

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.578.42

Сроки установления снежного покрова на севере Евразии: прямые и обратные связи с крупномасштабной атмосферной циркуляцией

© 2014 г. В.В. Попова, А.В. Ширяева, П.А. Морозова

Институт географии РАН, Москва
valeria_popova@mail.ru

Snow cover onset dates in the north of Eurasia: relations and feedback to the macro-scale atmospheric circulation

V.V. Popova, A.V. Shiryaeva, P.A. Morozova

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow

Статья принята к печати 1 июля 2014 г.

*Крупномасштабная атмосферная циркуляция, площадь снежного покрова, прямые и обратные связи, Северная Евразия, сроки установления снежного покрова.**Dates of snow cover onset, feedback, macro-scale atmospheric circulation, North Eurasia, snow cover extent.*

Рассматриваются колебания сроков установления снежного покрова на территории России в 1950–2008 гг., а также их прямые и обратные связи с крупномасштабной атмосферной циркуляцией по данным наблюдений и результатам численных экспериментов на модели Planet Simulator. Представлены поля многолетних средних для этого параметра и его связи с изменениями температуры приземного воздуха на суше внетропической зоны Северного полушария и циркуляционными индексами Scand, EA–WR, WP и NAO. Результаты численных экспериментов указывают на возможное влияние осенних аномалий снежного покрова на интенсивность зонального переноса в нижней тропосфере. По данным наблюдений, анализ связи между осенними аномалиями площади снежного покрова и средним для зимы индексом Арктической осцилляции показывает, что чёткая линейная зависимость между этими параметрами (в противофазе) наблюдается только в 1970–90-е годы, отличающиеся максимальными аномалиями площади снежного покрова и их наибольшей изменчивостью.

Variations of snow cover onset dates in 1950–2008 based are analyzed in order to reveal climatic norms, relations with macro-scale atmospheric circulation and influence of snow cover anomalies on strengthening/weakening of westerly basing on observational data and results of simulation using model Planet Simulator, as well. Patterns of mean snow cover onset data and their correlation coefficients with circulation indices in the terms of Northern Hemisphere Teleconnection Patterns, as well as relation revealed between snow cover extent anomalies for the second decade of October and winter atmospheric circulation regime over North Eurasia, are presented.

Введение

Установление снежного покрова и связанное с ним резкое изменение альbedo суши – важный этап годового цикла, влияющий на энергообмен в пограничном слое атмосферы. Кроме климатообразующего значения, аномалии сроков установления снежного покрова существенно влияют на работу многих отраслей экономики (сельское хозяйство, транспорт и др.), а также разные сферы жизни человека. Северная Евразия – крупнейшая в мире область с сезонным снежным покровом и наибольшими его вариациями, поэтому воздействие на эволюцию снежного покрова атмосферных процессов и его обратное влияние на атмосферу проявляются здесь наиболее отчётливо. Согласно заключению Международной группы экспертов по изменениям климата [11], последнее

десятилетие стало самым тёплым с начала прошлого столетия. Вместе с тем с середины 1990-х годов роста средней температура приземного воздуха для территории суши Северного полушария не наблюдается, что сильно расходится с прогнозируемыми изменениями [12]. В числе гипотез, объясняющих причину такого расхождения, – сокращение площади морского льда в Арктике и связанное с ним раннее появление снежного покрова на севере Евразии. Механизм такого влияния объясняется резким увеличением альbedo подстилающей поверхности, способным вызвать возмущения в поле давления, которые, в свою очередь, ослабляют зональный перенос и создают благоприятные условия для вторжений арктического воздуха в умеренные широты. Это, по результатам исследований [9, 12], приводит к отрицательным аномалиям индек-

са Арктической осцилляции (АО) и возросшей повторяемости суровых зим на севере Евразии.

В отечественных исследованиях изучению многолетних изменений сроков установления снежного покрова практически не уделялось внимания. В зарубежных работах эта тема чаще затрагивается в связи с изменениями климата и их обратным влиянием на климатическую систему через подстилающую поверхность, причём основываются эти данные на материалах спутниковых наблюдений снежного покрова. Влияние аномалий снежного покрова в осенний период на крупномасштабную циркуляцию исследуется достаточно давно. Основная часть работ посвящена связям аномалий снежного покрова с АО [9, 10, 12–14, 17, 19, 20].

Российская гидрометеорологическая сеть обеспечивает наиболее продолжительные и подробные наземные наблюдения за снежным покровом, которые позволяют достаточно детально исследовать осенние аномалии площади снежного покрова и их влияние на зимний режим крупномасштабной циркуляции и температуры. Кроме анализа данных спутниковых наблюдений, изучалось нелокальное влияние снежного покрова путём численного моделирования. В работах [16, 21] при помощи климатических моделей показано, что существует связь между осенней аномалией снежного покрова и зимней модой АО, которая осуществляется через стратосферный полярный вихрь, который, в свою очередь, начинает формироваться именно осенью. Проанализирована также реакция приземной температуры Евразии в зимние месяцы на положительные и отрицательные (как по толщине, так и по площади) аномалии снежного покрова [2]. Установлено, что наиболее сильное влияние октябрьская аномалия снежного покрова оказывает на приземную температуру декабря, причём для территории Сибири положительные аномалии приводят к повышению температуры, а отрицательные – к понижению.

Цель настоящей работы – изучить закономерности формирования аномалий снежного покрова на территории Северной Евразии в осенний период и оценить их влияние на крупномасштабную циркуляцию в зимние месяцы по данным наземных станционных наблюдений с середины прошлого столетия и результатам численных экспериментов. Для этого необходимо было получить климатические характеристики сроков установления снежного покрова, обобщающие период регулярных наблюдений на обширной сети станций по территории России и сопредельных государств за 1950–2008 гг., а также проанализировать колебания сроков установления снежного покрова и их связи с крупномасштабной атмосферной циркуляцией. Для понимания механизмов климатической изменчивости значитель-

ный интерес вызывает изучение обратного влияния аномалий снежного покрова на современные глобальные изменения. Поэтому в задачи нашей работы входило также выявление связи между аномалиями площади снежного покрова в октябре и ослаблением зонального переноса в зимний период, который отразился в увеличении повторяемости холодных зим на севере Евразии. При этом сопоставлялись результаты анализа наблюдений и проведённого численного эксперимента, особенность которого состояла в том, что в качестве граничных условий принимался наблюдавшийся в 1967 г. абсолютный максимум площади снежного покрова для середины осени.

Данные и методы

В основу создания архива данных по срокам установления снежного покрова положены материалы 183 метеостанций, расположенных на территории России и сопредельных государств (в зоне 45–75° с.ш.), за период 1950–2008 гг., взятые из архива ВНИИГМИ-МЦД (www.meteo.ru). Мы использовали откорректированный архив, полученный по результатам проведённого в лаборатории климатологии Института географии РАН контроля качества данных. Даты появления снежного покрова устанавливались по визуальным данным о степени покрытия территории вокруг станции, которая отмечается соответствующим значком в метеорологическом бюллетене, если наблюдатель отметил более половины видимой открытой поверхности вокруг станции покрытой снегом [3]. При формировании архива данных по срокам установления снежного покрова продолжительность его непрерывного залегания должна была составлять не менее 10 дней; возможное разрушение снежного покрова в течение зимы в учёт не принималось. В результате были получены данные о площадях снежного покрова на период его установления на основной территории России для 1–3-й декад октября. С этой целью данные по срокам установления снежного покрова интерполированы в регулярную сетку градусов (по территории исследования) с шагом 5°; затем подсчитывалась доля ячеек со снежным покровом в разные декады октября. Площади (в %) рассчитывались как для территории России в целом, так и для крупных регионов западнее и восточнее 100° в.д.

