

УДК 551.513.11

## ВЗАИМОСВЯЗЬ АНОМАЛИЙ ИНТЕНСИВНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ С ДИНАМИЧЕСКИМ СОСТОЯНИЕМ АТМОСФЕРЫ В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ В ОСЕННЕ-ЗИМНИЙ ПЕРИОД

© 2022 г. Ю. В. Мартынова<sup>a, d, \*</sup>, В. Н. Крупчатников<sup>b, d</sup>, А. В. Гочаков<sup>c, d</sup>, О. Ю. Антохина<sup>e</sup>

<sup>a</sup>Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН,  
пр. Академический, 10/3, г. Томск, 634055 Россия

<sup>b</sup>Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,  
пр. Академика Лаврентьева, 6, г. Новосибирск, 630090 Россия

<sup>c</sup>Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт,  
ул. Советская, 30, г. Новосибирск, 630099 Россия

<sup>d</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, г. Москва, 119017 Россия

<sup>e</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, пл. Академика Зуева, 1, г. Томск, 634055 Россия

\*e-mail: FoxuJ13@gmail.com

Поступила в редакцию 04.07.2021 г.

После доработки 27.09.2021 г.

Принята к публикации 07.10.2021 г.

По данным спутниковых наблюдений за протяженностью снежного покрова NOAA и данным анализа ERA-Interim рассматривается взаимосвязь между аномалиями интенсивности формирования снежного покрова в Западной Сибири (ЗС) и термодинамическим состоянием атмосферы как ЗС-сектора, так и всего Северного полушария в осенне-зимний сезон. Исследование было основано на сравнении двух композитов, отличающихся интенсивностью формирования снежного покрова в ЗС. Были проанализированы различия в поведении как характеристик неустойчивости атмосферы (волновая активность и бароклинность), так и стандартных метеорологических переменных (температура, давление и высота геопотенциала). Было получено, что аномалии формирования снежного покрова в ЗС являются скорее следствием уже существующих до начала этого процесса аномалий состояния атмосферы умеренных и арктических широт Северного полушария. При этом не исключено, что аномально быстрое формирование снежного покрова может вносить в дальнейшем свой вклад в волновую активность атмосферы по принципу обратной связи. Однако, это воздействие не носит продолжительного характера и не вызывает новых долгоживущих возмущений в атмосфере.

**Ключевые слова:** снежный покров, планетарные волны, поток Элиассена-Пальма, бароклинность

**DOI:** 10.31857/S0002351522010072

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Сезонный снежный покров Северного полушария представляет собой важный и очень изменчивый компонент криосферы глобальной климатической системы [1–3]. Выявление вклада изменения континентального снежного покрова Северного полушария в зимнюю изменчивость климата в средних широтах остается сложной задачей из-за большой внутренней изменчивости климата и трудностей отделения причины от следствия.

Снег оказывает сильное локальное влияние на баланс поверхностной энергии и способствует формированию аномалий атмосферной циркуляции [1, 4]. Снежный покров приводит к пониже-

нию температуры за счет увеличения альбедо, препятствует выделению тепла из почвы, может приводить к локальным изменениям высоты геопотенциала [5–7]. Все это может приводить к усилению бароклинности на границе снежного покрова, что ведет к перераспределению систем вихревой активности синоптического масштаба и к изменениям атмосферной циркуляции [8, 9]. Таким образом, снег играет важную роль в изменениях атмосферной циркуляции и изменчивости климата.

В силу географических особенностей наиболее обширный снежный покров формируется в Сибирской части Евразии. Эта территория сильно реагирует на происходящие климатические изме-

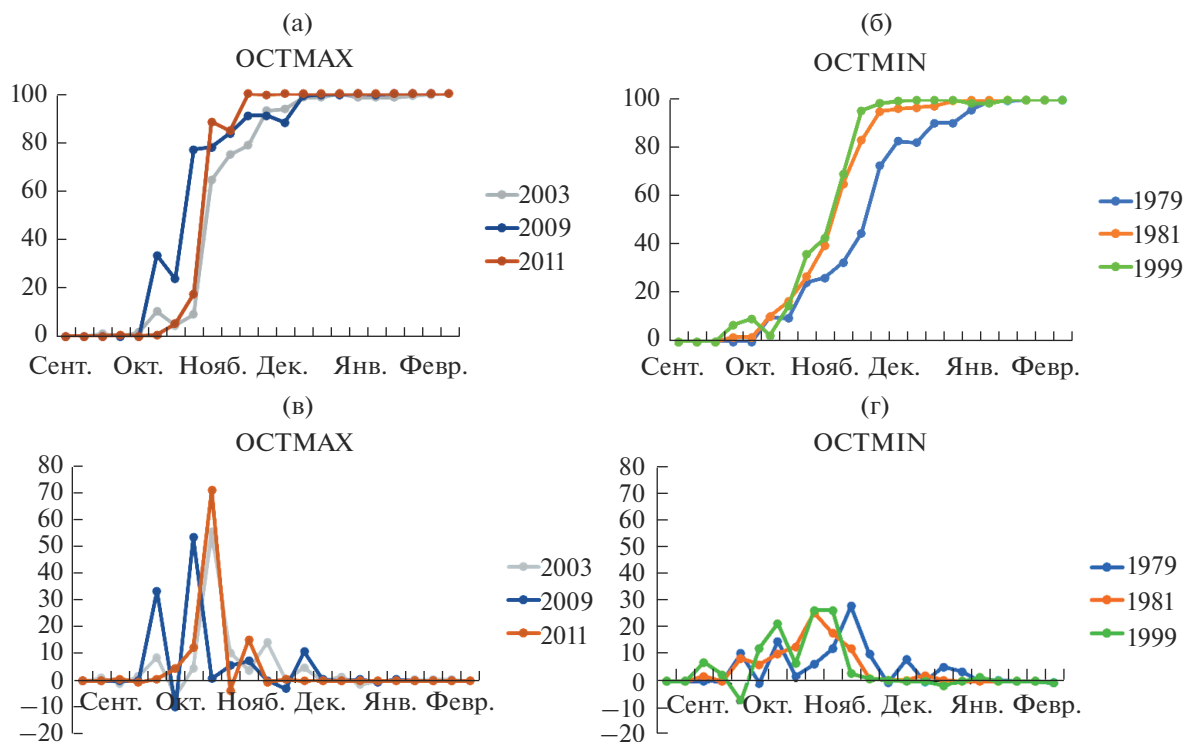
нения и наоборот, малые изменения (возмущения) на этой территории могут вызвать сравнительно большие климатические изменения на ней и на прилегающих территориях [10]. Географическое положение территории определяет ее резко-континентальный климат. Территория Западной Сибири (ЗС) является однородным с точки зрения географии [11] и процессов с наиболее высокой изменчивостью характеристик снежного покрова в Северной Евразии [12]. ЗС интересна тем, что в пределах ее границ не происходит формирования глобально значимых центров действия атмосферы [13]. Географическое положение, большая протяженность с севера на юг, а также равнинный рельеф поверхности ЗС обуславливает большое разнообразие климатических условий. При этом важным фактором, оказывающим влияние на климат региона, является перенос воздушных масс с акватории арктических морей [14]. ЗС испытывает на себе влияние окрестных атмосферных динамических процессов и образований (таких, как Сибирский антициклон; Атлантический шторм трек; процессы, формирующиеся вследствие переноса с Атлантики, и т. п.) [15, 16]. Как следствие, метеорологические условия, формирующиеся в ЗС на различных масштабах времени, определяются суперпозицией этих окрестных процессов.

Вопрос о межсезонной связи снежного покрова и динамики атмосферы притягивает внимание исследователей уже около 40 лет. Впервые гипотеза о наличии связи между аномалиями осеннего снежного покрова и термодинамическими условиями атмосферы последующей зимы была высказана в 1983 г. [17]. В частности, для Евразии на основе данных нескольких метеостанций была показана значимая линейная связь между протяженностью осеннего снежного покрова и температурой в зимний сезон.

Дальнейшие исследования, проведенные различными научными группами, показали неоднозначность этой связи. В работах был использован широчайший спектр данных: различные наборы станционных наблюдений, спутниковых данных, реанализов и данных климатического моделирования. Рассматриваемый временной период сдвигался и расширялся в зависимости от доступности и качества данных. Анализировалось влияние снежного покрова как всего Северного полушария целиком, так и отдельных континентов и регионов. Разнообразие рассмотренных регионов, в том числе и в пределах Сибири, также было велико, что объясняется широким спектром критериев, которыми руководствовались авторы при их выборе. Разные географические (горы/возвышенности, моря/океаны) или циркуляционные (центры действия атмосферы, области частого блокирования) объекты использовались в качестве определяющего границы фактора.

