

## СВЯЗЬ СЕЗОННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА И СНЕЖНОГО ПОКРОВА СЕВЕРНОЙ ЕВРОПЫ

Л.М. Китаев

*Институт географии РАН, 109017, Москва, Старомонетный пер., 29, Россия, lkitaev@online.ru*

Исследованы колебания температуры воздуха в моменты установления и разрушения снежного покрова Скандинавского полуострова и севера Восточно-Европейской равнины. Рассчитаны величина понижения температуры относительно тренда осенью при установлении снежного покрова и резком уменьшении альbedo поверхности и величина повышения температуры относительно тренда весной при разрушении снежного покрова, когда альbedo поверхности увеличивается. Выявлены региональные закономерности изменений скачка температуры в связи с изменением фоновой температуры воздуха.

*Снежный покров, альbedo поверхности, скачок температуры, сезонное отклонение температуры*

## RELATIONSHIP BETWEEN SEASONAL CHANGES OF AIR TEMPERATURE AND SNOW COVER, NORTHERN EUROPE

L.M. Kitaev

*Institute of Geography RAS, 109017, Moscow, Staromonetny per., 29, Russia, lkitaev@online.ru*

Fluctuations of air temperature at the moments of installation and destruction of snow cover are investigated for Scandinavian Peninsula and for the north of East European plain. The amplitude of temperature downturn relative to the autumn trend during the installation of snow cover and the sharp decrease in surface albedo as well as the value of temperature rise relative to the spring trend during the destruction of snow cover (when the surface albedo has increased) are revealed. Regional statistical features of temperature changes are calculated in connection with the changes of local air temperature.

*Snow cover, surface albedo, seasonal jump of temperature, seasonal deviation of temperature*

### ВВЕДЕНИЕ

Многолетние колебания площади снежного покрова, с одной стороны, тесно связаны с изменениями климата, а с другой – влияют на колебания приземной температуры воздуха через положительную обратную связь альbedo. За счет изменений альbedo и длинноволнового излучения из-за изменений снежного покрова суши площадью от 22 до 59 млн км<sup>2</sup> тропосфера теряет  $0,85 \cdot 10^{16}$  МДж, что с учетом массы и теплоемкости тропосферы соответствует ее выхолаживанию на 1,5 °С. С учетом снега на морских льдах (22 млн км<sup>2</sup>) выхолаживание может достигать 2 °С. Межгодовые колебания площади снежного покрова составляют 4–5 млн км<sup>2</sup>, что соответствует колебаниям глобальной температуры на 0,2 °С. Это составляет 1/3 от роста температуры за последние десятилетия, и эта часть может быть объяснена сокращением площади снега [Kotlyakov, Krenke, 1981].

На региональном уровне колебания температуры воздуха в связи с изменением альbedo поверхности должны быть наиболее заметны в моменты установления снежного покрова осенью и его схода весной. Соответствующие результаты были получены нами ранее для условий различ-

ных типов растительности юга Западной Сибири – от полупустыни до тайги. Разница амплитуд температурных колебаний здесь зависит как от изменения площади покрытия территории снежным покровом, так в значительной степени и от локальных различий альbedo растительных сообществ [Китаев и др., 2004].

Особенности обратных связей изменений снежного покрова и метеорологического режима должны существенно различаться в связи с региональными особенностями подстилающей поверхности и климата. Для оценки таких различий нами продолжены исследования влияния снежного покрова на динамику приземной температуры воздуха: в данном случае для Северной Европы в пределах Скандинавского п-ова и северной части Восточно-Европейской равнины.

### ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

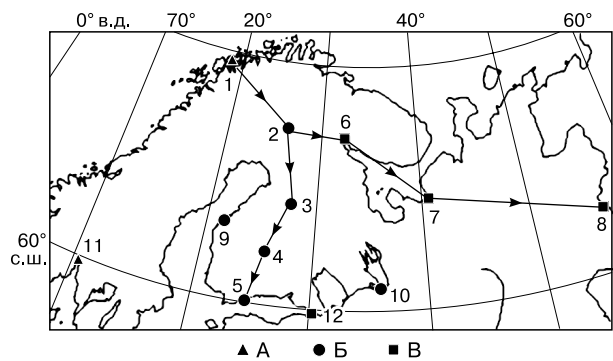
В исследовании использованы данные наблюдений метеорологических станций Северной Европы, расположенных в Норвегии, Финляндии и России (рис. 1), накапливаемые и обрабатываемые

метеорологическими службами этих стран. Для анализа привлечены суточные данные наблюдений за температурой воздуха и степенью покрытия территории снежным покровом за период 1936–2000 гг. Степень покрытия территории снегом измеряется в баллах, но пересчитывается в проценты. Методика исследований, разработанная нами и уже использованная ранее [Китаев и др., 2004], состоит в следующем.