Для анализа климатических характеристик сроков установления снежного покрова были рассчитаны и путём интерполяции станционных данных с разрешением 2° × 2° построены поля средних значений и стандартных отклонений за период 1950–2008 гг. Выбор пространственного разрешения обоснован выполненным ранее исследованием особенностей изменчивости сроков разрушения снежного покрова [5]. При изучении многолетних

тенденций сроков установления снежного покрова и их связи с современным глобальным потеплением рассчитывалось изменение сроков разрушения снежного покрова в разные периоды, в том числе и в последнее десятилетие (за исследуемый период), по сравнению со средними значениями за 1950–2008 гг. Рассчитывались также коэффициенты линейной корреляции между сроками установления снежного покрова и изменениями средней за осень (сентябрь–ноябрь) температуры приземного воздуха на суше внетропической зоны Северного полушария, полученной по данным из архива Центра климатических исследований Университета Делавэр (http://climate.geog.udel.edu/~climate/html_pages/archive.html).

Для выявления связи площади снежного покрова и сроков её установления с циркулирующей атмосферой использованы индексы атмосферной циркуляции внетропической зоны Северного полушария из архива «Northern Hemisphere Teleconnection Patterns» (<http://www.cpc.noaa.gov/data/teleodoc/telecontents.shtml>). В данной работе рассматриваются индексы, отражающие вариации полей давления в тех центрах действия атмосферы (ЦДА), с которыми связаны наиболее значительные аномалии температуры и осадков на территории Северной Евразии: North Atlantic Oscillation (NAO – Северо-Атлантическое колебание); Scandinavian index (Scand – Скандинавский); East Atlantic Russia (EA–WR – Восточная Атлантика–Западная Россия); East Atlantic (EA – Восточно-Атлантический); West Pacific (WP – Западно-Тихоокеанский). Рассчитаны и построены поля коэффициентов корреляции между значениями перечисленных индексов в среднем за сентябрь–ноябрь и сроками установления снежного покрова. Оценён также сдвиг сроков установления снежного покрова, связанный с колебаниями Scand и EA–WR. Для этого было выбрано по восемь лет (равномерно распределённых с 1950 по 2008 г.) с отрицательными и положительными аномалиями этих индексов за три осенних месяца; затем рассчитывались средние значения сроков установления снежного покрова в годы положительных и отрицательных аномалий индексов и их разность. Учитывались аномалии, выходящие за границы стандартного отклонения, рассчитанного для 1950–2008 гг.

С целью численного эксперимента освоена глобальная крупномасштабная модель промежуточной сложности Planet Simulator, разработанная в Метеорологическом институте Гамбургского университета [18, <http://www.mi.uni-hamburg.de/plasim>]. Модель состоит из следующих вычислительных блоков: атмосферного, океанического, биосферного, поверхности суши и морского льда; при этом предусмотрена возможность отключения одного или нескольких из перечисленных блоков. Прове-

дены эксперименты по воспроизведению климата для граничных условий, характерных для среднего современного состояния климатической системы (контрольный), а также с изменённым альбедо поверхности. Для октября задано альбедо свежевыпавшего снега, равное 0,7, по границе, соответствующей абсолютному наблюдаемому максимуму площади снежного покрова на восточной половине территории России в октябре 1967 г., после которого наблюдался минимум АО в зимние месяцы.

Средние климатические характеристики сроков установления снежного покрова и их изменения в последнем десятилетии

В средних сроках установления снежного покрова (рис. 1, *a*) при общем зональном характере распределения очень заметно влияние Атлантики и Тихого океана, связанное, очевидно, со смягчением термических условий осени и сдвигом сроков установления снежного покрова на более поздние по сравнению с континентальными районами на тех же широтах. На юго-востоке ЕТР и юго-западе Сибири, где области отклонения изолиний к северу примерно совпадают с путями южных циклонов, проявляется также и влияние Средиземноморья. В Восточной Сибири, в Забайкалье, заметно влияние орографии. Здесь снежный покров фиксируется в конце октября, что на 1–2 декады раньше, чем в западных районах Прибайкалья. Интересно, что в эти же сроки отмечается снежный покров в низовьях Лены. Позднее для этих широт время установления снежного покрова, скорее всего, объясняется низкими климатическими нормами твёрдых осадков, характерными для этого района [1, 6], где очень высока повторяемость арктических вторжений, связанная с западной периферией Алеутской депрессии. На Крайнем Севере снежный покров устанавливается уже к последней декаде сентября. Основная часть Сибири и Дальнего Востока полностью покрывается снегом к концу первой декады ноября, Европейская территория – не ранее середины декабря.

Средние сроки установления снежного покрова достаточно устойчивы во времени на всей рассматриваемой территории. Величина стандартного отклонения по всей территории – около 10 дней, на западе местами оно достигает двух недель, а на востоке уменьшается до 7–8 дней. За исключением последнего десятилетия в многолетних колебаниях сроков установления снежного покрова не выделяются периоды продолжительных изменений, сопоставимых с ростом средней глобальной температуры. Достаточно локально проявлена связь сроков установления снежного покрова со средней по суше Северного полушария осенней температурой приземного возду-