Особый интерес представляют, разумеется, получаемые результаты. С момента опубликования в 1983 г. гипотезы о наличии межсезонного влияния снега на атмосферу вплоть до 2010 г. результаты проводимых исследований подтверждали ее [17–26]. Кроме того, был предложен возможный физический механизм, посредством которого это влияние осуществляется [19, 22, 23]. Позже, с расширением спектра используемых для исследования данных, методик и регионов наряду с развитием исследований, подтверждающих влияние [27], были получены результаты, ставящие под сомнение наличие устойчивой связи. В частности, было показано, что модели при климатических расчетах в большинстве своем не воспроизводят межсезонное влияние аномалий осеннего снега на зимние атмосферные условия [28–34]. Исключения составляют лишь отдельные модели при специально заданных условиях численного эксперимента [31–33]. При этом некоторые численные эксперименты направленные непосредственно на определение чувствительности зимней атмосферы к вариациям площади снега показывают наличие этой связи [25, 26, 28, 29]. Однако, в этом вопросе также нет единства. Другие исследования показали отсутствие или же очень слабое проявление чувствительности [35, 36]. Более того, в ряде работ показана нестационарность проявления рассматриваемого влияния во времени [37–40]. Если изначально речь шла о вариации снега в середине осени – в октябре, то в последние годы исследователи стали уделять больше внимания концу осени – ноябрю [33, 41, 42].

В результате, исследователями было выдвинуто три не противоречащих друг другу гипотезы. Первая говорит об обратном порядке влияния. Авторы предполагают, что не аномалии осеннего снега вносят существенный вклад в вариацию атмосферных характеристик в зимний период, а, наоборот, атмосфера, находясь к началу осени в возмущенном состоянии, вызывает аномалии снежного покрова [34, 43–45]. Вторая гипотеза предполагает сильное влияние Арктики. Существенное сокращение площади Арктических льдов способствует более интенсивным осадкам на континенте и вносит существенный вклад в возмущение атмосферы [30, 35, 42, 44, 45]. Однако, и здесь существует сильное расхождение в понимании степени этого влияния на погоду и климат средних широт [46]. Третья гипотеза допускает, что рассматриваемое влияние не имеет под собой физической основы и является в большей степени стохастическим проявлением [34]. Таким образом, несмотря на длительную историю исследований, до сих пор не получено однозначного суждения не только о природе влияния, но и о его наличии как такового. Следовательно, и механизм все еще также представляется загадочным [47].



**Рис. 1.** Протяженность снежного покрова (а) и (б) и ее недельный прирост (в) и (г) в процентах от общей площади ЗС для каждого года из композитов OSTMАХ (а), (в) и OSTMIN (б), (г).

В своей работе мы оценивали для осенне-зимнего сезона взаимосвязь между аномалиями интенсивности формирования снежного покрова в ЗС и динамическим состоянием атмосферы как ЗС-сектора, так и умеренных и высоких широт всего Северного полушария.

## 2. ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

### 2.1. Снежный покров

В своей работе мы использовали спутниковые данные о протяженности снежного покрова NOAA (SCE) [48]. Эти данные представлены с пространственным разрешением 190.6 км, и охватывают период с 4 октября 1966 г. По настоящее время с недельным разрешением. Обновление данных происходит ежемесячно. Протяженность снежного покрова мы оценивали для территории ЗС: 50°–70° с. ш., 60°–90° в. д. Для анализа был использован период 1979–2016 гг.

В нашей работе мы оценивали скорость изменения протяженности снежного покрова ЗС, произошедшее за неделю, как разницу между протяженностью текущей недели и предыдущей. При нашем выборе границ региона переход от анализа вариации протяженности снежного покрова, сформировавшейся в конкретный месяц, к рассмотрению

интенсивности его формирования в течение всего сезона необходим. Особенностью выбранной территории является полное отсутствие на ней снега в летний период и полное покрытие снегом в зимний [49]. Следовательно, при рассмотрении площади снежного покрова наш результат сильно зависел бы от удачно/неудачно выбранного момента его оценки. При работе с максимальным за сезон значением скорости изменения протяженности снежного покрова такой случайности удается избежать. Кроме того, такой подход позволяет сосредоточиться на изучении условий взаимодействия метеорологических процессов в атмосфере и уйти от жесткой привязки к альбедо рассматриваемой территории.

В своем исследовании мы составили и провели сравнение двух композитов, отличающихся аномальными скоростями изменения протяженности снежного покрова осенью (рис. 1). При формировании композитов мы использовали следующие два последовательно накладываемых условия:

1. Максимальное за осенне-зимний сезон значение скорости изменения протяженности снежного покрова за неделю должно отличаться от среднего значения на одно стандартное отклонение ( $\sigma$ ). Годы со значениями, выходящими за верхнюю границу коридора, группировались в первом композите, за нижнюю — во втором.

2. Для усиления различий между композитами в первом композите были оставлены годы, в которые неделя с максимальным значением скорости изменения протяженности пришлась на октябрь, а во втором, годы, в которые она была отмечена позднее.

Таким образом, мы получили два максимальных различающихся между собой композита. При этом в рамках каждого композита вошедшие годы имеют схожий между собой характер формирования снежного покрова. В первый композит вошли годы, в которые почти вся территория ЗС была покрыта снегом за одну неделю в октябре (2003, 2009 и 2011 г.), а во второй композит – годы с равномерным формированием снежного покрова в течение всего сезона с неделей наиболее интенсивного за сезон увеличения протяженности, приходившейся на период позднее октября (1979, 1981 и 1999 г.). Далее мы будем использовать для этих композитов обозначения ОСТМАХ и ОСТМИН, соответственно. Объем каждого композита невелик, поэтому в рамках данной работы мы будем говорить только о термодинамическом состоянии атмосферы, сопутствующем ярко выраженным аномалиям интенсивности формирования снежного покрова, а не об общих закономерностях.

## 2.2. Динамические характеристики атмосферы

Для каждого композита мы проанализировали динамические характеристики атмосферы предшествующие, сопутствующие и следующие за формированием снежного покрова. В частности, для осенне-зимнего сезона была рассмотрена волновая активность и бароклинность атмосферы. Расчет этих характеристик атмосферы мы проводили с помощью данных реанализа ERA-Interim [50]. Горизонтальное разрешение использованных данных составляет  $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ , а дискретизация по времени – 6 ч. Данные представлены на 37 изобарических уровнях с 1000 до 1 гПа с разрешением 25 гПа в слоях 1000–750 и 250–100, 50 гПа в слое 750–250 гПа, а также в верхней атмосфере на уровнях 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2 и 1 гПа. В своей работе мы рассматривали поведение характеристик до высоты, соответствующей 100 гПа.

Волновую активность мы анализировали с помощью потока Элиассена–Пальма  $F = (F_y, F_p)$  (ЭП). Он дает представление о меридиональном распространении планетарных волн [51]:

$$F_y = -\langle u'v' \rangle; \quad F_p = f \frac{\langle u'\theta' \rangle}{\partial p} \quad (1)$$

Здесь  $p$  – атмосферное давление в гектопаскалях;  $u, v, \theta$  – зональная и меридиональная составляющие скорости ветра, потенциальная температура,

соответственно;  $f$  – параметр Кориолиса на широте  $\phi$ ,  $f = 2\Omega \sin \phi$ ;  $a$  – радиус Земли;  $\Omega$  – угловая скорость вращения Земли. Штрих обозначает отклонение величины от ее зонально осредненного значения. Зональное осреднение и осреднение по времени обозначены, как  $\langle \dots \rangle$  и надстрочная линия, соответственно. В нашей работе осреднение проводилось в рамках рассматриваемого региона ЗС.

Анализ бароклинности атмосферы осуществлялся с помощью индекса бароклинности [52, 53]:

$$\sigma_{BI} = -\frac{g}{\theta N} \frac{\partial \theta}{\partial y}, \quad (2)$$

где  $g$  – ускорение свободного падения,  $\theta$  – потенциальная температура,  $N$  – частота Брента–Вейселя,  $N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz}$ .