За даты установления и разрушения приняты первый день с покрытием снегом территории более 50 % в начале зимы (установление снежного покрова) и первый день с покрытием снегом территории менее 50 % в конце зимы (разрушение снежного покрова). Календарные даты установления и схода снежного покрова меняются каждый год и различны для каждой станции. Для получения обобщенной картины изменения метеорологических величин при такой сезонной смене характера подстилающей поверхности данные разных лет и станций сдвинуты и совмещены по дате установления снежного покрова осенью и отдельно – по дате разрушения его весной. Таким образом, результаты наблюдений нормируются для статистической оценки событий в моменты установления и разрушения снежного покрова. Применяемый подход близок по сути к методам сравнительного анализа региональных метеорологических параметров (метод наложения эпох) и совмещенного анализа гидрографов [Пановский, Брайер, 1972; Поляков, 1946; Попов, 1979].

В ходе анализа для начала зимы вычисляется среднемноголетняя температура воздуха на каждый день в интервале от 30-го дня до и 30-го дня после первого дня с покрытием снегом территории более 50 %. Та же операция повторяется для весеннего периода, для чего рассчитываются среднемноголетние температуры воздуха на каждый день в интервале от 30-го дня до и 30-го дня после первого дня с покрытием снегом территории менее 50 %. Значения температур, полученные в результате осреднения, приурочены по времени к датам характерного состояния снежного покрова и гипотетически тесно с ним связаны, а достаточное число случаев, используемых при осреднении, определяет статистическую значимость событий. Характерные даты – первый день с покрытием территории снежным покровом более 50 % осенью и первый день с покрытием менее 50 % весной – далее упоминаются как нулевые даты (дни).

По периоду, предшествующему выпадению снега осенью (от –30 до –3 дня в бесснежный период), вычислено уравнение линейного тренда температуры и далее тренд температуры продолжен на период со снежным покровом до +30 дня. Этот тренд на коротком участке года описывает осеннее падение температуры, которое наблюдалось до даты выпадения снега и могло бы продол-



**Рис. 1. Расположение метеорологических станций Норвегии (А), Финляндии (Б) и России (В).**

Метеорологические станции: 1 – Тромсё, 2 – Соданкюля, 3 – Каяни, 4 – Ювяскюля, 5 – Хельсинки, 6 – Кандавакша, 7 – Архангельск, 8 – Троице-Печорск, 9 – Ваза, 10 – Вытегра, 11 – Осло, 12 – Санкт-Петербург. Стрелками показано направление исследования изменений параметров.

житься далее при отсутствии снежного покрова. Однако в нулевой день выпал снег и произошли изменения температуры воздуха, которые являются предметом изучения. Для весеннего периода алгоритм расчета аналогичен: вычислен тренд по периоду, предшествующему уменьшению покрытия снегом до пяти баллов (от –30 до –3 дней) и далее, затем тренд продолжен от нулевой даты до +30 дня.

Поскольку в момент установления или разрушения снежного покрова кардинально меняется состояние поверхности и, как следствие, радиационный баланс, значения температуры после наступления этого момента должны отличаться от сезонного тренда температуры предшествующего снежного периода. Это можно проиллюстрировать отклонениями реальных среднесуточных температур воздуха от тренда до и после появления снежного покрова осенью, а также до и после разрушения его весной (до и после соответствующих нулевых дат). В качестве основных характеристик рассчитаны сезонное отклонение реальной температуры воздуха от тренда – среднее за 30 дней после нулевых дат осенью и весной, а также скачок температуры – отклонения реальной температуры от тренда, осредненные за первые три дня после нулевых дат осенью и весной и, как правило, превышающие по амплитуде сезонные отклонения. При этом знак как сезонных отклонений от тренда, так и скачка температуры характеризует их направленность в сторону повышения (значение со знаком „+”) или понижения (значение со знаком „–”). Фоновая (реальная) температура рассчитывалась как средняя температура соответственно за 30 дней после нулевых дат осенью и весной и отдельно – за три дня после нулевых дат, в момент

температурного скачка. Степень покрытия снегом в процентах, осредненная за первые три дня после нулевых дат, характеризует состояние снежного покрова в момент скачка температуры.