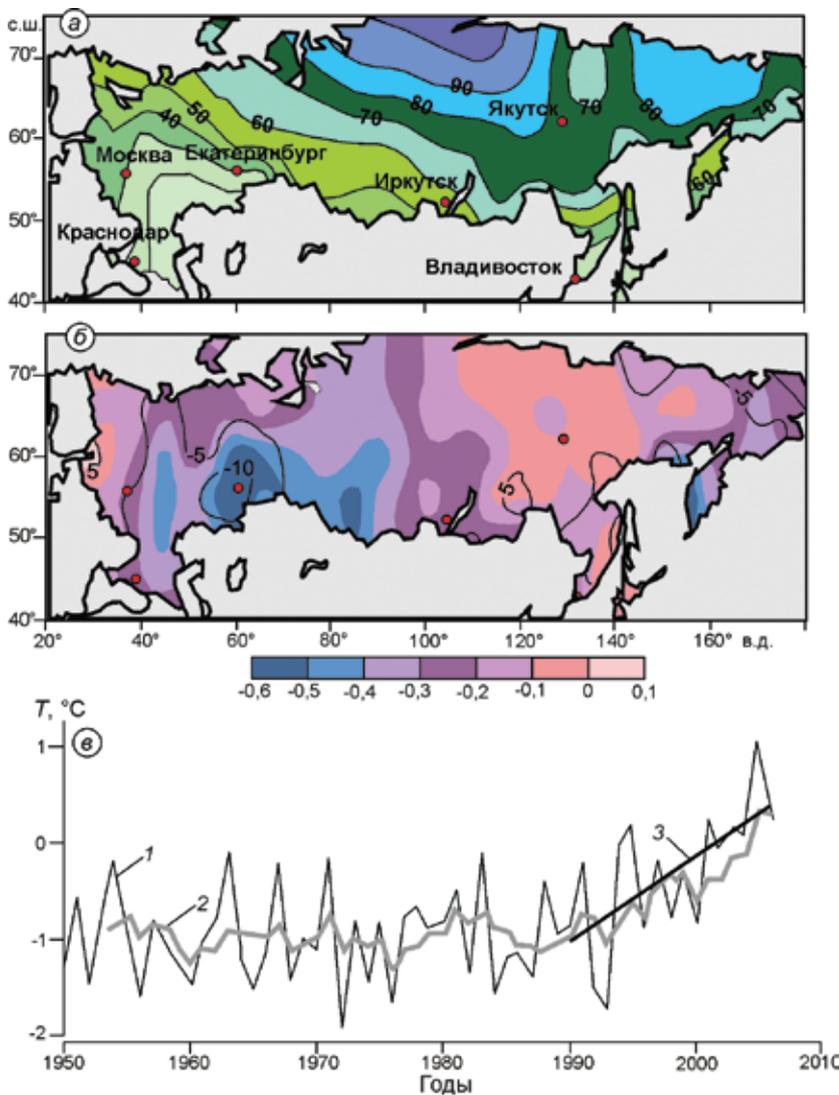


Рис. 1. Средние сроки установления снежного покрова и связь с изменениями средней за осень температуры приземного воздуха на суше внетропической зоны Северного полушария за 1950–2008 гг.:

a – средние сроки установления снежного покрова, дни до конца года; *b* – изменение сроков установления снежного покрова (в днях) в 1999–2008 гг. по сравнению со средними за 1951–1980 гг. (изолинии) и корреляция сроков установления снежного покрова со средней по суше Северного полушария в осенний период (заливка); *v* – средняя за осень температура приземного воздуха, °С, на суше Северного полушария: 1 – годовые значения; 2 – 5-летние скользящие средние; 3 – линейный тренд за 1990–2008 гг., вверху – параметры линейного тренда

Fig. 1. Norms of snow cover onset dates and their relations with temperature of the Northern Hemisphere extra-tropical land in 1950–2008: *a* – norms of snow cover onset dates, in days to the end of year; *b* – changes (isolines) of snow cover onset dates in 1999–2008 as compared with 1951–2008, in days, and correlation coefficients (color scale) between snow cover onset dates and temperature of the Northern Hemisphere extra-tropical land; *v* – autumn averaged temperature, °C, of the Northern Hemisphere extra-tropical land: 1 – annual values; 2 – 5-year running means; 3 – linear trend for 1990–2008, and its parameters (in the top) are shown

ха (см. рис. 1, *b*, *v*); для неё с начала 1990-х годов устанавливается существенный тренд (0,5 °C за 10 лет с вкладом в общую изменчивость 37%). Тем не менее, совпадение очагов корреляции и аномалий сроков установления снежного покрова (см. рис. 1, *b*) в 1999–2008 гг. указывает на некоторое влияние осеннего потепления на установление снежного покрова на ЕТР и западе Сибири; более заметно оно в районе Южного Урала, где его запаздывание выходит за границы стандартного отклонения.

Связь сроков установления устойчивого снежного покрова с крупномасштабной атмосферной циркуляцией

Установление снежного покрова, прежде всего, связано с переходом к отрицательным температурам, но оно зависит также от осадков и влагосодержания воздуха, т.е. от комплекса погодных условий, вариации которых обусловлены крупномасштаб-

ной атмосферной циркуляцией. Связь сроков установления снежного покрова с колебаниями крупномасштабной циркуляции, выраженными в циркуляционных индексах, отражает, таким образом, зависимость аномалий установления снежного покрова от комплекса метеопараметров. В наибольшей степени проявляется связь сроков установления снежного покрова с аномалиями поля давления, описываемыми индексом Scand. С обширным антициклоном над Скандинавией, характерным для этого центра действия атмосферы в его положительной фазе, связаны блокировка зональной циркуляции над Северной Евразией и активизация арктических вторжений в Западную и Центральную Сибирь, а также часть ЕТР. Как видно из распределения очагов корреляции между сроками установления снежного покрова и средним за сентябрь–ноябрь индексом Scand (рис. 2, *a*), эта ситуация способствует сдвигу сроков установления снежного покрова на