В своей работе мы рассмотрели слои между 700 и 300 гПа, а также 300 и 200 гПа, с центром на 500 и 250 гПа, соответственно. Первый слой позволяет нам охарактеризовать бароклинность в свободной тропосфере, а второй – на высоте границы между верхней тропосферой и нижней стратосферой.

## 3. РЕЗУЛЬТАТЫ

В работе мы сначала проанализировали различия в состоянии атмосферы между композитами для территории ЗС, а затем посмотрели шире и рассмотрели высокие и умеренные широты для всего Северного полушария (до широты  $40^\circ$  с.ш.).

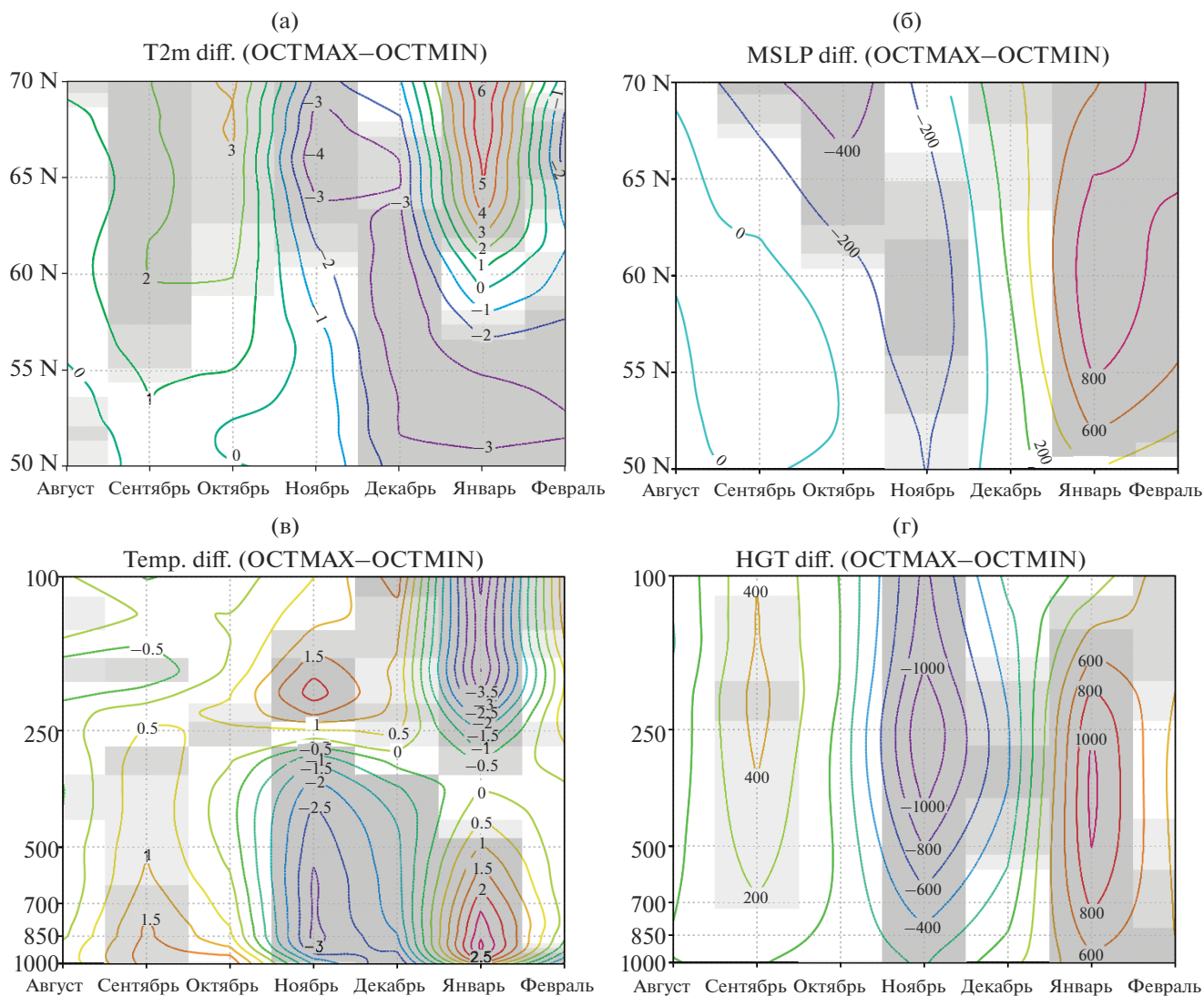
### 3.1. Западная Сибирь

#### Метеорологические переменные

При сравнении сформированных композитов мы получили различия в значениях температуры, давления и высоты геопотенциала (рис. 2). Различия эти проявляются уже в сентябре, т.е. до начала формирования снежного покрова в ЗС (рис. 2а). В сентябре и октябре в условиях композита ОСТМАХ температура у поверхности (T2m) выше, чем в условиях ОСТМИН. Наиболее сильно это проявляется в северных широтах рассматриваемой территории. Далее, начиная с ноября, происходит смена знака разницы для всех широт ЗС. Исключение составляет январь, когда в северных широтах разница снова стала положительной.

Давление, приведенное к уровню моря (MSLP), также продемонстрировало различия при сравнении композитов (рис. 2б). В осенние месяцы MSLP ниже в условиях композита ОСТМАХ, чем в ОСТМИН. Это закономерно, поскольку композиты основаны на различиях в интенсивности выпа-





**Рис. 2.** Широтно-временная диаграмма разницы между композитами OSTM MAX и OSTM MIN для средних зональных по ЗС среднемесячных значений для T2m (а) и MSLP (б), а также высотно-временная диаграмма средних по ЗС значений Ta (в) и HGT (г). Серым выделены области статистической значимости различий для  $\alpha = 0.01$  (темно-серый),  $\alpha = 0.05$  (серый и темно-серый) и  $\alpha = 0.1$  (все оттенки серого).

дения осадков, формирующих СП. В зимние месяцы происходит смена знака разницы. Такое поведение MSLP и T2m закономерно указывает на более длительные периоды выпадения осадков на территории ЗС в условиях OSTM IN, чем в OSTM AX.

Также для композитов получены различия для тропосферы и нижнего слоя стратосферы (от 1000 до 100 гПа с оригинальным вертикальным разрежением ERA-Interim) (рис. 2в, 2г). Смена знака разницы между OSTM AX и OSTM IN для температуры (Ta) и высоты геопотенциала (HGT) происходит в те же месяцы, что и для T2m. При этом на высотно-временной диаграмме хорошо видна граница между тропосферой и стратосферой.

Располагается она около 250 гПа. Для одного и того же месяца на этой высоте происходит смена знака различий. При этом на самой высоте 250 гПа различия нулевые. В сентябре и январе тропосфера теплее, а стратосфера холоднее в условиях OSTM AX по сравнению с OSTM IN. Для ноября различия имеют противоположный знак. Наличие различий между композитами для HGT подтверждает различия в метеорологической обстановке для рассматриваемой территории в период формирования. Наибольшая абсолютная величина разницы отмечается на высоте 250 гПа. Формирование снежного покрова происходит за счет выпадения осадков, характер и интенсивность которых в целом для территории определяется комбинацией

метеорологических процессов, в том числе площадью и вертикальным масштабом барических образований.

Полученные нами результаты не показывают полной пространственно-временной синхронности между аномалиями T2m и MSLP (в величинах и расположении областей), полученными как разности между композитами OSTMАХ и OSTMІN (рис. 2а, 2б). Это объясняется различием между композитами во влагосодержании, и, как следствие, в плотности, воздушных масс, располагающихся над рассматриваемой территорией. Характер этих различий был косвенно заложен в условиях формирования композитов (см. параграф 2.1). В частности, более интенсивное и раннее формирование снежного покрова указывает на наличие воздушной массы с более высоким влагосодержанием в одном композите по сравнению с другим.

С помощью *t*-критерия Стьюдента была проведена оценка статистической значимости полученных различий. Пользуясь тем, что исходные данные имеют более чем месячную дискретизацию по времени, для оценки были использованы средние суточные значения. Таким образом, для каждой пространственно-временной точки анализируемых полей (рис. 2) для каждого месяца статистическая значимость оценивалась для рядов, состоящих из 84–93 элементов, т.е. количество дней в месяце (28, 30 или 31), умноженное на количество элементов в композите (3 шт.). Используемое количество элементов позволяет говорить о достоверности полученных оценок.

При анализе широтно-временного и высотного поведения метеорологических переменных было рассмотрено три уровня значимости:  $\alpha = 0.01$  (темно-серый на рис. 2),  $\alpha = 0.05$  (серый и темно-серый на рис. 2) и  $\alpha = 0.1$  (все оттенки серого на рис. 2). Показано статистическая значимость всех описанных выше различий.