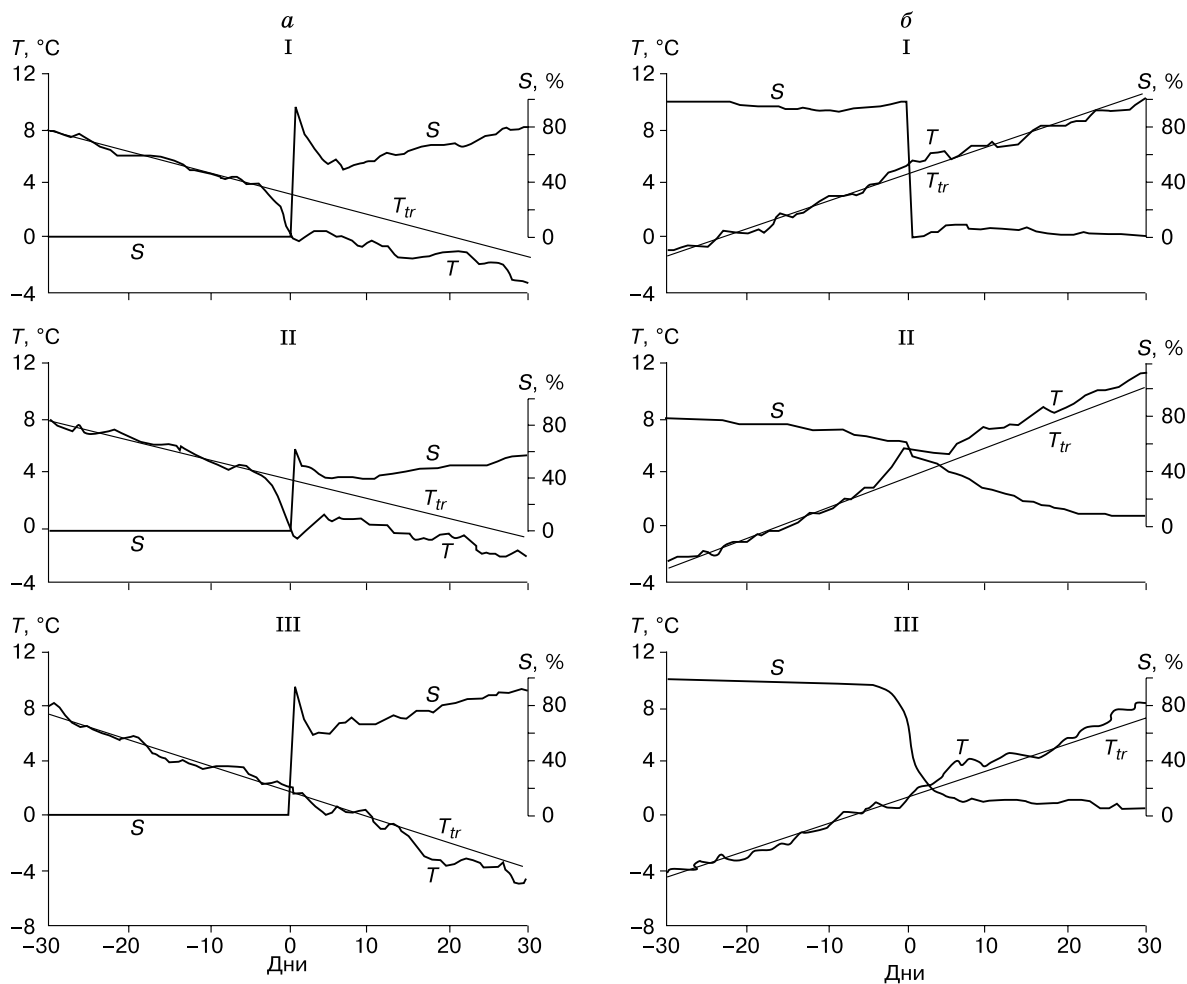
### СЕЗОННАЯ ДИНАМИКА ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА И СНЕГОЗАПАСОВ

Региональная оценка изменчивости температуры воздуха и снежного покрова осуществлена путем осреднения данных низкогорий северной части Скандинавского п-ова (метеорологические станции Норвегии), равнинной части северо-запада Восточно-Европейской равнины бассейна Балтийского моря (метеорологические станции Финляндии) и северо-востока Восточно-Европейской равнины бассейнов Баренцева и Белого морей (метеорологические станции России).