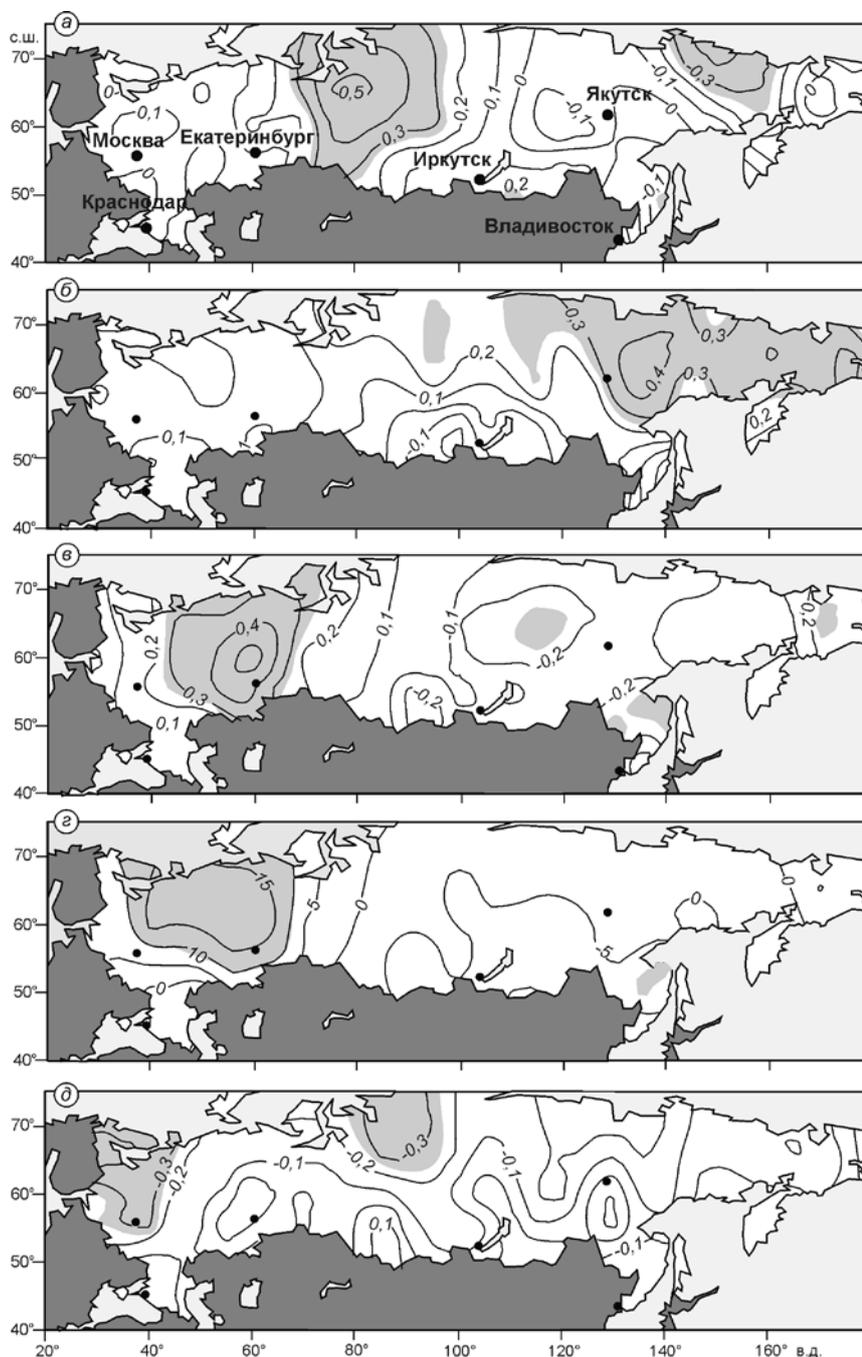


Рис. 2. Зависимость сроков установления снежного покрова от вариаций крупномасштабной атмосферной циркуляции.

Коэффициенты корреляции между индексами Scand (а), WP (б), EA–WR (в) и NAO (д) в среднем за сентябрь–ноябрь и сроками установления снежного покрова за 1950–2008 гг.; разность между средними сроками установления снежного покрова (в днях) за восемь лет положительных и отрицательных аномалий индекса EA–WR (е). Заливкой выделены области статистически значимой корреляции ($p \leq 0,05$)

Fig. 2. Relations between snow cover onset dates and macro-scale circulation variations.

Coefficients of correlation between indices: Scand (a), WP (b), EA–WR (v) and NAO (d), averaged for September–November, and snow cover onset dates in 1950–2008: differences between average snow cover onset dates, in days, during 8 years positive and negative anomalies of index EA–WR (e). Gray color indicates areas of statistically significant ($p \leq 0,05$)

более ранние практически на всём пространстве Западной Сибири и части Восточной Сибири. При этом на севере Дальнего Востока выявлена достаточно обширная область, обратная по знаку корреляции. Здесь условия для более позднего установления снежного покрова создаёт вынос более тёплого воздуха умеренных широт по восточной периферии циклона, сопряжённого с положительной фазой Scand. Хотя корреляция между сроками и индексом в основном не дотягивает до 0,5, оценки разности между сроками установления снежного покрова в годы по-

ложительных и отрицательных аномалий Scand показывают, что областям значимой корреляции на рис. 2, а соответствует сдвиг в 10–15 дней.

Дальний Восток и прилегающие районы Восточной Сибири «контролируются» Северо-Тихоокеанскими центрами действия атмосферы, описываемыми индексом WP (см. рис. 2, б). Обширная область статистически значимой корреляции между сроками установления снежного покрова, охватывающая почти всю Чукотку и прилегающие к ней районы Якутии, показывает, что здесь ран-

нее появление снежного покрова связано с арктическими вторжениями, характерными для положительной фазы этого индекса.

На большей части ЕТР, а также на Урале и западе Сибири аномалии установления снежного покрова связаны с Северо-Атлантическими центрами действия атмосферы, главным образом, с индексом EA–WR, описывающим ситуации блокировок и активизации арктических вторжений. Влияние положительных аномалий индекса EA–WR на приближение сроков установления снежного покрова, как показывает обширная область их положительной корреляции (см. рис. 2, *в*), распространяется от восточной половины ЕТР на северо-западные районы Сибири. Разница между средними сроками установления снежного покрова в годы положительных и отрицательных аномалий индекса на севере ЕТР превышает 15 дней (см. рис. 2, *з*).

Усиление зонального переноса над Северной Атлантикой, которому соответствует положительная фаза индекса NAO, отодвигает сроки установления снежного покрова на северо-западе ЕТР, а также на северо-востоке Западной Сибири, где выявляются очаги значимой отрицательной корреляции этого индекса со сроками установления снежного покрова (см. рис. 2, *д*). И величина корреляции (около $-0,4$ в центре очагов), и сравнительно небольшие очаги указывают, что NAO так не влияет на аномалии снежного покрова в период его становления, как EA–WR и Scand. Достаточно низкая корреляция между сроками установления снежного покрова и индексом NAO может быть связана с характерной для положительной фазы этого индекса циклоничностью и разнонаправленным влиянием температуры и осадков. При этом в середине осени даже на севере Сибири могут сохраняться положительные температуры, препятствующие установлению снежного покрова, что отражается в устойчивой обратной корреляции. В то же время, при температурах около 0°C осадки могут выпадать и сохраняться в твёрдом виде, что является положительным фактором для установления снежного покрова, ослабляющим общее негативное влияние NAO.

Связь осенних аномалий площади снежного покрова с режимом крупномасштабной циркуляции и температурой приземного воздуха в зимний период

Характер многолетних изменений площади снежного покрова (рис. 3) во второй декаде октября отличается для восточной и западной половины территории России как по направленности и продолжительности тенденций, особенно с начала 1980-х годов, так и по величине стандартного отклонения, которое составляет 7 и 10% соответственно. Эти различия отчётливо проявляются и в амплитуде колеба-

ний площади снежного покрова, о которой можно судить по положению его границ в годы абсолютного минимума (1967 г.) и абсолютного максимума (1976 г.) (см. рис. 3, *б*). Экстремум 1967 г., зафиксированный для территории в целом, а также для её западной и восточной частей, показывает, что основной вклад в изменчивость площади снежного покрова в октябре по территории в целом вносит её западная половина, которая отличается большей изменчивостью по сравнению с восточной. Так, только на западной половине территории выделяются направленные многолетние тенденции, которые отражаются и в колебаниях площади снежного покрова на всей территории. Наиболее продолжительная – увеличение площади снежного покрова с 1950-х к середине 1970-х годов, за которым следуют 15-летняя флуктуация и нисходящий тренд, совпадающий с ростом средней для осени температуры суши тропической зоны Северного полушария с середины 1990-х годов (см. рис. 1, *в*). Как для территории в целом, так и для её западной и восточной частей колебания площади снежного покрова достаточно тесно (с коэффициентом около $-0,6$) в противофазе коррелируют с температурой приземного воздуха в октябре, осреднённой по соответствующей территории. При этом колебания площади снежного покрова на западной половине также тесно коррелируют со средней для октября температурой внетропической зоны Северного полушария, что согласуется с выводами работы [8], в то время как для территории к востоку от 100° в.д. эта связь лишь немного превышает порог статистической значимости.

