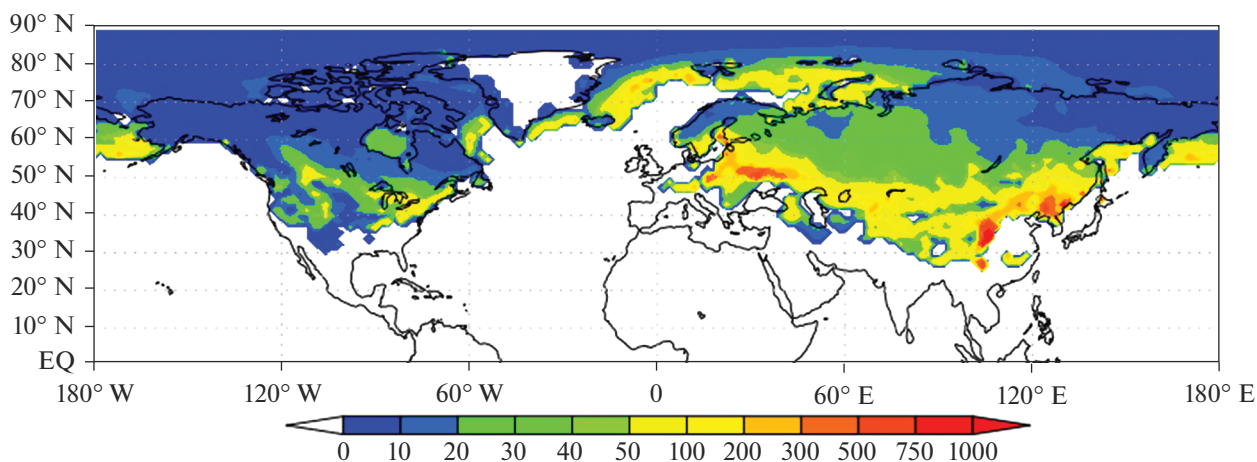


Рис. 1. Среднемесячная концентрация черного углерода в снегу для января 1998 г. [нг/г].

гидрофобной фракции ЧУ в гидрофильную происходит с характерным временем 40 ч. Эмиссия ЧУ в атмосферу задается согласно данным, подготовленным для проекта СМIP6 [10, 11], при этом 80% массы выбросов составляет гидрофобный ЧУ.

б) Результаты климатических расчетов

На основе ежемесячных данных об осадках ЧУ и толщине снежного покрова по формулам (1)–(6) была рассчитана концентрация ЧУ в снегу. На рис. 1 приведена концентрация ЧУ в снегу для января 1998 г. Видно, что максимумы концентрации расположены вблизи зоны промышленных выбросов ЧУ и достигают 1000 нг/г.

С помощью модели SNICAR проводились расчеты радиационного форсинга для снежного слоя, расположенного на суше. Следует отметить, что учитывался снежный покров толще 10 см, поскольку для более тонкого слоя большое влияние на альбедо снега оказывает альбедо подстилающей поверхности, а значит, результаты будут очень чувствительны к толщине слоя снега. Для каждой реализации были получены величины среднемесячного радиационного форсинга, затем они были осреднены по всем реализациям. При этом радиационный форсинг в ячейке сетки полагался нулевым, если в данный момент времени она на-

ходилась в зоне полярной ночи, либо в ней полностью отсутствовал снежный покров.

Если сравнить региональные средние значения толщины снежного покрова и концентрации ЧУ в снегу, полученные по модельным данным с данными наблюдений [3] (табл. 1), то можно отметить завышение средней концентрации ЧУ в снегу в Арктике по сравнению с данными наблюдений и занижение в Китае.

Среднегодовая концентрация ЧУ в снегу приведена на рис. 2а. Максимумы C_{bc} расположены в Китае и на Дальнем Востоке и достигают величин 300 нг/г. В Европе среднегодовая концентрация ЧУ в снегу – 50–100 нг/г. В Арктике также возможны локации со среднегодовой концентрацией ЧУ в снегу до 50–100 нг/г. Однако в последнем случае нужно учитывать, что в предложенной процедуре расчета концентрации ЧУ в снегу не учитывается движение морского льда, что может приводить к увеличению средней и максимальной концентрации по сравнению со снегом, расположенным на движущихся льдинах. Если сравнить с соответствующим распределением концентрации ЧУ в снегу в весенние месяцы (рис. 3а), то везде наблюдается рост концентрации по сравнению со среднегодовыми величинами. В Китае и на Дальнем Востоке максимальные значения C_{bc} достигают 500 нг/г, в Европе – 200–300 нг/г, в Арктике – 100–200 нг/г.

