

ИЗМЕНЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА И ИХ КЛИМАТИЧЕСКАЯ РОЛЬ (Сообщение 2)

А. Н. Кренке, Л. М. Китаев, Д. В. Турков, Т. Г. Кадомцева, Е. М. Айзина

Институт географии Российской Академии Наук, 109017, Москва, Старомонетный пер., 29, Россия

Первое сообщение, которое опубликовано в предыдущем номере этого журнала, было посвящено информации о результатах исследований снежного покрова континентального масштаба и их изменений и многолетней изменчивости для территории СНГ и стран Балтии. Второе сообщение посвящено климатической роли снежного покрова. Расчеты для Евразийской, Западносибирской и Туранской равнин показывают, что в период снеготаяния затраты атмосферного тепла на таяние имеют одинаковый порядок величин с весенней адвекцией и превышает в 2—3 раза прогрев тропосферы.

Сравнение между десятилетней и межгодовой изменчивости снежного покрова и температуры воздуха в глобальном масштабе свидетельствует о соответствии величины изменчивости площади снежного покрова и тепловых потоков к нему и изменчивости теплосодержания тропосферы. Это может быть интерпретировано как их взаимосвязь. Однако в средних и высоких широтах между поверхностью снежного покрова и температурой воздуха существует не только дестабилизирующая положительная обратная связь, но и отрицательная, стабилизирующая, тоже. Наш эксперимент с МОЦА показывает, что при расширении снежного покрова возрастает адвекция тепла с юга и океана благодаря возросшему температурному градиенту. Следовательно, разрастание снежного покрова до состояния „Белой Земли“ является невозможным. Летняя муссонная циркуляция ослабевает при увеличении снежного покрова из-за увлажнения и, следовательно, охлаждения земной поверхности весной.

Снежный покров, таяние, температура тропосферы, обратные связи, муссоны, модель общей циркуляции атмосферы

SNOW COVER CHANGES AND THEIR ROLE IN CLIMATE (Communication 2)

A. N. Krenke, L. M. Kitaev, D. V. Turkov, T. G. Kadomtseva, E. M. Aizina.

Institute of Geography RAS, 109017, Moscow, Staromonetny per., 29, Russia

The first part of this paper, which was published in the previous issue of this journal, was devoted to the sources of information about snow cover of the continental scale, and to its change and long standing variability over the territory of CIS and Baltic states. This, second part is devoted to the climatic role of snow cover. The calculation for East European, West Siberian and Turan plains shows that in the melting period the heat loss from atmosphere on snow melting is of the same order with the spring heat advection and 2—3 times exceeds the heating of troposphere, thus detaining it up to the devastation of snow cover.

The comparison of interdecade and interannual variation of global snow cover and global air temperature testifies the similar order of snow — air heat fluxes changes and of the changes in the heat content of the troposphere. That could be interpreted like their interconnection. However between snow cover surface and air temperature in the middle and high latitudes there exists not only destabilizing positive feedback, but stabilizing negative one too. Our experiments with GCM have shown the increase in the heat advection from the south and from the ocean due to the increased temperature gradient by the extension of snow cover. Thus self-developing of snow cover up to the „White Earth“ state is impossible. The summer monsoon circulation is weakened by expansion of snow cover because of moistening and thus cooling of land surface in the spring.

Snow cover, melting, temperature of troposphere, feedbacks, monsoon, global circulation model

Первая часть статьи, опубликованная в прошлом номере журнала, была посвящена первым результатам исследований снежного покрова на почти континентальном уровне — для территории СНГ и стран Балтии. В предлагаемой второй ее части рассмотрены вопросы, связанные с влиянием снежного покрова на изменения климата согласно балансовым расчетам и согласно экспериментам с моделью общей циркуляции атмосферы.