Анализ корреляции между изменениями площадей снежного покрова (для территории России в целом, а также для её западной и восточной половины к концу первой–третьей декады октября) и индексом АО, которым в значительной степени определяются аномалии температуры на севере Евразии, показал, что в целом за период 1950–2008 гг. связь практически отсутствует. Низкая, на уровне статистической значимости, корреляция обнаруживается только для площади снежного покрова к концу второй декады октября и индексом АО в феврале. Однако оценки коэффициентов корреляции меняются при анализе для периода 1971–2000 гг. (таблица). В это 30-летие существенная корреляция (в противофазе) с АО устанавливается для площади снежного покрова по всей территории в первой декаде октября, в январе и феврале, а также с АО и средней по Северной Евразии температурой за декабрь–февраль во второй декаде октября. Примерно такие же коэффициенты в те же декады отмечаются для восточной половины территории, причём корреляция с индексом АО в среднем за зиму – наиболее тесная и достигает $-0,6$. При отсутствии значимой корреляции для за-

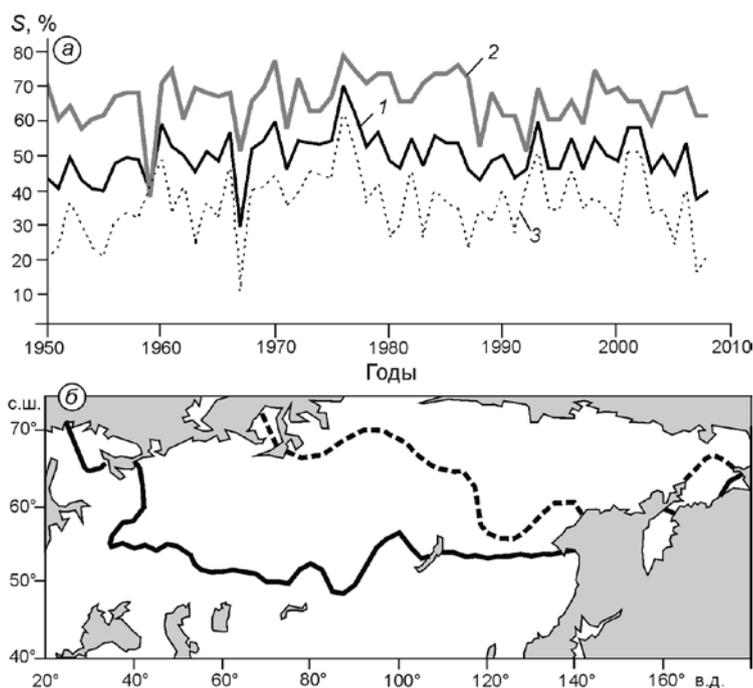


Рис. 3. Изменения площади снежного покрова в 1950–2008 гг. и положение его границы в годы абсолютного минимума и максимума площади снежного покрова к концу второй декады октября:

a – многолетние колебания площади снежного покрова для территории России в целом (1), её восточной (2) и западной (3) частей; *b* – положение границы снежного покрова в годы абсолютного минимума площади снежного покрова 1967 г. (пунктир) и абсолютного максимума 1976 г. (сплошная линия)

Fig. 3. Variations of snow cover borders in the years with absolute minimum and maximum of snow extent for the end of second decade of October:

a – variations of snow cover extent, %, for the territory of Russia (1) and its western (2) (to the west from 100 degrees) and eastern parts (3) (to the east from 100 degrees) to the end of second decade of October; *b* – location of snow cover borders in the years of absolute minimum, in 1967-th, dashed line, and maximum, in 1976-th, solid line

Коэффициенты корреляции между колебаниями площади снежного покрова, индексом Арктической осцилляции (АО) и средней по северу Евразии зимней температуры приземного воздуха в 1971–2008 гг. (жирным шрифтом выделены статистически значимые корреляции при $p \leq 0,05$)

Декада	AO_{jan}	AO_{feb}	AO_{dec}	AO_{win}	$T_{win-NEura}$
<i>Вся территория</i>					
Первая	-0,28	-0,61	0,05	-0,38	-0,29
Вторая	-0,48	-0,52	-0,23	-0,53	-0,48
Третья	-0,35	-0,40	-0,16	-0,40	-0,31
<i>Западная часть</i>					
Первая	-0,05	-0,34	0,12	-0,13	-0,15
Вторая	-0,23	-0,33	-0,06	-0,27	-0,33
Третья	-0,27	-0,26	-0,06	-0,26	-0,27
<i>Восточная часть</i>					
Первая	-0,35	-0,56	-0,05	-0,43	-0,27
Вторая	-0,56	-0,50	-0,34	-0,61	-0,42
Третья	-0,23	-0,33	-0,20	-0,33	-0,14

падной части территории России это показывает, что именно восточная её половина вносит основной вклад в корреляцию по территории в целом.

Отсутствие корреляции до 1970 г. и её достаточно высокие значения для периода 1970–2008 гг. приводят к выводу о необходимости более подробного анализа её изменения на протяжении исследуемого периода по 15-летним скользящим периодам. Установлено, что корреляция между колебаниями площади снежного покрова на востоке территории России

и средним за зиму индексом АО по 15-летним скользящим периодам (рис. 4, *a*) в 1950–60-е годы имеет положительный знак, который меняется на отрицательный в конце 1960-х – начале 1970-х годов. С середины 1970-х годов значения коэффициентов корреляции превышают (по модулю) порог статистической значимости, достигая в отдельные 15-летия значений $-0,88$ и становясь вновь незначимыми к середине 1990-х годов. Для исключения возможного влияния внутрирядной связанности (тренда) для периода 1973–1994 гг. (коэффициент корреляции для него равен $-0,85$) рассматривались автокорреляционные функции исследуемых рядов. Её значения на первом сдвиге оказались статистически значимы только для ряда индекса АО, причём на уровне $p = 0,10$, что позволяет считать внутрирядную связанность пренебрежимо малой. Тем не менее, была проведена процедура удаления тренда (см. рис. 4, *b*), после которой коэффициент корреляции между рядами площади снежного покрова и индекса АО составил $-0,82$, т.е. практически не изменился. Отметим, что высокая корреляция в 1973–1994 гг. совпадает с периодом наибольших аномалий площади снежного покрова и максимумом изменчивости индекса АО.

Таким образом, установленная линейная корреляционная зависимость между средним за зиму индексом АО и площадью снежного покрова к востоку от 100° в.д. в середине предшествующей осени носит весьма неустойчивый характер. На начало 1970-х – конец 1990-х годов приходится период статистически значимой связи, пик которой (с коэффициентами выше $0,8$) наблюдается в 1973–1994 гг.