Осенью, в период тридцати дней после нулевой даты, сезонное отклонение температуры от

тренда уменьшается в целом с запада на восток при снижении в этом направлении фоновой температуры за тот же период: на северо-западе Восточно-Европейской равнины  $-1,9$  и  $-0,3$  °С, на севере Скандинавского п-ова  $-1,9$  и  $-1,1$  °С, на северо-востоке Восточно-Европейской равнины  $-0,6$  и  $-1,8$  °С (рис. 2,а). Соответственно, скачок температуры воздуха уменьшается к востоку при фоновой температуре в этот момент около 0 °С: на северо-западе Восточно-Европейской равнины  $-3,8$  °С, на севере Скандинавского п-ова  $-2,9$  °С, на северо-востоке Восточно-Европейской равнины  $-0,6$  °С (рис. 3,а).

Весной, в период тридцати дней после нулевой даты, отклонения температуры от тренда меняются мало при понижении фоновой температуры с запада на восток: на северо-западе Восточно-Европейской равнины  $+8,0$  и  $+1,0$  °С, на севере Скандинавского п-ова 0 и  $+7,4$  °С, на северо-запа-



**Рис. 2.** Изменение фоновой температуры воздуха ( $T$ ), ее тренда ( $T_{tr}$ ) и степени покрытия территории снежным покровом ( $S$ ) в течение тридцати дней:

$a$  – до установления снежного покрова осенью и  $b$  – после его разрушения весной. Регионы: I – Скандинавский п-ов; II – северо-запад Восточно-Европейской равнины; III – северо-восток Восточно-Европейской равнины.

де Восточно-Европейской равнины  $+0,6$  и  $+8,0$  °С (см. рис. 2,б). Скачок температуры уменьшается с запада на восток при понижении в этом направлении фоновой температуры: на северо-западе Восточно-Европейской равнины  $+1,8$  и  $+5,5$  °С, на севере Скандинавского п-ова  $+0,3$  и  $+5,6$  °С, на северо-западе Восточно-Европейской равнины  $+0,8$  и  $+2,1$  °С (см. рис. 3,б).

Для уточнения региональной изменчивости связей между снежным покровом и сезонной температурой воздуха исследована изменчивость параметров в меридиональном и широтном направлениях. Для этого использованы данные метеорологических станций, расположенных в соответствующем порядке – с севера на юг и с запада на восток (см. рис. 1).

При движении с севера на юг в период тридцати дней после нулевой даты, осенью, сезонные отклонения температуры от тренда увеличиваются при повышении фоновой температуры: от  $-0,9$  и  $-3,5$  °С на севере до  $-2,1$  и  $+0,6$  °С на юге. Скачок температуры в момент установления снежного покрова увеличивается с севера на юг при небольшом повышении фоновой температуры в этот момент – от  $-2,1$  и  $-1,0$  °С на севере до  $-3,8$  и  $-0,4$  °С на юге (рис. 4,а). Весной, в период тридцати дней после нулевой даты, сезонное отклонение температуры от тренда увеличивается с севера на юг (оно имеет разные знаки) при понижении фоновой температуры: от  $-0,3$  и  $+6,2$  °С на севере до  $+4,7$  и  $+2,9$  °С на юге. Скачок температуры воздуха меняется соответственно изменениям фоновой

температуры этого момента: от  $+0,7$  и  $+4,4$  °С на севере до  $+0,1$  и  $+2,2$  °С на юге региона (см. рис. 4,б).

При движении с запада на восток в период тридцати дней после нулевой даты, осенью, сезонные отклонения температуры от тренда уменьшаются при понижении фоновой температуры: от  $-3,9$  и  $-1,9$  °С на западе до  $+0,7$  и  $-2,4$  °С на востоке. При медленном увеличении с запада на восток степени покрытия территории снегом скачок температуры уменьшается, меняя знак, при понижении фоновой температуры: от  $-4,3$  и  $+0,5$  °С на западе до  $+1,1$  и  $-1,6$  °С на востоке (рис. 5,а). Весной, в период тридцати дней после нулевой даты, при движении с запада на восток сезонное отклонение температуры воздуха от тренда увеличивается с запада на восток при понижении фоновой температуры от  $-0,5$  и  $+9,8$  °С на западе до  $+5,3$  и  $+5,6$  °С на востоке. Скачок температуры воздуха также увеличивается с запада на восток при понижении фоновой температуры: от  $+1,4$  и  $+7,4$  °С на западе до  $+3,0$  и  $+2,3$  °С на востоке (см. рис. 5,б). Исключением из общего ряда является крайняя восточная точка (метеостанция Троице-Печорск, верховья Печоры (точка 8 на рис. 1)), где имеет место скачок температуры в сторону понижения.