ТЕПЛОБАЛАНСОВАЯ ОЦЕНКА КЛИМАТИЧЕСКОЙ РОЛИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Расчет средних многолетних затрат тепла на снеготаяние был выполнен для Восточно-Европейской, Западно-Сибирской и Русской равнин [Кренке и др., 1989]. Территория, на которой происходит таяние, перемещается с середины февраля до конца мая с юго-запада на северо-во-

ИЗМЕНЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

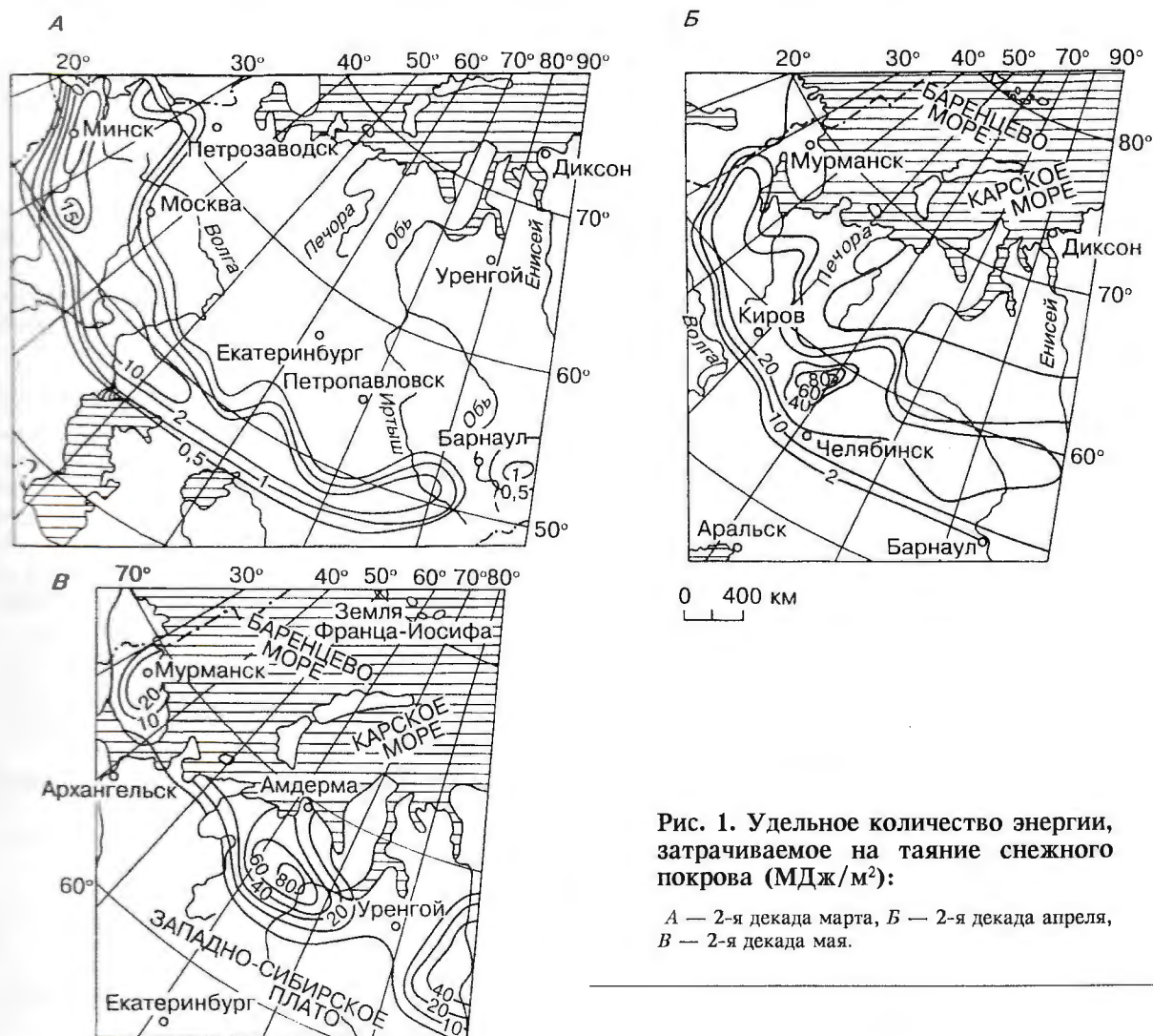


Рис. 1. Удельное количество энергии, затрачиваемое на таяние снежного покрова (МДж/м²):

А — 2-я декада марта, Б — 2-я декада апреля, В — 2-я декада мая.