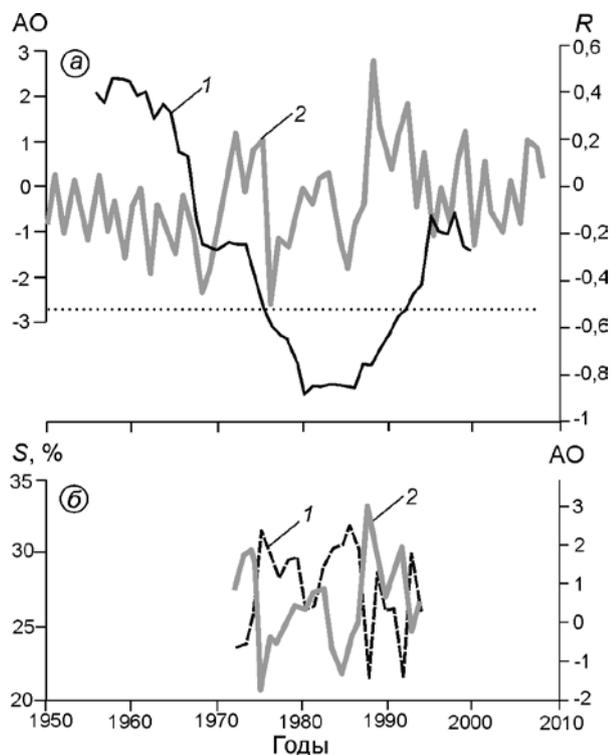


Рис. 4. Изменения коэффициента корреляции R между площадью снежного покрова на восточной половине территории России к концу второй декады октября и средним за зиму индексом Арктической осцилляции (АО):

a – 15-летние скользящие коэффициенты корреляции между индексом АО и площадью снежного покрова (1), шкала справа; изменение индекса АО в среднем за декабрь – февраль (2), шкала слева; внизу пунктиром показан порог статистической значимости коэффициентов корреляции ($p \leq 0,05$) для $N = 15$ лет; b – ряды площади снежного покрова, % (1) и индекса АО (2) в 1973–1994 гг. после удаления линейного тренда

Fig. 4. Variations of the correlation coefficient R between snow cover extent for the eastern part of Russia territory to the end of second decade of October and Arctic Oscillation (AO) index averaged for winter months.

a – 15-year running correlation coefficient between AO index averaged for winter months and snow cover extent (1), left scale; variation of AO index averaged for December–February (2), right scale; dashed line in the bottom indicates the limit of statistical significance ($p \leq 0,05$) for $N = 15$; b – detrended time-series of snow extent, % (1) and AO (2) index in 1993–1994

Известно, что это был период усиления зональной циркуляции и наиболее резкого потепления зимнего сезона как на севере Евразии, так и во всём Северном полушарии [4, 7, 15]. В это же время наблюдаются наибольшие аномалии площади снежного покрова, что, скорее всего, не случайное совпадение. В любом случае, результаты данного анализа показывают, что к началу 2000-х годов исследуемая зависимость утрачивает своё значение, и, следовательно, осенние аномалии снежного покрова, скорее всего, не могли быть причиной ослабления зо-

нальной циркуляции и аномально холодных зим на севере Евразии в последние десятилетия.

Результаты численного эксперимента по выявлению роли осенних аномалий снежного покрова в формировании режима циркуляции и температуры на севере Евразии в зимний период

Цель эксперимента – оценить возможное влияние раннего установления снежного покрова на севере Евразии на особенности климатического режима территории в зимний период. Эксперименты по воспроизведению климата для граничных условий, характерных для среднего современного состояния климатической системы и с изменённым альбедо поверхности, проводились на модели Planet Simulator. В экспериментах с изменённым альбедо поверхности для октября по границе, соответствующей абсолютному наблюдаемому максимуму площади со снежным покровом на территории России в октябре 1967 г. (см. рис. 3, б), было задано альбедо свежеснежного покрова 0,7. Результаты эксперимента показали, что изменения граничных условий отражаются в аномалиях атмосферного давления и температуры приземного воздуха.

Реакция системы проявляется уже в ноябре: формируется область повышенного давления над севером Европы и Западной Сибири (рис. 5, а). Над этими регионами, а также в Восточной Сибири заметно понижение температуры, связанное, очевидно, с изменением характера циркуляции, – ослаблением зональных процессов и поступлением холодного арктического воздуха. В декабре отрицательные температурные аномалии сохраняются над Северной Евразией и акваторией Северного Ледовитого океана, в то время как в Европе они положительны и согласуются с аномалиями в поле давления. В январе обширная положительная аномалия давления с хорошо выраженным центром (статистически значимым при $p < 0,05$) над севером Скандинавского полуострова распространяется на север Европы и Западную Сибирь. Почти на всей территории Евразии, за исключением запада Европы, ей соответствуют отрицательные аномалии температуры (см. рис. 5, б). Воспроизведённая ситуация соответствует распределению аномалий давления, характерному для положительной фазы Scand (и отрицательной фазы индекса АО) и создающему условия для ослабления зонального переноса и мощных арктических вторжений через восток Европы и Сибирь. В феврале значительная положительная аномалия давления сохраняется лишь на крайнем севере континента и над акваторией, более слабая – над Европой. В центральной части Сибири и на Дальнем Востоке давление понижено и температурные аномалии положительны.