Отдельно были рассмотрены условия установления и разрушения снежного покрова крупных городов региона – Осло, Хельсинки и Санкт-Петербурга. Городские территории представляют собой особый тип ландшафта, где состояние подстилающей поверхности экстремально отличается от природных условий. В нашем случае осенью, в

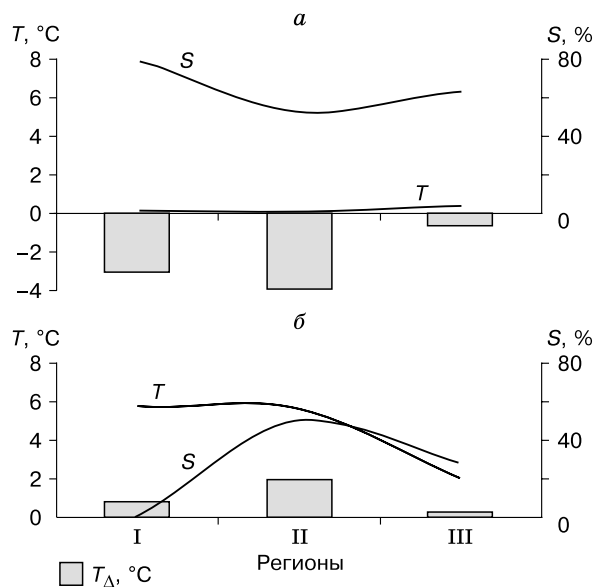


Рис. 3. Фоновая температура воздуха ( $T$ ), скачок температуры ( $T_{\Delta}$ ) и степень покрытия территории снежным покровом ( $S$ ) осенью (а) и весной (б).

Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.

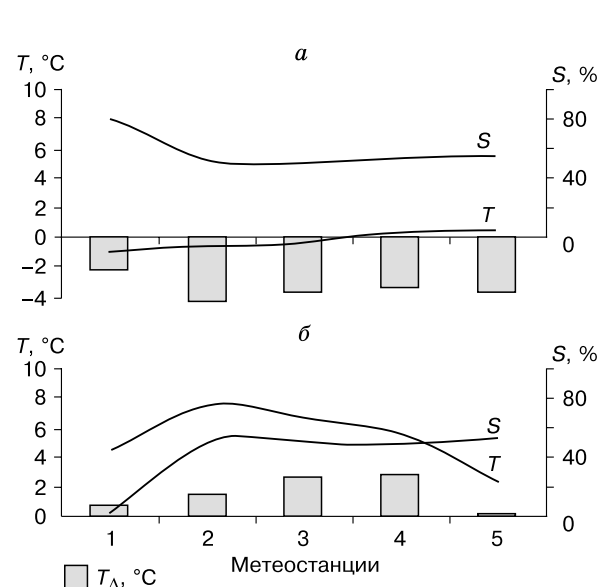


Рис. 4. Изменения с севера на юг величин  $T$ ,  $T_{\Delta}$ ,  $S$  осенью (а) и весной (б).

Нумерацию метеостанций см. на рис. 1.

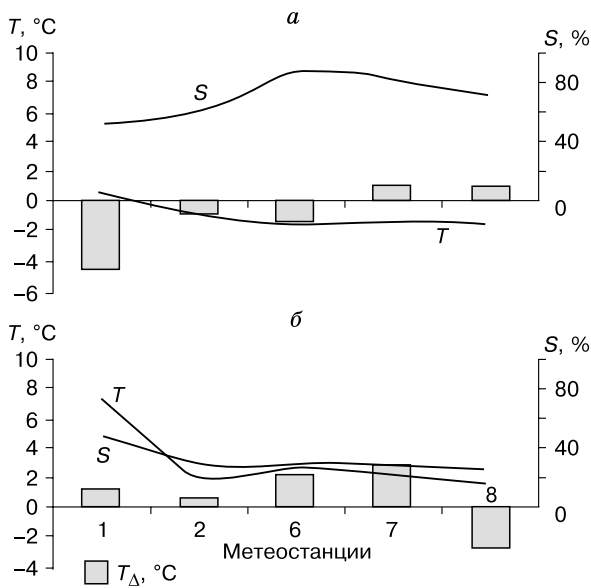


Рис. 5. Изменения с запада на восток величин  $T$ ,  $T_\Delta$ ,  $S$  осенью (а) и весной (б).

Нумерацию метеостанций см. на рис. 1.