Таблица 1. Средние по времени (1998–2002 гг.) и регионам (осреднение только над заснеженной территорией) толщина снега и концентрация ЧУ в снегу по данным модели ИВМ РАН, в скобках – по данным натурных наблюдений [3]

	Арктика (март–май)	Северная Америка (январь–март)	Китай (январь–февраль)
Толщина снега, см	30 (38)	38 (26)	11 (14)
Концентрация ЧУ в снегу, нг/г	50 (21)	36 (30)	128 (480)

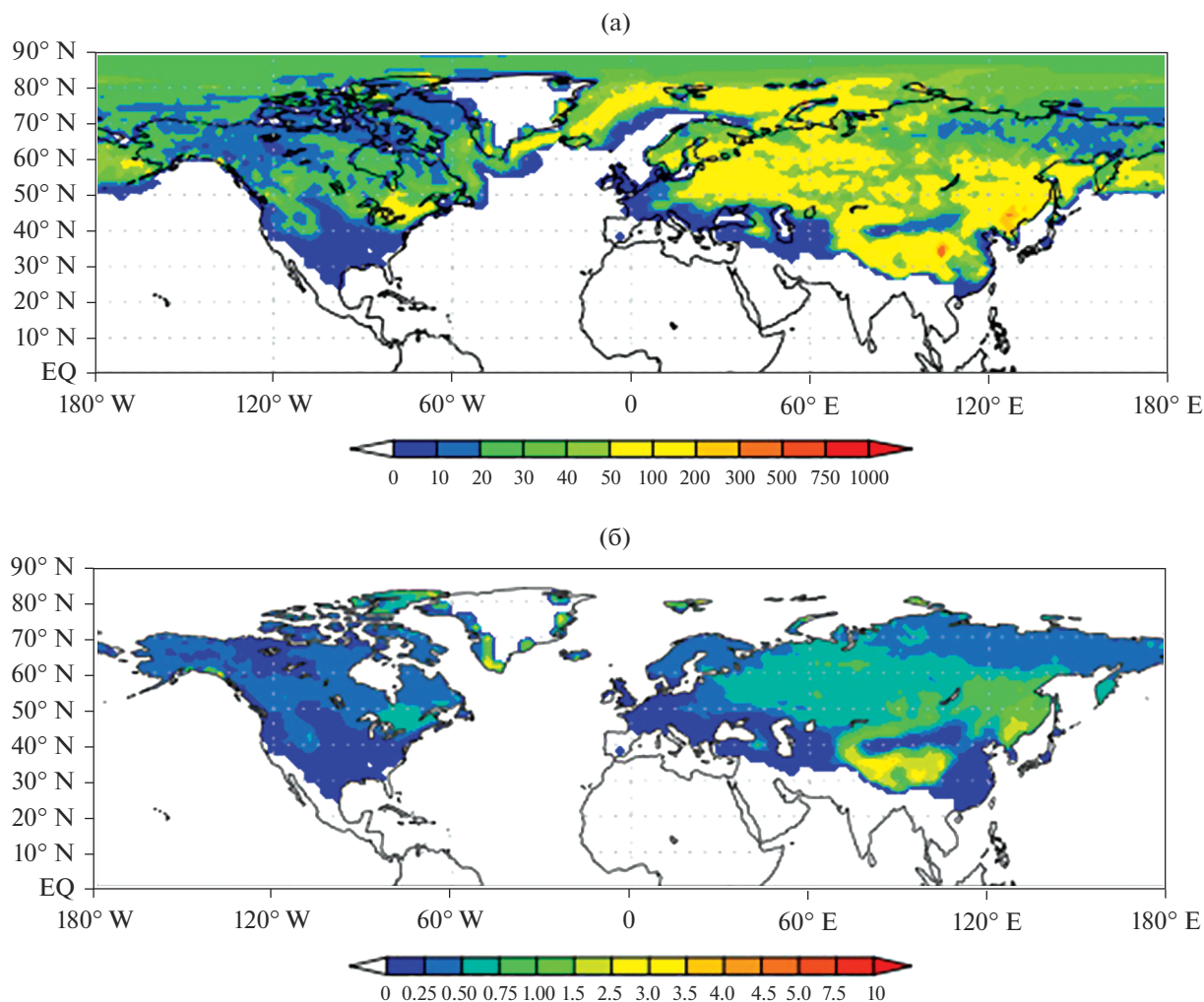


Рис. 2. (а) – Среднегодовая концентрация ЧУ в снегу [нг/г], (б) – среднегодовой радиационный форсинг [$\text{Вт}/\text{м}^2$], вызванный загрязнением снега черным углеродом, осредненные за 1998–2002 гг.

Аналогичным образом ведет себя и радиационный форсинг от ЧУ в снегу (табл. 2–3). Максимальные значения среднегодового форсинга достигают $3 \text{ Вт}/\text{м}^2$, и они соответствуют Гималаям и Тибету (рис. 2б). В весенний сезон они увеличиваются до $5\text{--}7 \text{ Вт}/\text{м}^2$ (рис. 3б). Среднегодовые значения R_{bc} для Евразии, Северной Америки и глобальный составляют $0.64, 0.42, 0.45 \text{ Вт}/\text{м}^2$ соответ-

ственно. Причем последняя величина согласуется с центральной оценкой, полученной в работе [4]. В весенний сезон радиационный форсинг над континентами Евразии и Северной Америки увеличивается до 2.4 и $1.8 \text{ Вт}/\text{м}^2$, что сопоставимо со значениями, полученными в работах [1, 5, 12].

Осреднение по весеннему периоду особенно важно, поскольку радиационный форсинг от за-

Таблица 2. Среднегодовой радиационный форсинг от загрязнения снега ЧУ, осредненный по регионам, $\text{Вт}/\text{м}^2$, по данным модели INMCM5 и модельным данным из работы [4]

	Евразия	Северная Америка	глобальный	Глобальный по данным [4]		
				нижняя оценка	центральная оценка	верхняя оценка
1998	0.67	0.43	0.47	0.08	0.6	1.56
2001	0.61	0.41	0.44	0.07	0.55	1.42