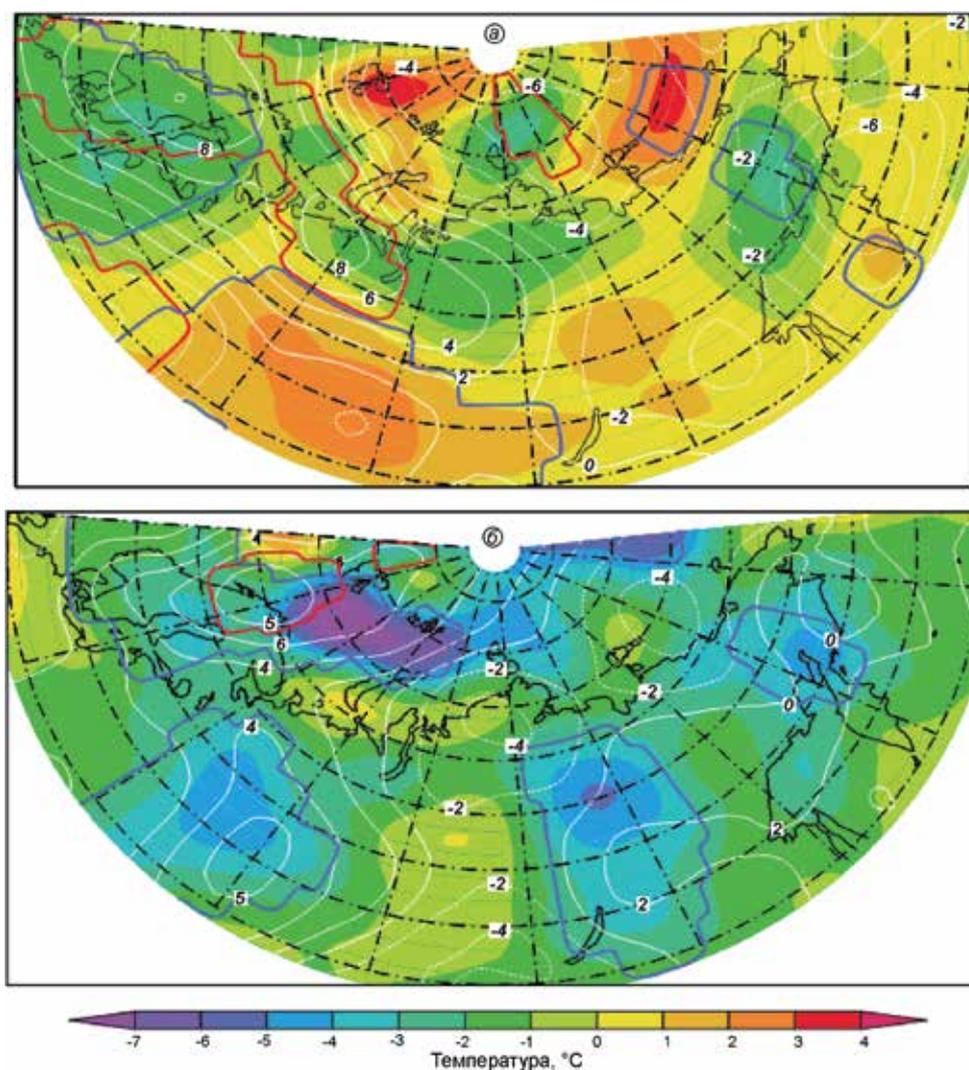


Рис. 5. Результаты эксперимента на модели Planet Simulator по выявлению реакции климатической системы на положительные аномалии снежного покрова на севере Евразии в середине осени.

Аномалии приземной температуры (цветная заливка, °С) и давления (белые изолинии, гПа), воспроизведённые в эксперименте с изменённым альбедо, соответствующим положительной аномалии площади снежного покрова в октябре 1967 г. (по сравнению с контрольным экспериментом). Красными и синими кривыми обозначены соответственно области статистической значимости аномалий давления и температуры на уровне ($p \leq 0,05$)

Fig. 5. Results of experiment on revealing of the climate system response on positive snow cover extent anomalies in the mid of autumn, using model Planet Simulator.

Anomalies of earth surface temperature (°C, color scale) and sea level pressure (white isolines, hPa), simulated as a result of experiment with albedo changed in accordance with positive anomaly snow cover extent in October 1976 as compared with base experiment. Red (blue) curves indicate areas of statistically significant ($p \leq 0,05$) pressure (temperature) anomalies

Проанализируем изменения, вызванные осенней положительной аномалией снежного покрова для Северной Евразии. Сформировавшийся в ноябре очаг положительного давления над севером Европы (см. рис. 5, а) в декабре перемещается к югу, на его месте формируется область пониженного давления, происходит усиление западного переноса и, как следствие, наблюдаются положительные аномалии температуры. В январе усиливается очаг положительного давления над севером Скандинавии, который распространяется на Северную Европу и практически на всю территорию Сибири (см. рис. 5, б). Это значительно ослабляет зональный перенос и способствует вторжениям арктического воздуха, что хорошо прослеживается в поле температуры: отрицательные аномалии наблюдаются повсеместно как на севере Евразии, так и в центральных областях, достигая практически 50° с.ш. Как уже отмечалось, в феврале положительная аномалия давления разрушается, однако над акваторией Се-

верного Ледовитого океана и на самом севере континента всё ещё прослеживаются отрицательные аномалии температуры. Вопрос о механизмах такого непрямого воздействия осенних аномалий снежного покрова (в данном случае выраженных через изменение альбедо поверхности) на температурный и циркуляционный режимы зимних месяцев требует отдельного обсуждения и выходит за рамки основной тематики данной статьи.

Заключение

На основе архива данных о сроках установления снежного покрова на территории России за 1950–2008 гг. получены оценки многолетних изменений его площади в середине осени, регионального распределения средних сроков установления снежного покрова, их изменений в последнем десятилетии и зависимости от вариаций крупномасштабной атмосферной циркуляции. В среднем за этот период снежный покров по территории России начинает

устанавливаться в начале сентября на Крайнем Севере и завершается в середине декабря на Северном Кавказе и Нижней Волге. Для сроков установления снежного покрова характерна низкая межгодовая изменчивость – на западной половине территории России она обычно не достигает двух недель, а на восточной составляет немного более недели. Низкая изменчивость сроков установления снежного покрова в 1950–2008 гг. отчасти объясняется отсутствием существенных многолетних тенденций, сравнимых по продолжительности и интенсивности с глобальными климатическими изменениями. Заметный сдвиг сроков установления снежного покрова на более поздний, связанный с общим для суши внетропической зоны Северного полушария потеплением в осенний период, наблюдается лишь в последнее десятилетие на Южном Урале (более 10 дней), а также ЕТР (5–10 дней).

На основной территории России аномалии сроков установления снежного покрова объясняются вариациями индексов Scand, EA–WR, WP и NAO, с которыми связано формирование осеннего термического режима. Наиболее заметный вклад вносят Scand и EA–WR, с положительными аномалиями которых связана активизация межширотного обмена и арктических вторжений, создающих условия для более раннего залегания снежного покрова (в среднем на 10–15 дней). Влияние EA–WR и Scand прослеживается на протяжении всех осенних месяцев и распространяется на Центральную и Западную Сибирь, а также большую часть ЕТР. WP и NAO, в основном, «контролируют» соответственно северо-восточные и северо-западные районы, но их роль в формировании аномалий установления снежного покрова менее существенна по сравнению со Scand и EA–WR. Особый интерес вызывает влияние центра действия атмосферы на удалённом расстоянии: NAO – на севере Сибири и Scand – на севере Дальнего Востока.

Анализ колебаний площади снежного покрова в период его установления показал, что в середине осени основной вклад в её изменчивость на территории России вносят территории западнее 100° в.д., восточные регионы отличаются гораздо большей стабильностью площади из года в год. Тем не менее, именно для восточной половины территории установлена зависимость между аномалиями площади снежного покрова и средними за последующие зимние месяцы индексом АО и температурой приземного воздуха внетропической зоны Северного полушария. Эта зависимость носит неустойчивый характер: она статистически незначима до начала 1970-х и со второй половины 1990-х годов, но на протяжении 22-летнего периода 1973–1994 гг. корреляция очень высока (–0,82). В этот же период наблюдаются наиболее высокие аномалии площади снежного покро-

ва и изменчивость индекса АО. Скорее всего, это совпадение не случайно, но объяснение его физического смысла требует дополнительного изучения. Очевидно, помимо физически обоснованной зависимости интенсивности зональной циркуляции зимой от аномалий снежного покрова в середине осени, которая проявилась в начале 1970-х – конце 1990-х годов, существуют и другие факторы (аномалии температуры поверхности океана, площади арктического льда), вклад которых по какой-либо причине в этот период был существенно снижен.