период тридцати дней после нулевой даты, сезонное отклонение температуры воздуха от тренда также уменьшается с запада на восток при практически неизменной фоновой температуре:  $-1,7$  и  $-0,7$   $^\circ\text{C}$  в Осло,  $-1,0$  и  $+0,6$   $^\circ\text{C}$  в Хельсинки,  $-0,4$  и  $-0,4$   $^\circ\text{C}$  в Санкт-Петербурге. Изменение скачка температуры с запада на восток в данном случае не имеет заметных тенденций, равно как и изменение фоновой температуры этого момента:  $-3,2$  и  $+0,1$   $^\circ\text{C}$  в Осло,  $-3,8$  и  $-0,1$   $^\circ\text{C}$  в Хельсинки,  $-0,8$  и  $+1,6$   $^\circ\text{C}$  в Санкт-Петербурге (рис. 6,а). Весной, в период тридцати дней после нулевой даты, степень покрытия территории снежным покровом увеличивается к востоку, сезонное отклонение температуры от тренда увеличивается (оно имеет разные знаки) при понижении фоновой температуры:  $+0,5$  и  $+8,2$   $^\circ\text{C}$  в Осло,  $-0,2$  и  $+6,5$   $^\circ\text{C}$  в Хельсинки,  $-1,1$  и  $+3,8$   $^\circ\text{C}$  в Санкт-Петербурге. Скачок температуры уменьшается к западу (он имеет разные знаки) при понижении фоновой температуры в этот момент:  $+1,2$  и  $+6,1$   $^\circ\text{C}$  в Осло,  $-0,8$  и  $+3,0$   $^\circ\text{C}$  в Хельсинки,  $+0,2$  и  $+1,0$   $^\circ\text{C}$  в Санкт-Петербурге (см. рис. 6,б).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Общей закономерностью изменений температуры воздуха в течение холодного сезона является его направленность в сторону понижения осенью, в момент установления снежного покрова, и его направленность в сторону повышения весной, в момент разрушения снежного покрова. Соответ-

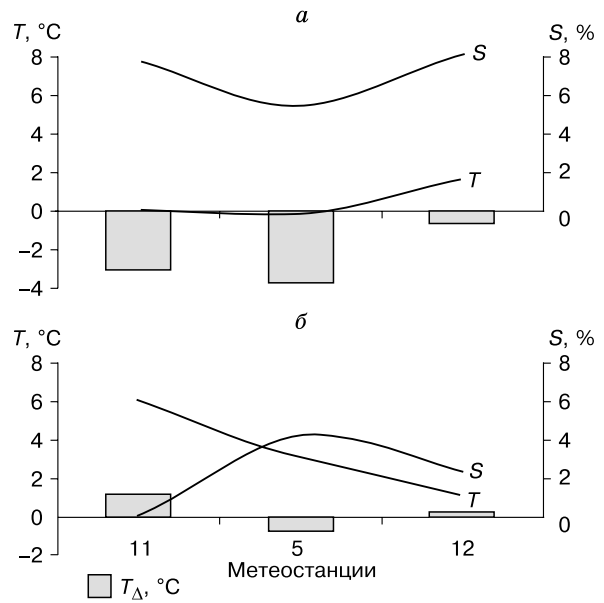


Рис. 6. Фоновая температура воздуха, скачок температуры и степень покрытия территории снежным покровом осенью (а) и весной (б).

Нумерацию метеостанций см. на рис. 1.

ствующие результаты получены нами ранее для юга Сибири [Китаев и др., 2004]. В месте слияния Тобола, Иртыша и Оби в момент установления снежного покрова имеет место температурный скачок величиной  $-2,5$   $^\circ\text{C}$ , в момент разрушения снежного покрова – скачок величиной  $+1,1$   $^\circ\text{C}$ . Эти значения практически совпадают с полученными нами величинами сезонных скачков температуры воздуха на севере Скандинавского п-ова и севера Восточно-Европейской равнины – осенью  $-2,6$   $^\circ\text{C}$ , весной  $+1,0$   $^\circ\text{C}$ .

Региональные различия сезонного скачка температуры прослеживаются при анализе локального снегонакопления. Исследованный ранее район юга Западной Сибири включает полупустыни, степи, лиственные леса и таежные лесные массивы. Основные различия величин скачка температуры воздуха в моменты установления и разрушения снежного покрова во многом определяются здесь различиями альбедо растительных сообществ. Осенью, в период покрытия территории снегом, отклонения температуры от тренда в момент установления снежного покрова не превышают  $-3$   $^\circ\text{C}$ . В лиственных лесах и на безлесных пространствах величины отклонений не превышают  $-1$   $^\circ\text{C}$ . Весной при разрушении снежного покрова отклонения температуры воздуха в тайге минимальны – около  $+1$   $^\circ\text{C}$ , тогда как в пределах остальных ландшафтов их величины достигают  $+2$   $^\circ\text{C}$ . Установление снежного покрова в тайге, где

величина альbedo наиболее низкая, кардинально меняет отражающую способность поверхности и вызывает наиболее заметное в регионе понижение температуры. Весной же низкое альbedo таежных лесов не может обеспечить значительного скачка температуры в сторону повышения ввиду наибольших запасов снега и, соответственно, значительных затрат тепла на снеготаяние.