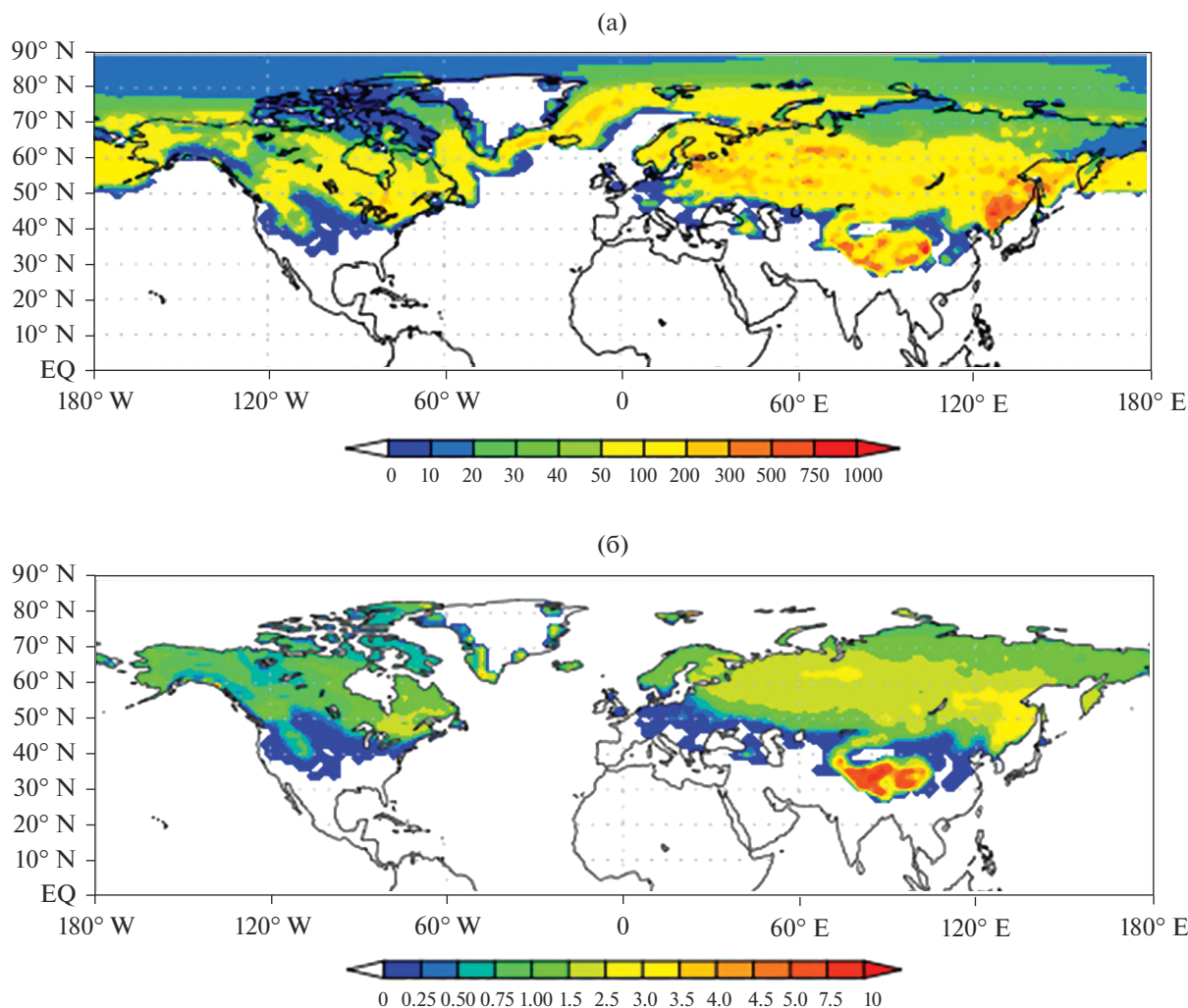


Рис. 3. Средние за весенний сезон (а) концентрация ЧУ в снегу [нг/г], (б) радиационный форсинг [$\text{Вт}/\text{м}^2$], вызванный загрязнением снега черным углеродом, осредненные за 1998–2002 гг.

загрязнения снега достигает максимума именно в этот период. Это объясняется тем, что весной инсоляция уже довольно большая, а снежный покров еще присутствует на довольно большой площади. Кроме того, загрязнение снега заметно усиливает таяние. Из-за существования положительной обратной связи увеличение таяния меняет структуру снега, он становится состоящим из больших гранул округлой формы, что приводит к росту альбедо

снега. Данный процесс может приводить к увеличению приземной среднемесячной температуры на 1–2 градуса согласно данным работы [1].

в) Влияние выбросов ЧУ от пожаров

Из анализа результатов расчетов для рассматриваемого периода следует, что наибольший радиационный форсинг из-за загрязнения снега

Таблица 3. Радиационный форсинг от ЧУ в снегу, осредненный по весенним месяцам и по регионам, $\text{Вт}/\text{м}^2$, по данным модели INMCM5 и модельным данным из работы [1]

	1998	1999	2000	2001	2002	Региональное климатическое среднее по данным [1]
Евразия	2.64	2.40	2.45	2.31	2.47	3.02
Северная Америка	1.94	1.79	1.87	1.77	1.80	1.26