#### *Волновая активность*

Выявленные при сравнении композитов OSTMАХ и OSTMІN различия в поведении метеорологических параметров дают основания предположить наличие различий в волновой активности. Здесь возникает вопрос, насколько эти различия сильны и на каких высотах они проявляются. Согласно ранее предложенному механизму влияния аномалий площади осеннего снежного покрова на тропосферу и стратосферу [23], различия в волновой активности должны быть заметны уже у поверхности. Однако, в нашей работе в качестве источника различий при составлении композитов мы использовали максимальную скорость формирования снежного покрова, а не его площадь. Как следствие, к нашей работе этот механизм может быть применен лишь косвенно.

Анализ потока ЭП показал наличие различий в высоте и интенсивности распространения планетарных волн также за месяц до начала формирования снежного покрова, т.е. еще в сентябре (рис. 3). Основные различия в этом месяце получены выше пограничного слоя для всех широт ЗС и у земли для высоких широт. При этом в условиях композита OSTMАХ волновая активность в целом выше, но волновой поток не достигает высоты 300 гПа, в отличие от композита OSTMІN. В целом, для OSTMІN получено распространение волн в более высокие слои атмосферы (до 200 гПа), чем для OSTMАХ (только до 300 гПа). Далее в октябре также получены различия. При этом для условий OSTMАХ поток заметно слабее, чем для OSTMІN.

Начиная с ноября начинают проявляться различия между композитами не только в интенсивности волнового потока, но и в его направлении. Так в ноябре, декабре и феврале потоки для разных композитов имеют противоположные направления.

Различия между композитами также получены для широтно-высотного расположения областей дивергенции и конвергенции потока ЭП. В октябре для OSTMАХ область дивергенции потока ЭП проявляется в северных широтах с максимумом на высоте 300 гПа. Далее во времени она усиливается и смещается южнее, занимая собой весь диапазон рассматриваемых широт. Затем она существенно там ослабевает и уменьшается (до 52°–68° с.ш.) в декабре. Также в декабре в южных широтах рассматриваемой территории (50°–53° с.ш.) на этой же высоте происходит зарождение области конвергенции и ниже нее — области дивергенции, которые в январе существенно усиливаются и смешаются севернее с последующим ослаблением в феврале. Таким образом, для композита OSTMАХ получен явно колебательный характер распространения волн в осенне-зимний период.

Для композита OSTMІN в сравнении с OSTMАХ получено существенно менее изменчивое от месяца к месяцу поведение областей дивергенции/конвергенции потока ЭП. Так зона конвергенции с максимумом на высоте 300 гПа и зона дивергенции, располагающаяся в нижних слоях тропосферы существуют непрерывно на этих высотах с октября по январь. Интенсивность этих областей от месяца к месяцу варьируется, что влияет на магнитуду потока, однако, направление потока не изменяет и сохраняется восходящим. Только в феврале картина меняется, и область конвергенции сменяется слабой дивергенцией с соответствующей сменой направления потока ЭП.

В случае квазигеострофического приближения дивергенция потока представляет собой единственное инерционное возбуждение среднего состояния

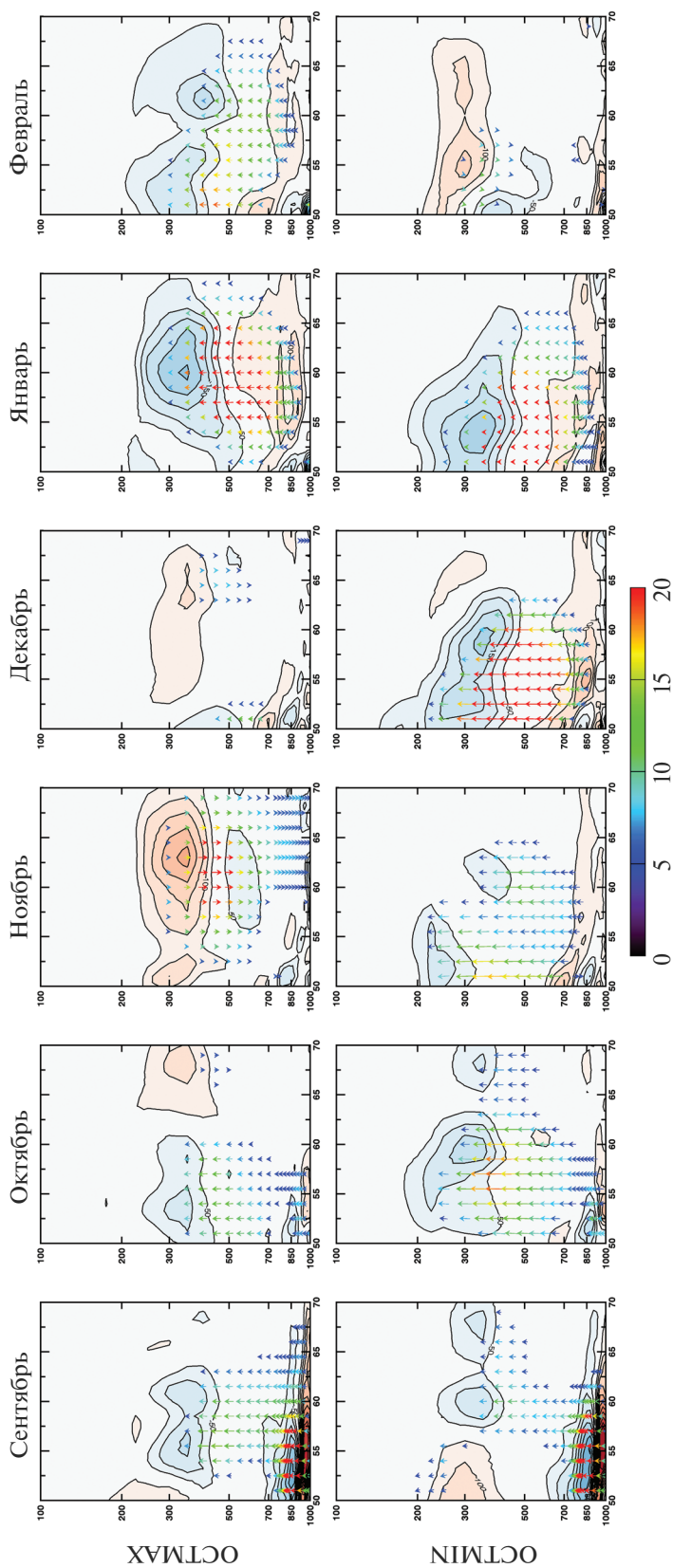


Рис. 3. Поток ЭП для ЭС для композитов ОСТМАХ и ОСТМИН. Цвет стрелок обозначает магнитуду потока ЭП; изображены только с магнитудой более  $5 \text{ м}^2/\text{с}^2$ . Изолиниями показаны значения дивергенции (красный) и конвергенции (синий) потока ЭП, ось X — широта (Северное полушарие), ось Y — изобарические уровни в гПа.

возмущениями. Данная характеристика широко используется для диагностики волновых взаимодействий (например, [54]). Обмен энергией между синоптическими возмущениями и средним потоком играет важную роль в формировании режимов атмосферной циркуляции, в частности блокирования, что не может не сказаться на процессах формирования снежного покрова.

Важно при этом отметить, что ни в одном композите в зимние месяцы у поверхности не получено существенных по магнитуде потоков ЭП. Кроме того, полученные результаты дают основания предположить, что для ЗС интенсивность потока ЭП у поверхности не связана с протяженностью снежного покрова, сформировавшейся к концу того или иного месяца. Формирование снежного покрова в ЗС происходит в направлении с севера на юг. Например, в октябре различия между композитами по площади снежного покрова максимальны: в условиях ОСТМАХ к концу октября происходит существенно большее закрытие территории снегом, чем в ОСТМИН (рис. 1а, 1б). Однако картина распределения потоков ЭП у поверхности в этот месяц для сформированных композитов почти идентична. Существенные различия у поверхности проявляются далее в ноябре, когда в ОСТМАХ снежный покров почти закончил формирование, а в ОСТМИН происходит его основная фаза. Однако, наличие потока у поверхности в ОСТМАХ инициировано термодинамической ситуацией не у поверхности, а в верхних слоях тропосферы (нисходящий поток). Кроме того, в ноябре северные широты одинаково для обоих композитов закрыты снегом. В зимние месяцы у поверхности потока ЭП не формируется и к самой поверхности из более высоких слоев атмосферы не спускается.