сток от Белоруссии, бассейнов Ниж. Дона и Волги и Казахского мелкосопочника к Кольскому п-ову, Большеземельской тундре и северу Западно-Сибирской равнины. Ширина пояса одновременного снеготаяния составляет около 500—1000 км (рис. 1). Изменение интенсивности снеготаяния в течение весны зависит от даты его начала. Если оно начинается в среднем в феврале или начале марта, то продолжается с постоянной скоростью примерно 20 дней. Скорость снеготаяния также постоянна и в случае его начала во второй половине марта, но это имеет место в более северных и снежных районах и на таяние затрачивается уже 30 дней. Если же снеготаяние начинается в апреле, его скорость нарастает с ростом высоты солнца, но длится оно 40—50 дней ввиду больших снегозапасов

Учитывая вышеописанные закономерности, мы рассчитали его величину и связанные с ним затраты тепла для каждой десятидневки для ряда ячеек сети географических координат. Эти

потери были сопоставлены с другими составляющими теплового баланса атмосферы, который описывается следующим уравнением:

$$\text{div}(C_p \cdot p \cdot T \cdot V) + d(C_p \cdot p \cdot T)/dt = L \cdot (P - E) - M - R,$$

где C_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении, p — плотность воздуха, V — вектор горизонтальной скорости ветра, T — температура воздуха, t — время, P — осадки, L — скрытая теплота испарения, E — испарение, M — затраты тепла на таяние, R — радиационный баланс на верхней границе атмосферы, который оценен в соответствии со спутниковыми данными [Кондратьев, 1965].

Оказалось, что за период снеготаяния (20—50 дней) затраты тепла на таяние сопоставимы с адвекцией тепла и превосходят нагрев атмосферы. Так, для ячейки между 55° и 60° с. ш. и 30° и 40° в. д. (Центр Восточно-Европейской равнины, включающий Москву) затраты тепла на

Соотношение составляющих теплового баланса атмосферы над тающей поверхностью снега

Число, месяц	Составляющие теплового баланса	Ячейки территории			
		1	2	3	4
21-31 Марта	$M/\text{div}(p \cdot C_p \cdot T \cdot V)$	0,34	0,32	0,44	0,28
1-10 Апреля	$M/\text{div}(p \cdot C_p \cdot T \cdot V)$		0,29	0,84	0,91
11-20 Апреля	$M/\text{div}(p \cdot C_p \cdot T \cdot V)$				0,62
21-31 Марта	$M/d(p \cdot C_p \cdot T)/dt$	3,6	2,2	2,6	1,4
1-10 Апреля	$M/d(p \cdot C_p \cdot T)/dt$		0,94	3,8	3,0
11-20 Апреля	$M/d(p \cdot C_p \cdot T)/dt$				1,5

* Координаты, ограничивающие ячейки: 1 — 30°—40° в.д., 50°—55° с.ш.; 2 — 30°—40° в.д., 55°—60° с.ш.; 3 — 40°—50° в.д., 50°—55° с.ш.; 4 — 40°—50° в.д., 55°—60° с.ш.

снеготаяние в середине марта составляют 44% от его адвекции и в 2,6 раза превосходят затраты на прогрев атмосферы, тем самым надолго задерживая его. В первую десятидневку апреля потери тепла на снеготаяние составляют даже 84% от адвекции и в 3,8 раза превосходят нагрев атмосферы (таблица). Поэтому высокие температуры воздуха здесь невозможны вплоть до схода снежного покрова.

В глобальном масштабе около 6% поверхности Земли постоянно находятся под снегом или льдом (ледники и многолетние морские льды) и около 17% временами покрываются сезонным снегом [Kotliakov et al., 1982]. Вместе это составляет около 115 млн км². В среднем в течение года снегом покрыто 62 млн км² поверхности суши, морских льдов и ледников. Дополнительное отражение солнечной радиации в космическое пространство из-за высокого альбедо снега по сравнению с бесснежными поверхностями составляет примерно $13 \cdot 10^{16}$ МДж/г (4% от суммарной солнечной радиации, поступающей на Землю). Благодаря снегу альбедо нашей планеты равно 0,30 вместо 0,26. Потери тепла на таяние и на эффективное длинноволновое излучение, компенсируемые направленным к поверхности турбулентным потоком тепла, равны <10% от количества отраженного тепла. Однако они достаточно велики, составляя $1,1 \cdot 10^{16}$ МДж/год. Этого достаточно, чтобы охладить всю тропосферу ($5,3 \cdot 10^9$ км³ воздуха под давлением в среднем 750 ГПа) на 2°С. В отсутствие же снежного покрова тропосфера, наоборот, нагревалась бы на те же 2° направленным вверх турбулентным потоком. Таким образом, снежный покров приводит к снижению температуры тропосферы примерно на 4°С. В отсутствие снежного покрова средняя глобальная температура земной поверхности была бы близка к +18°С, вместо нынешних +14°С. Во время четвертичного периода поверхность снежного покрова, ледников и морского льда была примерно в 1,5 раза больше, чем в настоящее время [Котляков, 1987]. По-видимому, это приводило к выхолаживанию тропосферы в среднем на 2°С или примерно 40% от общего