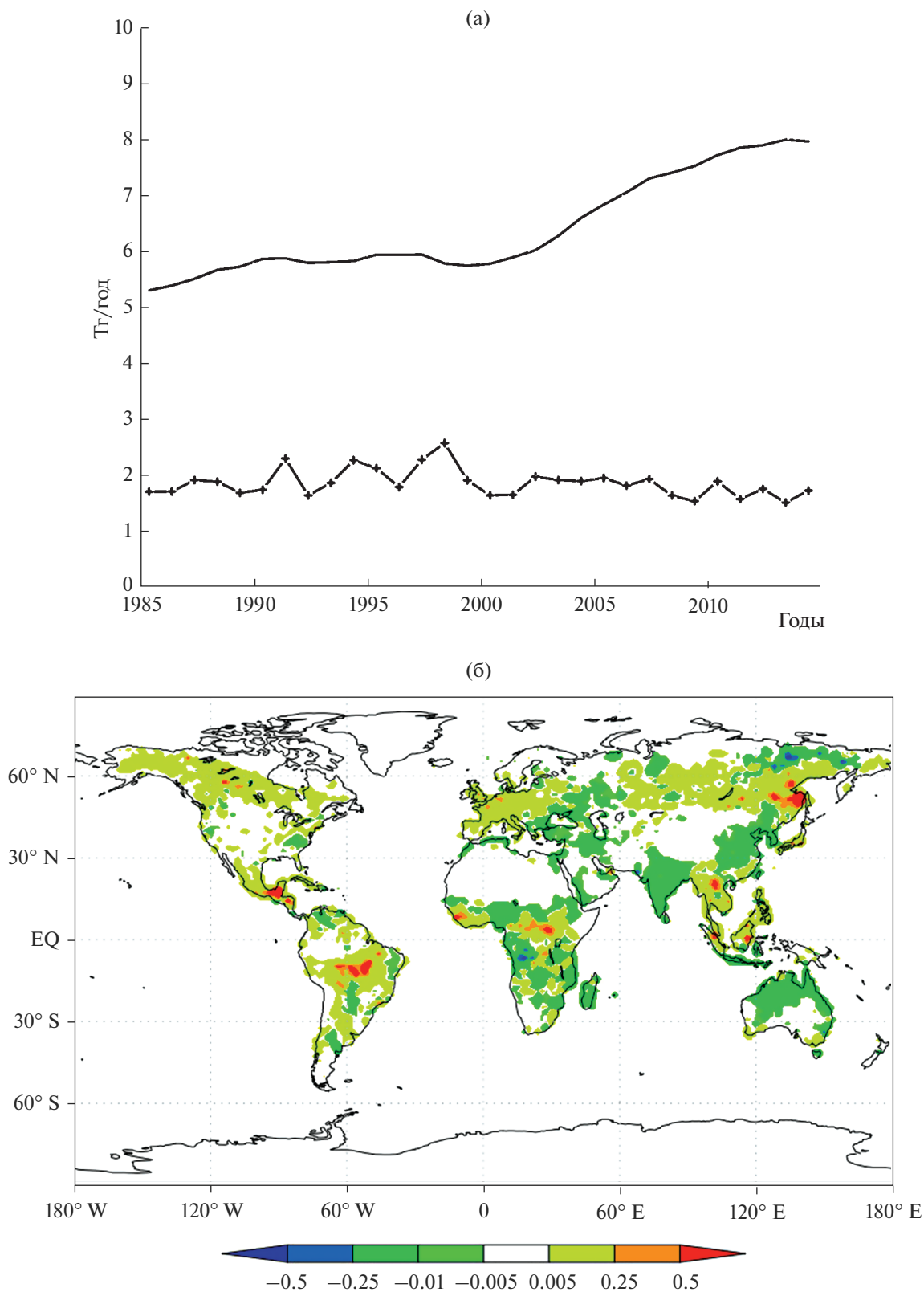


Рис. 4. (а) – Скорость глобальной эмиссии ЧУ в атмосферу [Тг/год]: сплошная кривая – антропогенная эмиссия, крестики – лесные и степные пожары. (б) – Разность среднегодовой эмиссии черного углерода за 1998 и 2001 гг. по данным СМIP6 [10^{-11} кг/(м² с)].