Исследуемый в настоящий момент регион северной Европы расположен в пределах распространения северо-европейских таежных лесов. Лишь метеорологическая станция Тромсё в северо-восточной части Скандинавского п-ова (Норвегия) расположена в зоне березового редколесья лесотундры. И, как показали результаты анализа, в условиях однородного растительного покрова влияние условий снегонакопления на сезонную динамику температуры воздуха в большей степени зависит от климатических условий региона.

Сравнение сезонных отклонений температуры от тренда и скачка температуры в момент установления снежного покрова показывает их уменьшение с запада на восток и с юга на север (см. рис. 3). Это согласуется с особенностями локальных метеорологических условий (см. рис. 4,а, 5,а): при понижении фоновой температуры сезонные отклонения температуры от тренда уменьшаются (при мало меняющейся степени покрытия территории снегом). В верховьях Печоры при фоновой температуре осени около  $-2^{\circ}\text{C}$  скачок температуры в сторону понижения отсутствует. Весной картина сезонного отклонения температуры от тренда меняется на противоположную (см. рис. 4,б): при понижении фоновой температуры с запада на восток и с юга на север отклонения температуры от тренда увеличиваются (также при мало меняющейся степени покрытия территории снегом, см. рис. 4,б, 5,б). Таким образом, чем холоднее условия осени, тем менее заметны на их фоне сезонные отклонения температуры от тренда в сторону понижения, и чем холоднее условия весны, тем заметнее на их фоне сезонные отклонения температуры от тренда в сторону повышения.

Полученные закономерности иллюстрируют влияние альbedo на сезонное отклонение температуры от тренда, прежде всего, для осеннего периода. Эти отклонения в данном случае определяются изменением альbedo поверхности ввиду увеличения степени покрытия территории снегом. Весной, кроме изменений альbedo поверхности, на величину отклонения температуры от тренда некоторое влияние оказывают потери тепла на снеготаяние.

Закономерности изменений скачка температуры (первые три дня после нулевых дат), которые близки к изменениям сезонных отклонений температур от тренда, должны трактоваться с большей осторожностью. Скачок температуры в момент установления снежного покрова зависит, как мини-

мум, от двух факторов: от резкого увеличения альbedo поверхности вследствие появления снежного покрова и в значительной степени от изменения температурного фона ввиду прохождения атмосферного фронта, обеспечивающего появление твердых осадков в количестве, достаточном для формирования снежного покрова. Если величина скачка температуры составляет в среднем  $2^{\circ}\text{C}$ , а сезонное отклонение температуры от тренда – около  $1^{\circ}\text{C}$ , то можно предположить, что вклад атмосферных фронтов в понижение температуры воздуха составляет  $1^{\circ}\text{C}$ . Весной при больших снеготаяниях (особенно в северо-западной части Восточно-Европейской равнины) эффект повышения температуры воздуха вследствие увеличения альbedo в первые дни после нулевой даты может компенсироваться существенными затратами тепла на снеготаяние. Выявить соотношение степени влияния означенных процессов на скачки температуры воздуха не представляется возможным, но воздействие атмосферных фронтов на температурные условия региона и затраты тепла на испарение в моменты нулевых дат может объяснить отсутствие скачка температуры или его обратный, не по сезону, знак (см. рис. 5).

Зависимость величины скачка температуры от атмосферных фронтов отмечена нами только на севере Европы в условиях однородной растительности, тогда как на юге Западной Сибири величина скачка температуры четко меняется с изменением растительных сообществ. По-видимому, резкие различия величин альbedo поверхности в моменты установления и разрушения снежного покрова имеют большее влияние на температурный режим, нежели особенности атмосферной циркуляции.