### 3.2. Северное полушарие

Мы получили существенные различия между композитами в состоянии атмосферы не только для территории ЗС, но и для всего Северного полушария. С помощью  $t$ -критерия Стьюдента, используя прием, описанный в разделе 3.1, для каждой пространственной точки давления, приведенного к уровню моря (MSLP), температуры на двух метрах ( $T_{2m}$ ) и индекса бароклинности ( $\sigma_{BI}$ ) на основе рядов данных, состоящих из 84–93 элементов (в зависимости от месяца), была показана статистическая значимость полученных различий для уровня значимости  $\alpha = 0.05$  (рис. 4 и 5).

#### Метеорологические переменные

Сначала мы рассмотрели состояние атмосферы в непосредственной близости от поверхности. Было проанализировано поведение MSLP и  $T_{2m}$  для каждого месяца осенне-зимнего периода (с

сентября по февраль). Мы получили, что с точки зрения барических образований и температуры композиты имеют различия, как было отмечено ранее, начиная уже с сентября, т.е. до начала периода активного формирования снежного покрова (рис. 4). Принципиальные различия MSLP проявляются в Северной Атлантике. Для композита ОСТМАХ здесь располагается область пониженного давления с минимумом над Гренландией, под действие которой попадают Северная Атлантика и большая часть Северного Ледовитого океана. Для композита ОСТМИН в Северной Атлантике располагается барический диполь. При этом над Гренландией располагается центр области повышенного давления, а центр области пониженного давления располагается над Исландией. Таким образом область влияния зоны пониженного давления существенно меньше, но при этом понижение давления здесь сильнее, чем для ОСТМАХ. Присутствуют различия также и для Алеутского минимума. Однако, здесь для ОСТМАХ область распространения области пониженного давления меньше, а само понижение сильнее, чем для ОСТМИН. Различия барических полей сопровождаются соответствующими различиями в полях температуры. Для ОСТМАХ по сравнению с ОСТМИН в Северной Евразии и Гренландии  $T_{2m}$  выше на 2 К, а в восточной части Канады различия достигают 4 К.

В октябре над Северным ледовитым океаном для обоих композитов формируется зона повышенного давления. В ОСТМИН она интенсивнее, чем в ОСТМАХ. Кроме этого, в ОСТМАХ зона пониженного давления, располагающаяся в сентябре над Гренландией, смещается к Исландии, а над Гренландией формируется зона повышенного давления аналогичная ОСТМИН. Помимо этого, для ОСТМАХ формируется локальный минимум давления между Кольским полуостровом и островом Новая Земля. Таким образом, в ОСТМАХ сформировалась более обширная и более интенсивная, чем в ОСТМИН, зона пониженного давления, распространившая свое влияние вплоть до полуострова Таймыр. Также в октябре начинает формироваться Сибирский антициклон. Различия также проявляются и в поле температур. Почти на всей азиатской части Северной Евразии в ОСТМАХ  $T_{2m}$  выше на 2–4 К. Что касается ЗС, то здесь для ОСТМАХ, в отличие от ОСТМИН, северная ее часть находится под влиянием зоны пониженного давления.

Далее, начиная с ноября, барическое поле для композита ОСТМИН ведет себя более стабильно, чем для ОСТМАХ. Во-первых, в ОСТМАХ интенсивность Алеутского и Исландского минимумов меняются в противофазе: если усиливается один из них, то ослабевает второй. В композите ОСТМИН изменения происходят синхронно и с меньшей интенсивностью. Оба минимума или



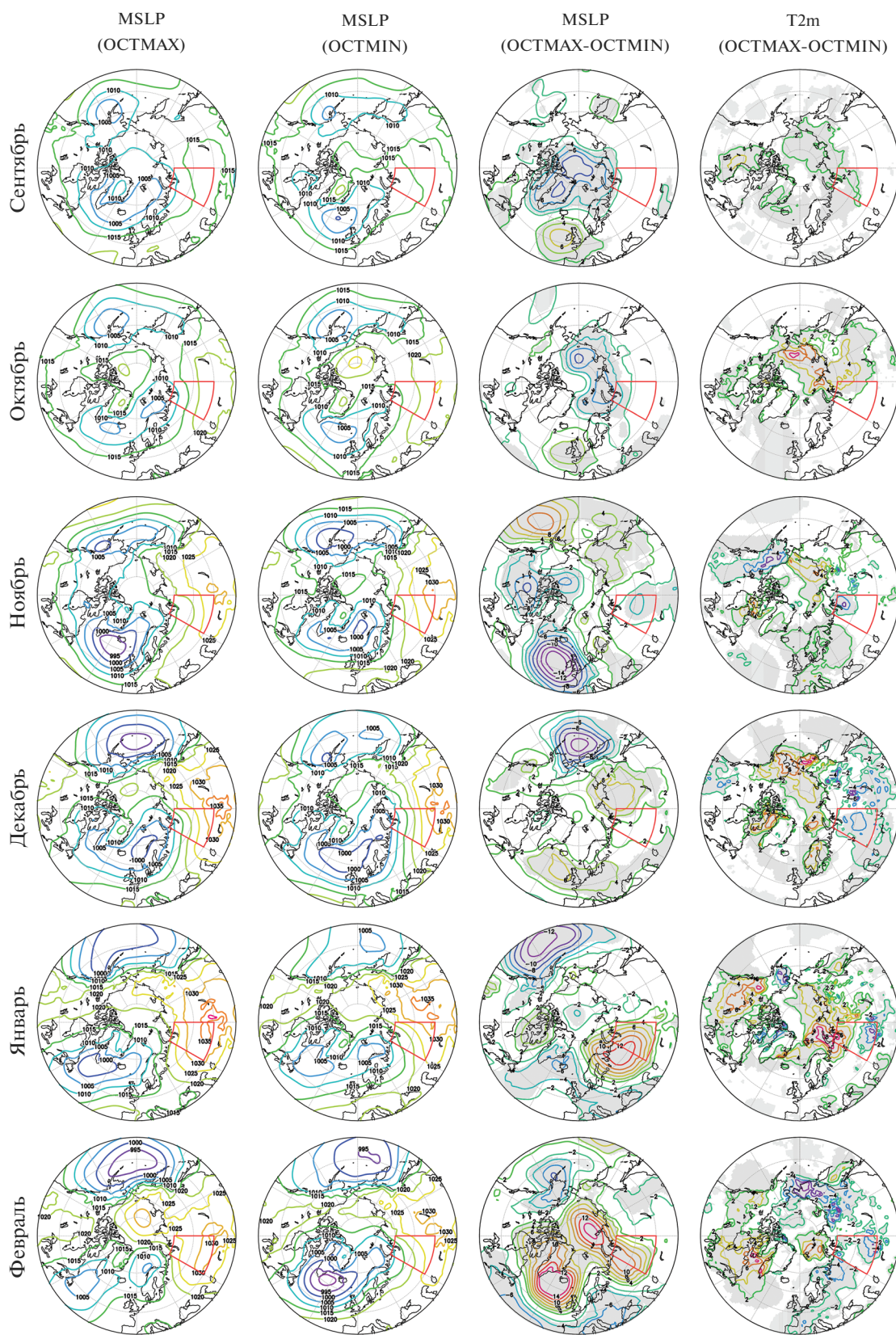
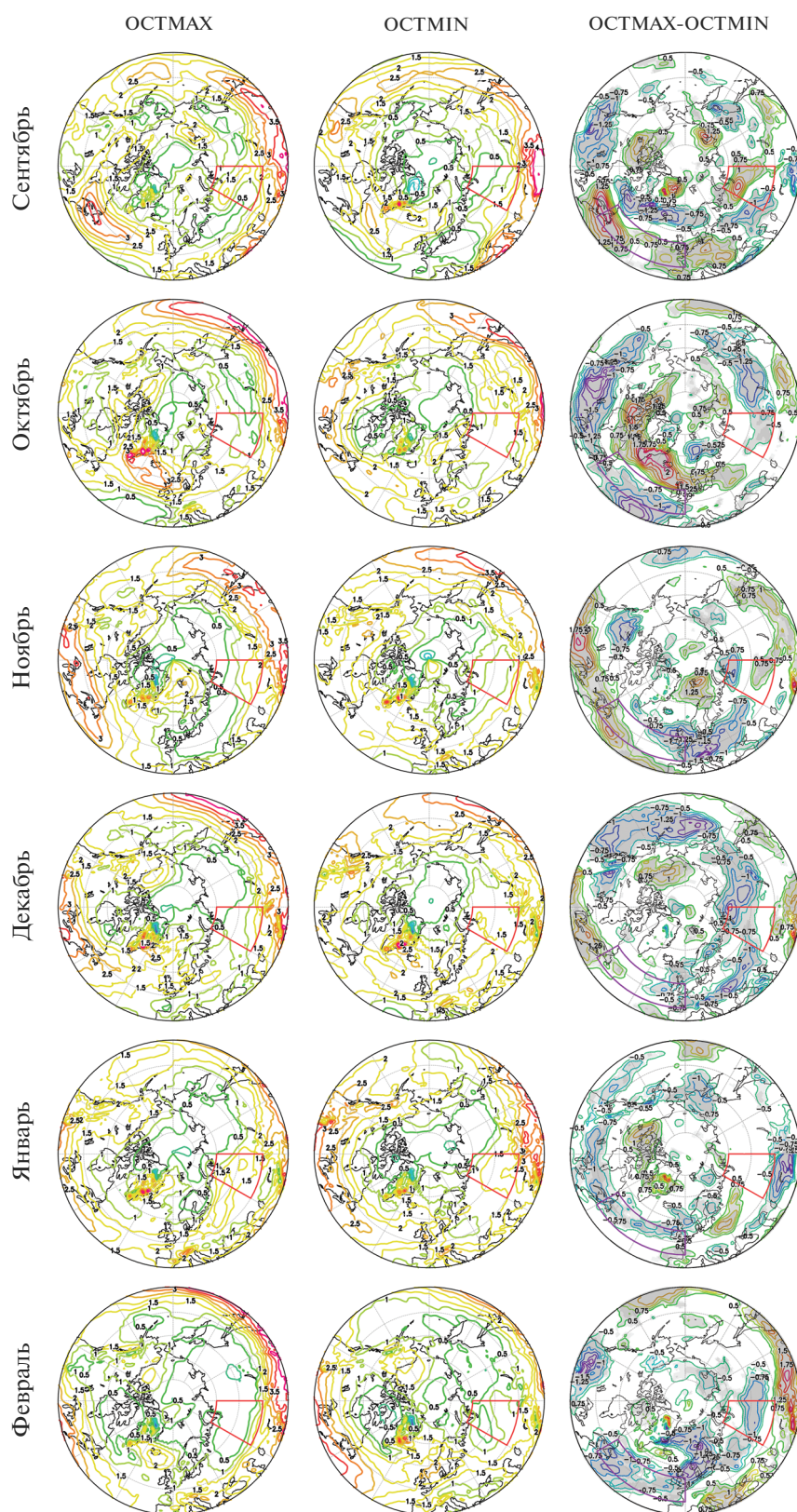