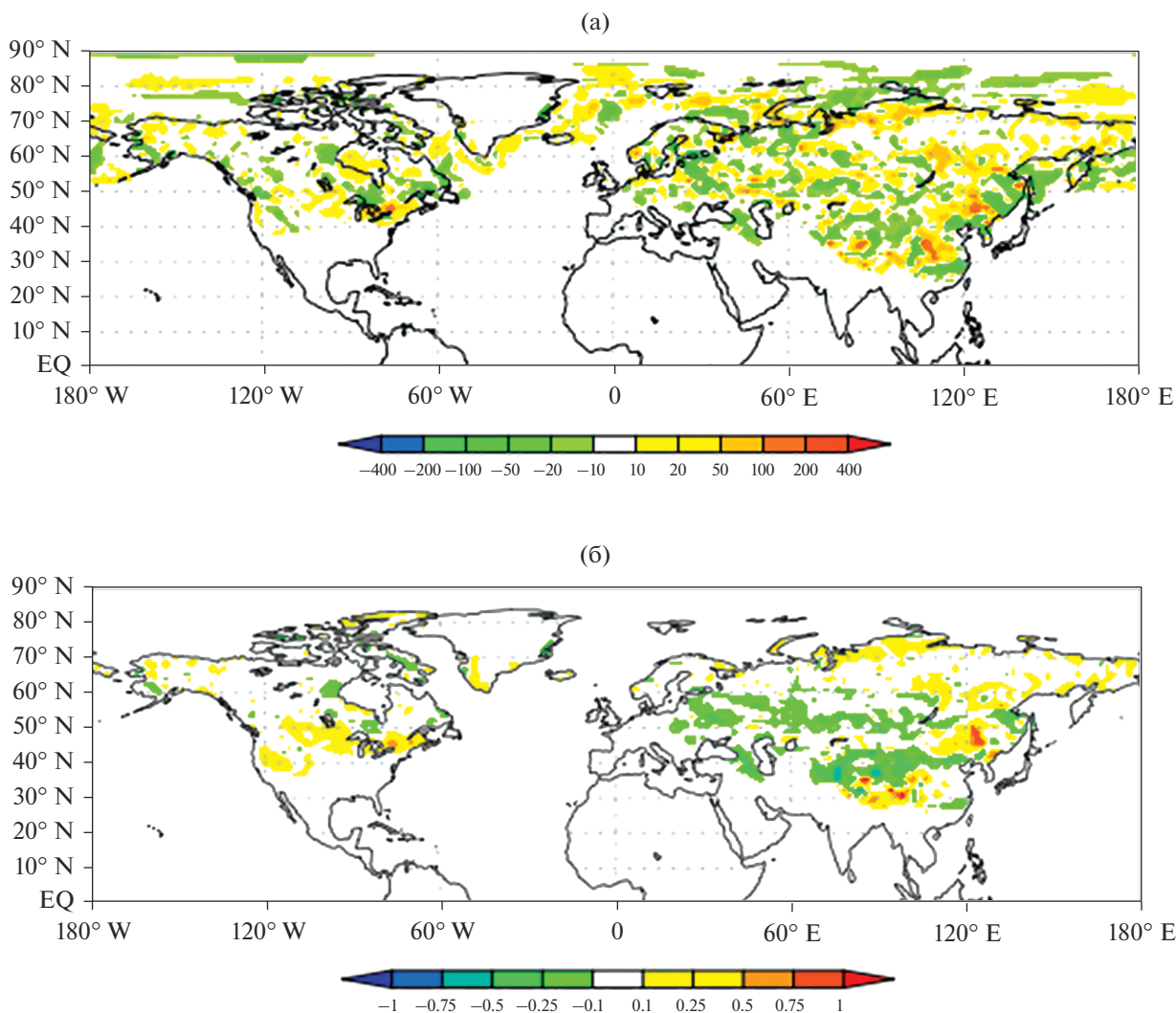


Рис. 5. (а) — Аномалия среднегодовой (июнь 1998—май 1999 г. относительно июнь 2001—май 2002 г.) концентрации ЧУ в снегу [нг/г], (б) — аналогичная аномалия среднегодового радиационного форсинга [$\text{Вт}/\text{м}^2$], вызванного загрязнением снега черным углеродом.

черным углеродом соответствует 1998 г., а наименьший — 2001 г. Это соотносится с историческими наблюдениями за сезонными лесными пожарами. На рис. 4а приведены зависимости глобальных выбросов ЧУ от времени (антропогенная составляющая и выбросы, полученные в результате горения биомассы) по данным, подготовленным в рамках проекта СМIP6 [10, 11]. Так, в 1998 г. наблюдались обширные лесные пожары, а в 2001 г., наоборот, масштабы пожаров были минимальными, при этом антропогенная составляющая выбросов менялась незначительно в данный период времени. Если рассмотреть пространственную структуру разницы в среднегодовых выбросах ЧУ в 1998 и 2001 гг. (рис. 4б), то она имеет максимум в зоне бореальных лесов в Сибири и на Дальнем Востоке.