Для крупных городов (Осло, Хельсинки, Санкт-Петербург) величины скачка температуры осенью не отличаются от величины скачка для территории в целом. Весной же они минимальны, что может быть связано с особенностями функционирования городского хозяйства. Уборка снега и его небольшое количество к моменту начала интенсивного снеготаяния определяют небольшие изменения альbedo в этот период, и, соответственно, заметных скачков температуры в это время не наблюдается. Пространственные изменения величины температурного скачка в моменты установления и разрушения снежного покрова близки к общим закономерностям изменчивости отклонений температуры от тренда с запада на восток (см. рис. 5, 6). Величина скачка уменьшается с запада на восток, от Осло к Санкт-Петербургу: осенью в соответствии с увеличением фоновой температуры, весной в соответствии с ее понижением (см. рис. 6). Граничным условием, при котором скачка температуры не происходит, является фоновая температура  $+2,2^{\circ}\text{C}$  в Осло (точка 5 на рис. 1) и  $+1,3^{\circ}\text{C}$  в Санкт-Петербурге (точка 12 на рис. 1).

## ВЫВОДЫ

Основным результатом проведенных исследований следует считать количественную оценку сезонных колебаний температуры воздуха в моменты установления и разрушения снежного покрова осенью и весной. Рассчитаны величина понижения температуры относительно тренда осенью при установлении снежного покрова и резком уменьшении альbedo поверхности, а также величина повышения температуры относительно тренда весной при разрушении снежного покрова, когда альbedo поверхности увеличивается.

Отклонения температуры воздуха от сезонного тренда имеют одинаковый характер на юге Западной Сибири и на севере Восточно-Европейской равнины и севере Скандинавского п-ова; выявлены и параметризованы краткосрочные (три дня) и долгосрочные (тридцать дней) отклонения температуры от сезонного тренда.

На юге Западной Сибири величина краткосрочных и долгосрочных отклонений температуры от тренда связана в первую очередь с разнообразием растительных сообществ. Величина отклонений увеличивается от полупустыни к хвойным лесам в период установления снежного покрова и уменьшается в период снеготаяния. Изменения сезонных отклонений температуры воздуха в условиях однородной растительности севера Европы зависят, прежде всего, от локальных климатических условий: чем холоднее локальные условия осени, тем менее заметны на их фоне сезонные отклонения температуры от тренда в сторону понижения, и чем холоднее локальные условия весны, тем заметнее на их фоне сезонные отклонения температуры от тренда в сторону повышения.

Сезонные отклонения температуры от тренда в связи с изменением альbedo в периоды установления и разрушения снежного покрова могут уменьшаться вследствие влияния атмосферных фронтов в момент покрытия территории снегом и за счет потерь от затрат тепла на снеготаяние весной. Резкие флуктуации величины скачка температуры (вплоть до его отсутствия) под влиянием атмосферных фронтов осенью прослеживаются

только в условиях однородной растительности на севере Европы. Различия альbedo растительных сообществ юга Западной Сибири имеют решающее значение для усиления или ослабления отклонений температуры от тренда в сравнении с климатическим фактором (признаков воздействия последнего на величину скачка температуры здесь не отмечено).

Сезонные отклонения температуры от тренда для крупных городов северной Европы (Осло, Хельсинки, Санкт-Петербург) соответствуют ситуации в регионе. Стоит отметить минимальную величину скачков температуры в период снеготаяния, что является следствием вывоза снега с улиц городов: при небольших снеготаяниях альbedo поверхности меняется мало, и температурный скачок в это время невелик. Фоновая температура воздуха в диапазоне +1,5...+2,5 °C является граничным условием, поскольку при больших фоновых температурах осенью и меньших фоновых температурах весной сезонных скачков температуры воздуха не происходит.

Автор выражает благодарность профессору, д-ру геогр. наук А.Н. Кренке (Институт географии РАН) за консультацию в ходе подготовки статьи.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 04-05-64082, 06-05-65195) и программы П-17 Российской академии наук.

## Литература

- Китаев Л.М., Шерстюков Б.Г., Крюгер О., Хобе Х.** Особенности влияния изменчивости снежного покрова на динамику приземной температуры воздуха // *Материалы гляциол. исслед.*, 2004, вып. 97, с. 132–136.
- Пановский Г.А., Брайер Г.И.** Статистические методы в метеорологии. Л., Гидрометеоздат, 1972, 209 с.
- Поляков Б.В.** Гидрологический анализ и прогнозы. Л., Гидрометеоздат, 1946, 273 с.
- Попов Е.Г.** Гидрологические прогнозы. Л., Гидрометеоздат, 1979, 256 с.
- Kotlyakov V.M., Krenke A.N.** Data of snow cover and glaciers for the global climatic models // *Land surface processes in atmospheric general circulation models* / P.S. Eagleson (ed.). Cambridge, UK, Cambridge Univ. Press, 1981, p. 449–461.

*Поступила в редакцию  
2 ноября 2005 г.*