выхолаживания планеты в четвертичный период. Таким образом, снежный покров формировал важную положительную обратную связь в колебаниях климата плейстоцена, так как эта часть похолодания и, соответственно, потепления в конце ледниковых периодов не была связана ни с какими внешними факторами и может быть объяснена только внутренними колебаниями в климатической системе.

Междудесятилетние и междугодовые колебания площади снежного и морского ледового покровов очень существенны. В 1970-х гг. площади снежного покрова в северном полушарии были на 4 млн км² больше, чем в 1960-х гг. [Barry R.G., 1990]. Междугодовые колебания только в северном полушарии достигают 6—8 млн км². Согласно В. Ф. Захарову и А. А. Кириллову (1981) междудесятилетние колебания площади морских льдов составляют около 5 млн км². Даже при допущении отсутствия корреляции между колебаниями снежного и ледового покровов (в действительности такая положительная корреляция существует!), междудесятилетние колебания суммарной площади снежного и ледового покровов должны составлять около 7 млн км², или более 10% от средней многолетней величины. Если вся снежно-ледовая поверхность может охлаждать тропосферу на 3—4°С, то междудесятилетние колебания этой площади могут объяснить междудесятилетние колебания средней глобальной температуры воздуха порядка 0,3—0,4°С. Как раз такие вариации на этих частотах можно увидеть на кривых Джонса [Jones, 1988] и других кривых, представляющих изменения глобальной температуры воздуха за последнее столетие. Конечно, колебания температуры воздуха могли иметь и другие причины, например, связанные с изменениями циркуляции океана. Однако, вышеприведенный расчет указывает на возможность рассматривать междудесятилетние колебания глобальной температуры воздуха, как автоколебания в климатической системе, в частности за счет обратных связей, относящихся к снежному покрову.

ОЦЕНКА КЛИМАТИЧЕСКОЙ РОЛИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ОСНОВЕ ЭКСПЕРИМЕНТОВ НА ГЛОБАЛЬНОЙ МОДЕЛИ КЛИМАТА

На усовершенствованной с участием авторов квазистационарной глобальной циркуляционной модели ВЦ РАН выполнены эксперименты по последствиям принудительного увеличения площади снежного покрова [Кренке и др., 1995]. Для января предел снежного покрова в северном полушарии удерживался вдоль 48° и вдоль 36° с.ш. (приблизительный диапазон современных междугодовых колебаний). Для июня южный предел удерживался вдоль 72° с.ш. (современная ситуация) и вдоль 48° с.ш. (предполагаемая ситуация в ледниковые эпохи четвертичного периода). В январе смещение границы снега на 12° к югу вызвало похолодание температуры тропосферы над бывшей безснежной территорией только на 2–3°С (рис. 2). Более того, усиление интенсивности циркуляции воздуха из-за роста меридионального градиента в свойствах подстилающей поверхности суши вызвало не только упомянутое ослабление выхолаживания, но также и потепление воздуха над ранее покрытых снегом территориями на 3 и даже 5°С. Особенно сильное потепление модельной тропосферы произошло на территориях, окружающих Северную Атлантику и Берингово море.

В июне похолодание в результате смещения на юг снежного покрова было гораздо более сильным, но все же недостаточным, чтобы сохранить снежный покров от таяния (рис. 3). Летние температуры воздуха остаются все еще существенно положительными. Это также отражает усиление интенсивности атмосферной циркуляции. Таким образом, увеличение площади снежного покрова вызывает не только положительную обратную связь через альбедо, но и отрицательную через усиление атмосферной

циркуляции за счет роста меридионального градиента свойств поверхности суши и контраста между сушей и морем. Это противоречит гипотезе «Белой Земли», согласно которой снежная поверхность за счет выхолаживания ею воздуха из-за положительной альбедной обратной связи может непрерывно расширяться вплоть до покрытия льдом всей планеты в случае небольшого начального похолодания, а для остановки этого процесса нужны внешние воздействия. В действительности, благодаря отрицательной циркуляционной обратной связи, «Белая Земля» не может появиться как результат саморазвития снежно-ледяного покрова. Ее появление как раз требует резкого изменения внешних условий — изменения положения Земли относительно Солнца или уменьшения прихода солнечной радиации по каким-либо другим причинам.