По-видимому, подобная ситуация при отсутствии иных возмущающих факторов воспроизводится в численных экспериментах по выявлению реакции климатической системы на положительные аномалии снежного покрова на севере Евразии (соответствующие реальной наблюдавшейся аномалии), которые были выполнены на модели промежуточной сложности Planet Simulator. Результаты экспериментов показали, что положительная аномалия площади снежного покрова в октябре приводит к появлению очага повышенного давления в ноябре, который сохраняется и остаётся статистически значимым над Скандинавским полуостровом в январе. Подобная аномалия в поле давления примерно соответствует положительной фазе индекса Scand, описывающей ситуацию ослабления зонального переноса и активизации арктических вторжений, приводящие к понижению температуры почти на всей ЕТР и в Сибири. Тем не менее, опираясь на результаты анализа данных наземных наблюдений за снежным покровом, можно утверждать, что к началу 2000-х годов исследуемая зависимость утрачивает своё значение, и, таким образом, осенние аномалии снежного покрова, скорее всего, не могли быть причиной ослабления зональной циркуляции и аномально холодных зим на севере Евразии в последние десятилетия. Безусловно, эта проблема требует дальнейшего изучения с учётом всех возможных факторов, влияющих на макромасштабную циркуляцию и интенсивность зонального переноса в масштабе внетропической зоны Северного полушария. Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН «Арктика».

Литература

1. Климат России. СПб.: Гидрометеоздат, 2001. 655 с.
2. Мартынова Ю.В., Крупчатников В.Н. Исследование чувствительности приземной температуры Евразии в зимний период к аномалиям снежного покрова. Роль стратосферы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 6. С. 818–830.
3. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Часть: Метеорологические наблюдения на станциях. Вып. 3. Л.: Гидрометеоздат, 1985. 92 с.

4. Попова В.В., Шмакин А.Б., Михайлов А.Ю. Региональная структура колебаний зимней температуры воздуха на суше внетропической зоны Северного полушария во второй половине XX века – начале XXI века // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем: Т. XXIV. М.: изд. ИГКЭ, 2011. С. 371–392.
5. Попова В.В., Полякова И.А. Изменение сроков разрушения устойчивого снежного покрова на севере Евразии в 1936–2008 гг.: влияние глобального потепления и роль крупномасштабной атмосферной циркуляции // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 29–40.
6. Шмакин А.Б. Климатические характеристики снежного покрова Северной Евразии и их изменения в последние десятилетия // Лёд и Снег. 2010. № 1 (109). С. 43–58.
7. Vatçai A.S., Shukla J. Relation between Eurasian snow cover, snow depth, and the Indian summer monsoon: An observational study // Journ. of Climate. 1994. V. 12. P. 3117–3132.
8. Brown R.D., Derksen C. Is Eurasian October snow cover extent increasing? // Environ. Research Letters. 2013. № 8 (2). 024006. doi: 10.1088/1748-9326/8/2/024006.
9. Brown R.D., Mote P.W. The response of Northern Hemisphere snow cover to a changing climate // Journ. of Climate. 2009. V. 22. P. 2124–2145.
10. Bojariu R., Gimeno L. The influence of snow cover fluctuations on multiannual NAO persistence // Geophys. Research Letters. 2003. V. 30. № 4. 1156. doi: 10.1029/2002GL015651a.
11. Climate change 2013. Summary for Policymakers. Working group I contribution to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. 2013. 27 p.
12. Cohen J., Furtado J., Barlow M., Alexeev V., Cherry J. Arctic warming, increasing snow cover and widespread boreal winter cooling // Environ. Research Letters. 2012. № 7. 014007. doi: 10.1088/1748-9326/7/1/014007.
13. Cohen J. Snow cover and climate // Weather. 1994. V. 49. P. 150–156.
14. Cohen J., Entekhabi D. The influence of snow cover on Northern Hemisphere climate variability // Atmosphere – Ocean. 2001. V. 39. P. 35–53.
15. Christiansen B. Evidence for nonlinear climate change: Two stratospheric regimes and a regime shift // Journ. of Climate. 2003. V. 16. P. 3681–3690.
16. Gong G., Entekhabi D., Cohen J. A large-ensemble model study of the wintertime AO/NAO and the role of interannual snow perturbations // Journ. of Climate. 2002. V. 15. P. 3488–3499.
17. Gong G., Entekhabi D., Cohen J. Modeled Northern Hemisphere winter climate response to realistic Siberian snow anomalies // Journ. of Climate. 2003. V. 16. № 23. P. 3917–3931.
18. Lunkeit F., Fraedrich K., Jansen H., Kirk E., Kleidon A., Luksch U. Planet Simulator reference manual. 2011. Доступно <http://www.mi.uni-hamburg.de/plasim>
19. Saito K., Cohen J. The potential role of snow cover in forcing interannual variability of the major Northern Hemisphere mode // Geophys. Research Letters. 2003. V. 30. № 6. 1302. doi: 10.1029/2002GL016341.
20. Saunders M.A., Qian B., Lloyd-Hughes B. Summer snow extent heralding of the winter North Atlantic Oscillation // Geophys. Research Letters. 2003. V. 30. № 7. 1378. doi: 10.1029/2002GL016832.
21. Watanabe M., Nitta T. Relative impacts of snow and sea surface temperature anomalies on an extreme phase in the winter atmospheric circulation // Journ. of Climate. 1998. V. 11. P. 2837–2857.

Summary

Variations of snow cover onset dates in 1950–2008 based on daily snow depth data collected at first-order meteorological stations of the former USSR compiled at the Russia Institute of Hydrometeorological Information are analyzed in order to reveal climatic norms, relations with macro-scale atmospheric circulation and influence of snow cover anomalies on strengthening/weakening of westerly basing on observational data and results of simulation using model Planet Simulator, as well. Patterns of mean snow cover onset dates and their correlation with temperature of the Northern Hemisphere extra-tropical land presented in Fig. 1 show that the most sensible changes observed in last decade are caused by temperature trend since 1990th. For the most portion of the studied territory variations of snow cover onset dates may be explained by the circulation indices in the terms of Northern Hemisphere Teleconnection Patterns: Scand, EA–WR, WP and NAO (Fig. 2). Role of the Scand and EA–WR (see Fig. 2, *a*, *b*, *c*) is recognized as the most significant.

Changes of snow cover extent calculated on the base of snow cover onset dates over the Russia territory, and its western and eastern parts as well, for the second decade of October (Fig. 3) demonstrate significant difference in variability between eastern and western regions. Eastern part of territory essentially differs by lower both year-to-year and long-term variations in the contrast to the western part, characterized by high variance including long-term tendencies: increase in 1950–70th and decrease in 1970–80 and during last six years. Nevertheless relations between snow cover anomalies and Arctic Oscillation (AO) index appear to be significant exceptionally for the eastern part of the territory. In the same time negative linear correlation revealed between snow extent and AO index changes during 1950–2008 from statistically insignificant values (in 1950–70 and 1996–2008) to coefficient values $-0.82 \div -0.85$ in 1973–1994 (Fig. 4, *a*, *b*). Results of numerical experiments on simulation of observed October snow cover anomaly in 1976 and its impact on Northern Hemisphere sea level pressure in winter months approved potential ability of abrupt increase of albedo caused by snow cover onset to influence on weakening of westerly and negative temperature anomalies in North Eurasia (Fig. 5). Evidently, based on observational data and results of modeling one should conclude that autumn snow cover anomalies in North are able to effect on macro-scale circulation regime in winter, but in condition of weakening of other major factors influencing on circulation, for example sea surface temperature over the oceans. In any case, correlation analysis of earth observations shows that snow cover extent anomalies could not be recognized as cause of negative AO anomalies and severe winters in North Eurasia in last decade.