Рис. 4. MSLP и T2m для Северного полушария (до 40° с. ш.). Серым выделены области со статистически значимой разницей для  $\alpha = 0.05$ . Область 3С выделена красным.



**Рис. 5.** Индекс бароклинности ( $\sigma_{\nu}$ ) на 500 гПа для Северного полушария (до  $40^\circ$  с.ш.). Серым выделены области со статистически значимой разницей для  $\alpha = 0.05$ . Область ЗС выделена красным.



немного усиливаются или ослабевают. Во-вторых, в ОСТMIN обособленная зона повышенного давления в Арктике, проявившаяся в октябре, снижает свою интенсивность в ноябре и далее перестает существовать как самостоятельное образование до конца зимы. В ОСТMAX же появление и исчезновение этого обособленного максимума носит колебательный характер. Область, появившись в октябре, в ноябре исчезает, затем снова проявляется в декабре, исчезает в январе, и далее снова проявляется в феврале. В-третьих, в ОСТMIN происходит более равномерное, чем в ОСТMAX, развитие Сибирского антициклона. В ОСТMAX осенью Сибирский антициклон заметно слабее, чем в ОСТMIN, но затем в декабре он резко усиливается, превышая интенсивность в ОСТMIN и достигает своего пика в январе. При этом его влиянию подвергаются более западные, в сравнении с ОСТMIN, территории.

На фоне описанных различий между композитами в поведении поля MSLP получены различия также и для T2m. В частности, в ОСТMAX по сравнению с ОСТMIN отмечаются более низкие температуры для Северной Евразии в ноябре, декабре и феврале. В январе же в ОСТMAX для северной части Северной Евразии отмечаются более высокие температуры, а более низкие сосредоточены только в области, находящейся под влиянием центральной части Сибирского антициклона.

Отмечается также, что характер различий (знак и расположение областей различий) между композитами для переменной MSLP совпадает с, полученными для HGT на высоте 500 гПа (на рисунках не представлено). При этом в среднем для территории ЗС ранее было получено (рис. 2в, 2г) обратное соответствие различий между ОСТMAX и ОСТMIN для переменных Ta и HGT: уменьшению абсолютной величины различий в вертикальном направлении от поверхности в слое 1000–500 гПа для переменной Ta соответствует их увеличение для переменной HGT. Таким образом, бароклинные неустойчивости могут вносить свой вклад в развивающиеся аномалии.

### *Бароклиность*

Анализ бароклиности атмосферы на высоте 250 гПа не показал значимых различий между сформированными композитами. Однако, на высоте 500 гПа удалось выявить ряд особенностей. Во-первых, мы получили различия в районе Северо-Атлантического шторм-трека (восточный берег Северной Америки для 45°–55° с. ш.) (рис. 5). Шторм-треки представляют собой области сильной бароклиности, где образуются внетропические циклоны, сопровождающиеся сильными ветрами и осадками. Шторм-треки располагаются в средних широтах и переносят большое количество тепла, импульса и влаги в высокие широты

[55, 56]. Для композита ОСТMAX в этой области присутствует сильная бароклиность в сентябре. В октябре этот показатель сильно снижается, а в ноябре снова набирает силу. Далее он постепенно ослабевает в течение зимы. Для ОСТMIN ситуация в этом регионе полностью противоположная. Повышенная бароклиность получена в октябре, в январе и феврале. При этом для ОСТMAX, в отличие от ОСТMIN, области высокой бароклиности в Северо-Атлантическом регионе хорошо очерчены.

Во-вторых, получены различия для всей Северной Евразии, в целом, и для ЗС, в частности. Начиная с октября, на большей части территории для композита ОСТMIN проявляется более высокая бароклиность, чем для ОСТMAX. Особенно интересными представляются различия между композитами для ноября и января. В ноябре область отрицательной разницы между композитами, располагающаяся на севере ЗС, хорошо согласуется по расположению с областью различий для T2m (рис. 4). Схожая ситуация получена для января. Здесь области с положительными и отрицательными различиями для T2m находятся на периферии областей различий с аналогичными знаками для индекса бароклиности. В декабре и феврале для композита ОСТMIN получен в целом более высокий уровень бароклиности атмосферы над Северной Евразией, чем для ОСТMAX. При этом T2m для ОСТMAX значительно ниже, чем для ОСТMIN.

Полученное позволяет предположить, что условия более стабильного (с точки зрения поведения центров действия атмосферы) фонового состояния атмосферы, полученного для композита ОСТMIN в сравнении с ОСТMAX (см. предыдущий параграф), являются более благоприятными для роста бароклиности атмосферы над Северной Евразией. Чем выше бароклиность атмосферы, тем выше вероятность барических образований (в том числе циклонов), что в свою очередь может оказывать смягчающее действие на зимние температуры.

### 4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей статье мы обсудили особенности термодинамического состояния атмосферы в осенне-зимний сезон, проявляющиеся на фоне различной интенсивности формирования снежного покрова в ЗС. В результате мы получили ряд интересных особенностей. Мы обнаружили, что различия в термодинамическом состоянии атмосферы, как в масштабах ЗС, так и всего северного полушария, начинают проявляться не в момент пиковой интенсивности формирования снежного покрова в ЗС и даже не с началом его формирования вообще, а уже присутствуют еще до старта этого процесса (в сентябре).

В рамках ЗС для метеорологических переменных показан колебательный характер различий между композитами. При переходе от месяца к месяцу, начиная с сентября, поочередно преобладали значения переменных то в одном, то в другом композите. Проявлялось это в поочередной смене знака разницы между композитами. Далее мы проанализировали различия между композитами для характеристик волновой активности для ЗС, а также полей метеорологических переменных и индекса бароклинности для всего Северного полушария. Было показано, что фазовый сдвиг внутрисезонного хода рассмотренных переменных одного композита относительно другого не является причиной колебательного характера различий.