«Белая Земля» не реконструируется ни для какой из геологических эпох, несмотря на множество периодов появления ледниковых покровов в высоких широтах. С другой стороны, ослабление атмосферной циркуляции при сокращении снежно-ледяного покрова задерживает это сокращение. Таким образом, при приблизительном равновесии положительной (альбедо) и отрицательной (циркуляция воздуха) обратных связей может возникнуть устойчивое состояние климатической системы, своеобразный аттрактор. Похоже, что максимальное распространение четвертичных ледниковых покровов на суше до 50° с.ш. как раз соответствует этому равновесию.

Замечательно, что не только четвертичные оледенения занимали примерно одинаковую площадь, но также и более древние оледенения. Согласно реконструкциям Н.М.Чумакова (1984) палеозойские (пермокарбонное и силуро-ордовикское) и докембрийские (вендские и ранние протерозойские) оледенения были примерно тех же размеров и занимали те же широты, хотя и на других сместившихся с тех пор материках.

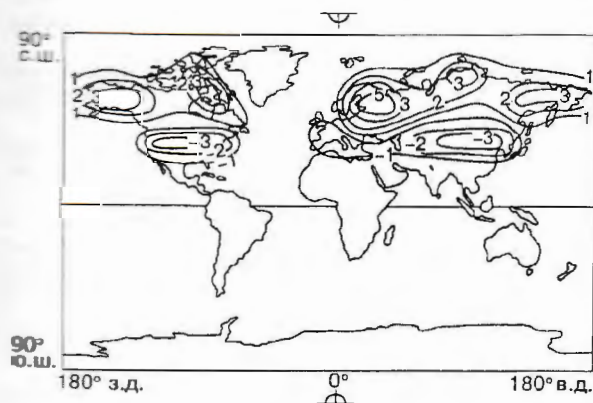


Рис. 2. Изменение температуры воздуха в январе в результате смещения границы снежного покрова с 48° до 36° с.ш. согласно эксперименту на модели общей циркуляции атмосферы.

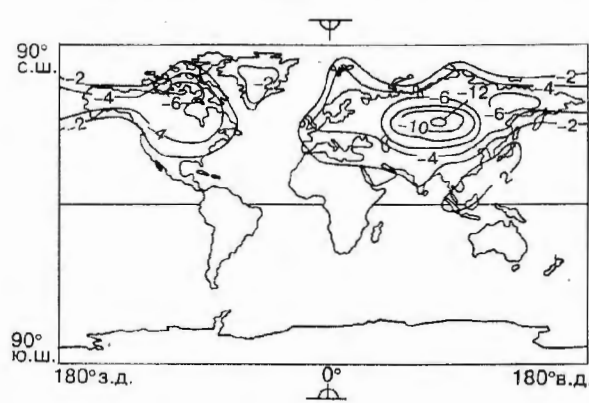


Рис. 3. Изменение температуры воздуха в июне в результате смещения границы снежного покрова с 72° до 48° с.ш. согласно эксперименту на модели общей циркуляции атмосферы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

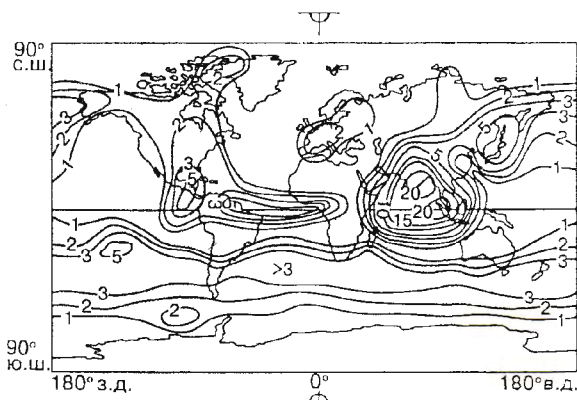


Рис. 4. Уменьшение осадков в июне, в мм/сут. в результате смещения границы снежного покрова с 72° до 48° с.ш. согласно эксперименту на модели общей циркуляции атмосферы.

Теперь их реконструируемые границы сместились далеко от полярных регионов вместе с дрейфующими континентами. Но в соответствующие геологические эпохи во время оледенений все они располагались внутри круга 50 -й широты в обоих полушариях.