На основании описанной технологии расчетов радиационного форсинга можно оценить допол-

нительный форсинг, который является следствием учета выбросов ЧУ от сезонных лесных пожаров. Считая, что результаты для 1998 г. соответствуют наличию, а для 2001 г. — отсутствию сезонных лесных пожаров, максимальное значение положительной аномалии среднегодового радиационного форсинга составляет $1 \text{ Вт}/\text{м}^2$ (рис. 5).

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получены оценки концентрации черного углерода и радиационного форсинга на основании результатов климатической модели INMCM5. Результаты расчетов, в целом, хорошо согласуются с аналогичными величинами из других работ, но в отдельных регионах имеются различия.

Максимальная среднегодовая концентрация ЧУ в снегу достигает величин порядка $1000 \text{ нг}/\text{г}$, и

ей соответствуют регионы в Юго-Восточной Азии и на Дальнем Востоке. Среднегодовой радиационный форсинг над континентами Евразии и Северной Америки по нашим оценкам составляет 0.6 и 0.4 Вт/м², причем в весенние месяцы он увеличивается до 2.4 и 1.8 Вт/м².

По нашим оценкам, локальный дополнительный среднегодовой радиационный форсинг R_{bc} из-за выбросов ЧУ в результате лесных пожаров составляет до 1 Вт/м².

Предложенные оценки можно рассматривать как оценки снизу для радиационного форсинга по нескольким причинам. Во-первых, в наших расчетах мы использовали эффективный радиус частиц, соответствующий свежевыпавшему снегу. Дополнительные расчеты с радиационной моделью показали, что для больших значений этого радиуса, соответствующих зрелому снегу, уменьшение альбедо снега за счет его загрязнения получается несколько большим. Во-вторых, реальный профиль ЧУ в снегу может иметь максимум на поверхности, тогда как мы предполагаем его постоянным. Такая неравномерность возможна по нескольким причинам: во-первых, потоки снежных осадков и ЧУ меняются по времени, и во-вторых, при таянии снега гидрофобный ЧУ может накапливаться на поверхности снега. Для учета данных процессов в климатической модели нужно рассматривать многослойную модель снежного покрова вместо однослойной.

В перспективе данная технология может быть внедрена в климатическую модель ИВМ РАН с целью интерактивного расчета альбедо снега, вызванного его загрязнением черным углеродом и другими примесями.