Анализ вариации потоков ЭП в течение осенне-зимнего сезона для каждого композита в отдельности и помесечно сравнение композитов между собой продемонстрировало абсолютно разный характер распространения планетарных волн для рассмотренных условий формирования снежного покрова в ЗС. Для условий композита ОСТМАХ (с интенсивным быстрым формированием снежного покрова) мы получили попеременно во времени восходящие и нисходящие волновые потоки. При этом для условий композита ОСТМИН (с плавным равномерным установлением снежного покрова) волновые потоки направлены вверх от поверхности на протяжении почти всего осенне-зимнего сезона. Здесь проявились три интересные особенности:

1. Ни в одном композите в зимние месяцы у поверхности не получено существенных по амплитуде потоков ЭП. Это указывает на то, что если волна и носит нисходящий характер, то поверхности она не достигает.

2. Характер волновой активности осенью указывает на то, что в осенние месяцы для ЗС волновая активность у поверхности не определяется характером формирования снежного покрова или его площадью.

3. Для всех месяцев наибольшие различия между композитами в волновой активности проявляются в тропосфере выше пограничного слоя (между 850 и 250 гПа).

При расчете потоков ЭП из реанализа ERA-Interim были задействованы переменные так называемого класса “А”, а именно температура воздуха,  $u$  и  $v$  компоненты скорости ветра на 37 изобарических уровнях. Классом “А”, согласно введенной в 1996 г. классификации, принято обозначать переменные, в расчете которых при создании реанализа с помощью процедуры усвоения данных было задействовано большое количество данных наблюдений [57]. При создании реанализа ERA-Interim для всех изобарических уровней применялась процедура усвоения данных наблюдений [50]. Необходимо отметить, что использованные при

расчете переменные имеют хорошее вертикальное разрешение для нижнего слоя тропосферы (с 1000 до 750 гПа), составляющее 25 гПа. Таким образом, полученные особенности проявления волновой активности в пограничном слое атмосферы не могут быть расценены как артефакты, возникшие из-за особенностей технологии усвоения и корректировки данных при создании реанализа ERA-Interim.

Различия между композитами мы получили не только для территории ЗС, но и в масштабах всего Северного полушария. Анализ показал существенные различия в интенсивности центров действия атмосферы. Для условий композита ОСТМАХ по сравнению с ОСТМИН мы получили существенно большую внутрисезонную изменчивость Алеутского и Исландского минимумов. Более того, эти центры действия атмосферы в условиях ОСТМАХ от месяца к месяцу усиливаются/ослабевают асинхронно относительно друг друга. В ОСТМИН изменение их интенсивности происходит одновременно. Различия между композитами получены также и для Сибирского антициклона. В композите ОСТМАХ по сравнению с ОСТМИН Сибирский антициклон слабее в осенний период и существенно сильнее – в зимний. Формироваться в обоих композитах он начинает в октябре. Поле приземных температур также демонстрирует существенные различия. Получены более низкие температуры в декабре и феврале для всей Северной Евразии, в январе – для ее южной части, а в ноябре – для ее Сибирского региона.

Сформировавшаяся в январе структура барического и термического полей и их различия между композитами может говорить о наличии блокирований над ЗС, при этом более выраженных в ОСТМАХ, чем в ОСТМИН [58]. Такая структура полей может быть связана с явлением, называемым “теплая Арктика – холодная Сибирь” (“Warm Arctic-Cold Siberia”, WACS). Отмечается, что тенденция к потеплению в Арктике наблюдалась в сочетании с зимним похолоданием в средних широтах, особенно сильным над центральной Сибирью [59–62]. В ряде исследований изучались возможные механизмы этого сложного процесса. Например, было продемонстрировано, что явление WACS может быть объяснено потерей морского льда над Баренцевым и Карским морями, что, в свою очередь, вызывает усиление турбулентных потоков тепла из океана в атмосферу [63]. Обнаружено также, что возрастающий осенний поток тепла с поверхности открытых вод в более прохладную атмосферу, приводящий к аномальному потеплению нижней атмосферы, вызывает повышенную активность бароклинных волн и большие амплитуды волн Россби, которые способствуют развитию блокирующих явлений и экстремальных погодных условий, таких как вторжения холодного воздуха. Отрицательная связь



между температурами воздуха у поверхности в Арктике и Евразии показана также не только в контексте явления “теплая Арктика—холодная Евразия” с нарастающей, как отмечается, частотой в последние два десятилетия, но и “холодная Арктика—теплая Евразия” [64]. Отмечается, что обе эти отрицательные связи основным обусловлены температурной адвекцией, связанной с аномалией давления на уровне моря над Уральским регионом.

В ряде исследований было продемонстрировано, что региональная потеря арктического морского льда может иметь последствия для атмосферной циркуляции в масштабах полушария [65, 66]. Было показано, что холодные условия и усиление снежного покрова над Сибирью осенью коррелируют с уменьшением сентябрьского морского ледяного покрова в тихоокеанском секторе Арктики, а также, что существует значимая положительная (отрицательная) корреляция между аномалиями ноября (декабря—января) Сибирского антициклона и сентябрьской аномалией площади морского льда [63, 67]. В нашем исследовании сформированные композиты оказались разнесены во времени, а именно все годы, вошедшие в композит ОСТМАХ, пришлось по времени позже тех, что вошли в ОСТМИН. Такое проявление может быть свидетельством сильного влияния глобального потепления и сокращения площади морского льда в Арктике. В дальнейшем необходимо более подробное исследование этого аспекта.

Анализ бароклинной неустойчивости среднего слоя тропосферы с центром на высоте 500 гПа показал также существенные различия между композитами. Существенно различается характер вариации этих полей для области Северо-Атлантического шторм-трека, а также для территории всей Северной Евразии. Мы сопоставили между собой характер различий между композитами для поля индекса бароклинности, барического и термического полей. Результат сопоставления позволяет предположить, что условия более стабильного фонового состояния атмосферы (с точки зрения поведения центров действия атмосферы), полученного для композита ОСТМИН в сравнении с ОСТМАХ, являются более благоприятными для роста бароклинности атмосферы над Северной Евразией особенно в зимний период.

Обобщая все полученные результаты, можно сказать, что аномалии скорости формирования снежного покрова являются скорее следствием уже существующих к этому моменту аномалий состояния атмосферы в глобальном масштабе. При этом не исключено, что аномально быстрое формирование снежного покрова в ЗС может вносить в дальнейшем свой вклад в волновую активность атмосферы по принципу обратной связи. Однако, это воздействие не носит продолжительного характе-

ра и не вызывает новых долгоживущих возмущений в атмосфере. В контексте всего сказанного наши результаты и выводы хорошо согласуются с результатами других авторов, говорящими в пользу гипотезы об обратном порядке влияния. А именно, что атмосфера, находясь к началу осени в возмущенном состоянии (и продолжает в нем находиться далее зимой), вызывает аномалии снежного покрова [34, 43–45]. Аномалии интенсивности формирования снежного покрова и аномалии термодинамического состояния атмосферы также могут быть связаны со сменой в Северном полушарии типа циркуляции (с зональной на меридиональную), произошедшей в конце XX века [68]. Также наши результаты не противоречат гипотезе о сильном влиянии Арктики [30, 35, 42, 44, 45]. Однако, прямая проверка последнего выходит за рамки данного исследования, но возможно будет проведена в дальнейшем.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 19-17-00248 “Гидродинамическая неустойчивость и крупномасштабная вихревая динамика атмосферы в условиях меняющегося климата” за исключением раздела 2.1, где анализ межгодового поведения снежного покрова выполнен в рамках госбюджетной темы № 121031300158-9. Авторы также благодарны к. ф.-м. н. Е.В. Харюткиной и к. т. н. И.Г. Окладникову за ценные советы и рекомендации. Авторы благодарны анонимным рецензентам за полезные комментарии.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Barnett T.P., Dümenil L., Schlese U., Roeckner E., Latif M.* The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations // *J. Atmospheric Sciences*. 1989. V. 46. № 5. P. 661–686.
2. *Groisman P.Y., Karl T.R., Knight R.W., Stenchikov G.L.* Changes of snow cover, temperature, and radiative heat balance over the Northern Hemisphere // *J. Climate*. 1994. V. 7. № 11. P. 1633–1656.
3. *Vavrus S.* The role of terrestrial snow cover in the climate system // *Climate Dynamics*. 2007. V. 29. № 1. P. 73–88.
4. *Cohen J., Rind D.* The effect of snow cover on the climate // *J. Climate*. 1991. V. 4. № 7. P. 689–706.
5. *Cohen J., Entekhabi D.* The influence of snow cover on Northern Hemisphere climate variability // *Atmosphere-Ocean*. 2001. V. 39. № 1. P. 35–53.
6. *Henderson G.R., Leathers D.J., Hanson B.* Circulation response to Eurasian versus North American anomalous snow scenarios in the Northern Hemisphere with an AGCM coupled to a slab ocean model // *J. Climate*. 2013. V. 26. № 5. P. 1502–1515.
7. *Ye K., Wu R., Liu Y.* Interdecadal change of Eurasian snow, surface temperature, and atmospheric circulation in the late 1980s // *J. Geophysical Research: Atmospheres*. 2015. V. 120. № 7. P. 2738–2753.