Таким образом, климатическая система имеет не менее трех устойчивых состояний (аттракторов) в геологическом масштабе времени: бесснежная Земля, никогда не наблюдавшаяся и трудно достижимая «Белая Земля» и, наконец, Земля с постоянным снежно-ледовым покровом на широтах выше 50 – 60 градусов.

Можно предположить, что аттракторы в климатической системе существуют не только в геологическом масштабе времени и объяснять ими вековые („Малый ледниковый век“ или средневековое потепление) и внутривековые (эпохи меридиональной и зональной циркуляции по [Дзердзеевский и др., 1946] или эпохи западной, восточной и меридиональной циркуляции [Вангенгейм, 1935]) климатические колебания. Одной из физических причин таких аттракторов, судя по приведенным выше энергобалансовым оценкам, могут являться изменения площади снежного покрова.

Смоделированное увеличение площади снежного покрова в июне вызвало заметное уменьшение осадков в муссонных областях Индии и Юго-Восточной Азии (рис. 4). Причиной является уменьшение или даже изменение знака разницы в свойствах поверхностей суши и океана. Поэтому муссонная циркуляция, в отличие от зональной и меридиональной в умеренных широтах была в ледниковом периоде слабее, чем современная. Этот модельный результат согласуется с эмпирическим фактом ослабления муссонов в снежные годы, что используется для прогноза интенсивности муссонов.

Рассматривая результаты вышеперечисленных балансовых расчетов и модельных экспериментов, следует иметь в виду, что память, заключенная в снежном покрове ограничивается несколькими месяцами и не превышает года, даже если учесть его воздействие на влажность почвы и циркуляцию атмосферы. Безусловно, процессы взаимодействия снежного покрова и атмосферы лишь накладываются на более мощные и более инерционные процессы взаимодействия атмосферы с океаном, а также сопоставимые по мощности, но более инерционные процессы взаимодействия с ледниковыми щитами и растительностью. Однако создаваемые снежным покровом годовые возмущения могут накапливаться в более инерционных блоках климатической системы и влиять на длительные изменения климата и природной среды.

Описанные в настоящей статье исследования выполнены при поддержке грантов РФФИ 93-05-9699а, 95-05-5375а и 96-05-64519а, а также гранта Госдепартамента США.

Литература

- Вангенгейм Г.Я. Опыт применения синоптических методов к изучению характеристик климата. Л., Гидрометеоздат, 1935, 125 с.
- Дзердзеевский Б.Л., Курганская В.М., Витвицкая З.М. Типизация циркуляционных механизмов в Северном полушарии и характеристика синоптических сезонов. Л., Гидрометеоздат, 1946, 234 с.
- Захаров В.Ф., Кириллов А.А. Некоторые особенности современной эволюции арктического морского ледяного покрова // Метеорологические исследования. М., 1981, вып. 26, с. 76–85.
- Кондратьев К.Я. Актинометрия. Л., Гидрометеоздат, 1965, 691 с.
- Котляков В.М. Глобальная климатическая роль снежного покрова // Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном. М., Наука, 1987, с. 34–65.
- Кренке А.Н., Локтионова Е.Н. Роль таяния снежного покрова в формировании температурного режима над континентами // Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. М., 1989, вып. 66, с. 43–51.
- Кренке А.Н., Пригарин В.Е., Турков Д.В. Влияние аномалий снежного покрова на глобальный климат // Изв. РАН, сер. географ., М., 1995, №3, с. 25–36.
- Чумаков Н.М. Главные ледниковые события прошлого и их геологическое значение // Изв. АН СССР, сер. геол., М., 1984, № 7, с. 35–53.
- Barry R.G. Observational evidence of changes in global snow and ice cover // Observed climate variations and change: contribution in support of section 7 of the 1990 IPCC scientific assessment / Ed. by D.E.Parker. Cambridge, Cambridge University Press, 1990, p. 1.1–1.20.
- Jones P.D. The influence of ENSO on global temperatures // Climate monitor, 1988, vol.17, p. 80–89.
- Kotliakov V.M. and Krenke A.N. The data on the snow cover and glaciers for the global climatic models // Papers presented at the JSC Study Conference on Land Surface Processes in GLAS models. Geneva, WMO, 1982, p. 65–78.

Поступила в редакцию
16 мая 1997 г.