Работа выполнена в ИВМ РАН при поддержке РФФИ, грант № 18-05-61083 (оценка радиационного форсинга от черного углерода в снегу) и РНФ, грант № 20-17-00190 (проведение численных экспериментов с моделью INMCM5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Flanner M.G., Zender C.S., Hess P.G., Mahowald N.M., Painter T.H., Ramanathan V., Rasch P.J.* Springtime warming and reduced snow cover from carbonaceous particles // *Atmos. Chem. Phys.* 2009. V. 9. P. 2481–2497.
2. *Keegan K.M., Albert M.R., McConnell J.R., Baker I.* Climate change and forest fires synergistically drive widespread melt events of the Greenland Ice Sheet // *PNAS*. 2014. V. 111. P. 7964–7967.
3. *Dang C., Warren S.G., Fu Q., Doherty S.J., Sturm M., Su J.* Measurements of light-absorbing particles in snow across the Arctic, North America, and China: effects on surface albedo // *J. Geophys. Res.* 2017. V. 122. P. 10149–10168.
4. *Flanner M.G., Zender C.S., Randerson J.T., Rasch P.J.* Present-day climate forcing and response from black carbon in snow // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. P. D11202.
5. *Jiao C., Flanner M.G., Balkanski Y., Bauer S.E., Bellouin N., Bernsten T.K., Bian H., Carslaw K.S., Chin M., De Luca N., Diehl T., Ghan S.J., Iversen T., Kirkevåg A., Koch D., Liu X., Mann G.W., Penner J.E., Pitari G., Schulz M., Seland Skeie R.B., Steenrod S.D., Stier P., Takemura T., Tsigaridis K., van Noije T., Yun Y., Zhang K.* An AeroCom assessment of black carbon in Arctic snow and sea ice // *Atmos. Chem. Phys.* 2014. V. 14. P. 2399–2417.
6. *Textor C., Schulz M., Guibert S., Kinne S., Balkanski Y., Bauer S., Bernsten T., Berglen T., Boucher O., Chin M., Dentener F., Diehl T., Easter R., Feichter H., Fillmore D., Ghan S., Ginoux P., Gong S., Grini A., Hendricks J., Horowitz L., Huang P., Isaksen I., Iversen I., Kloster S., Koch D., Kirkevåg A., Kristjansson J.E., Krol M., Lauer A., Lamarque J.F., Liu X., Montanaro V., Myhre G., Penner J., Pitari G., Reddy S., Seland III., Stier P., Takemura T., Tie X.* Analysis and quantification of the diversities of aerosol life cycles within AeroCom // *Atmos. Chem. Phys.* 2006. V. 6. P. 1777–1813.
7. *Volodin E.M., Mortikov E.V., Kostrykin S.V., Galin V.Ya., Lykossov V.N., Gritsun A.S., Diansky N.A., Gusev A.V., Yakovlev N.G.* Simulation of the present-day climate with the climate model INMCM5 // *Climate Dynamics*. 2017. V. 49. P. 3715–3734.
8. *Conway H., Gades A., Raymond C.F.* Albedo of dirty snow during conditions of melt // *Water Resour. Res.* 1996. V. 32. P. 1713–1718.
9. *Володин Е.М., Кострыкин С.В.* Аэрозольный блок в климатической модели ИВМ РАН // *Метеорология и гидрология*. 2016. Т. 10. № 8. P. 5–18.
10. *Hoesly R.M., Smith S.J., Feng L., Klimont Z., Janssens-Maenhout G., Pitkanen T., Seibert J.J., Vu L., Andres R.J., Bolt R.M., Bond T.C., Dawidowski L., Kholod N., Kurokawa J.-I., Li M., Liu L., Lu Z., Moura M.C.P., O'Rourke P.R., Zhang Q.* Historical (1750–2014) anthropogenic emissions of reactive gases and aerosols from the Community Emissions Data System (CEDS) // *Geosci. Model Dev.* 2018. V. 11. P. 369–408.
11. *Van Marle M.J.E., Kloster S., Magi B.I., Marlon J.R., Daniau A.-L., Field R.D., Arneth A., Forrest M., Hantson S., Kehrwald N.M., Knorr W., Lasslop G., Li F., Mangeon S., Yue C., Kaiser J.W., van der Werf G.R.* Historic global biomass burning emissions for CMIP6 (BB4CMIP) based on merging satellite observations with proxies and fire models (1750–2015) // *Geosci. Model Dev.* 2017. V. 10. P. 3329–3357.
12. *Skiles S.M., Flanner M.G., Cook J.M., Dumont M., Painter T.H.* Radiative forcing by light-absorbing particles in snow // *Nat. Clim. Change*. 2018. V. 8. P. 964–971.

Estimation of the Radiative Forcing from Snow Darkening with Black Carbon Using Climate Model Data

A. Yu. Chernenkov^{1, *} and S. V. Kostrykin^{2, 3, 4, **}

¹*Moscow Institute of Physics and Technology, Institutskij per., 9, Dolgoprudny, Moscow region, 141701 Russia*

²*Marchuk Institute of Numerical Mathematics of the Russian Academy of Sciences, Gubkina str., 8, Moscow, 119333 Russia*

³*Israel Institute of Global Climate and Ecology, Glebovskaya str., 20B, Moscow, 107258 Russia*

⁴*Obukhov Institute of Atmospheric Physics of the Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky per., 3, Moscow, 119017 Russia*

**e-mail: chernenkov.ayu@phystech.edu*

***e-mail: s_kostr@mail.ru*

Using the balance model of the snow layer we estimate the concentration of the black carbon in the snow, then with the help of radiative transfer model SNICAR we calculate the snow albedo and radiative forcing from snow darkening with black carbon. The data of the ensemble simulation with the 5th version INM RAS climate model for the period 1998–2002 were used as input, which include snow both on land and on sea ice. The regionally averaged results are compared with other model data and field measurements.

Keywords: climate, radiative forcing, black carbon, snow albedo, Arctic, climate model, radiative transfer model