8. *Walsh J.E., Ross B.* Sensitivity of 30-day dynamical forecasts to continental snow cover // *J. Climate*. 1988. V. 1. № 7. P. 739–754.
9. *Walland D.J., Simmonds I.* Modelled atmospheric response to changes in Northern Hemisphere snow cover // *Climate Dynamics*. 1996. V. 13. № 1. P. 25–34.
10. *Allen M.R. et al.* IPCC fifth assessment synthesis report: climate change 2014 synthesis report.
11. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2020 год. Москва, 2021. 104 с.
12. *Song L., Wu R.* Intraseasonal snow cover variations over western Siberia and associated atmospheric processes // *J. Geophysical Research: Atmospheres*. 2019. V. 124. P. 8994–9010.
13. *Sun X.J., Wang P.X., Wang J.X.L.* An assessment of the atmospheric centers of action in the northern hemisphere winter // *Climate Dynamics*. 2017. V. 48. P. 1031–1047.
14. *Groisman P.Y., Gutman G., Shvidenko A.Z., Bergen K.M., Baklanov A.A., Stackhouse P.W.* Introduction: Regional Features of Siberia // In: *Groisman P., Gutman G.* (eds) *Regional Environmental Changes in Siberia and Their Global Consequences*. Springer Environmental Science and Engineering. Springer, Dordrecht. 2013.
15. *Горбатенко В.П., Ипполитов И.И., Поднебесных Н.В.* Циркуляция атмосферы над Западной Сибирью в 1976–2004 гг. // *Метеорология и гидрология*. 2007. № 5. С. 28–36.
16. *Zhang X., Lu C., Guan Z.* Weakened cyclones, intensified anticyclones and recent extreme cold winter weather events in Eurasia // *Environmental Research Letters*. 2012. V. 7. № 4. P. 044044.
17. *Foster J., Owe M., Rango A.* Snow cover and temperature relationships in North America and Eurasia // *J. Clim. appl. Met.* 1983. V. 22. P. 460–469.
18. *Cohen J., Entekhabi D.* Eurasian snow cover variability and Northern Hemisphere climate predictability // *Geophysical Research Letters*. 1999. V. 26. № 3. P. 345–348.
19. *Saito K., Cohen J., Entekhabi D.* Evolution of atmospheric response to early-season Eurasian snow cover anomalies // *Monthly Weather Review*. 2001. V. 129. № 11. P. 2746–2760.
20. *Gong G., Entekhabi D., Cohen J.* A large-ensemble model study of the wintertime AO–NAO and the role of interannual snow perturbations // *J. Climate*. 2002. V. 15. No. 23. P. 3488–3499.
21. *Saito K., Cohen J.* The potential role of snow cover in forcing interannual variability of the major Northern Hemisphere mode // *Geophysical Research Letters*. 2003. V. 30. № 6.
22. *Gong G., Entekhabi D., Cohen J.* Modeled Northern Hemisphere winter climate response to realistic Siberian snow anomalies // *J. Climate*. 2003. V. 16. № 23. P. 3917–3931.
23. *Cohen J., Barlow M., Kushner P.J., Saito K.* Stratosphere-troposphere coupling and links with Eurasian land-surface variability // *J. Climate*. 2007. V. 20. P. 5335–5343.
24. *Orsolini Y.J., Kvamstø N.G.* Role of Eurasian snow cover in wintertime circulation: Decadal simulations forced with satellite observations // *J. Geophysical Research: Atmospheres*. 2009. V. 114. D19.
25. *Allen R.J., Zender C.S.D.* Effects of continental-scale snow albedo anomalies on the wintertime Arctic oscillation // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. D23105.
26. *Мартынова Ю.В., Крупчатников В.Н.* Исследование чувствительности температуры поверхности в Евразии в зимний период к аномалиям снежного покрова. Роль стратосферы. // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2010. Т. 46. № 6. С. 1–13.
27. *Cohen J., Furtado J.C., Jones J., Barlow M., Whittleston D., Entekhabi D.* Linking Siberian snow cover to precursors of stratospheric variability // *J. Climate*. 2014. V. 27. № 14. P. 5422–5432.
28. *Allen R.J., Zender C.S.* Forcing of the Arctic Oscillation by Eurasian snow cover // *Journal of Climate*. 2011. V. 24. № 24. P. 6528–6539.
29. *Peings Y.* Influence de la couverture de neige de l'hémisphère nord sur la variabilité interannuelle du climat / Doctoral dissertation. Université de Toulouse. Université Toulouse III-Paul Sabatier. 2010.
30. *Cohen J.L., Furtado J.C., Barlow M.A., Alexeev V.A., Cherry J.E.* Arctic warming, increasing snow cover and widespread boreal winter cooling // *Environmental Research Letters*. 2012. V. 7. № 1. P. 014007.
31. *Furtado J.C. et al.* Eurasian snow cover variability and links to winter climate in the CMIP5 models // *Climate Dyn.* 2015. V. 45. P. 2591–2605.
32. *Handorf D., Jaiser R., Dethloff K., Rinke A., Cohen J.* Impacts of Arctic sea ice and continental snow cover changes on atmospheric winter teleconnections // *Geophysical Research Letters*. 2015. V. 42. № 7. P. 2367–2377.
33. *Gastineau G., García-Serrano J., Frankignoul C.* The influence of autumnal Eurasian snow cover on climate and its link with Arctic sea ice cover // *J. Climate*. 2017. V. 30. № 19. P. 7599–7619.
34. *Peings Y., Douville H., Colin J., Martin D.S., Magnusdottir G.* Snow–(N) AO teleconnection and its modulation by the Quasi-Biennial Oscillation // *J. Climate*. 2017. V. 30. № 24. P. 10211–10235.
35. *Orsolini Y.J., Senan R., Vitart F., Balsamo G., Weisheimer A., Doblas-Reyes F.J.* Influence of the Eurasian snow on the negative North Atlantic Oscillation in subseasonal forecasts of the cold winter 2009/2010 // *Climate Dyn.* 2016. V. 47. No. 3–4. P. 1325–1334.
36. *Tyrrell N.L., Karpechko A.Y., Räisänen P.* The influence of Eurasian snow extent on the northern extratropical stratosphere in a QBO resolving model // *J. Geophysical Research: Atmospheres*. 2018. V. 123. № 1. P. 315–328.
37. *Peings Y., Brun E., Mauvais V., Douville H.* How stationary is the relationship between Siberian snow and Arctic Oscillation over the 20th century? // *Geophys. Res. Lett.* 2013. V. 40. P. 183–188.
38. *Попова В. В., Ширяева А. В., Морозова П. А.* Сроки установления нежного покрова на севере Евразии: прямые и обратные связи с крупномасштабной ат-

- мосферной циркуляцией // Лед и снег. 2014. Т. 127. № 3. С. 39–49.
39. *Zhao L., Zhu Y., Liu H., Liu Z., Liu Y., Li X., Chen Z.* A stable snow–atmosphere coupled mode // *Climate Dynamics*. 2016. V. 47. № 7. P. 2085–2104.
  40. *Martynova Y.V.* October snow cover and winter atmospheric conditions in Siberia // In IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2019, November. V. 386. № 1. P. 012001. IOP Publishing.
  41. *Han S., Sun J.* Impacts of autumnal Eurasian snow cover on predominant modes of boreal winter surface air temperature over Eurasia // *J. Geophysical Research: Atmospheres*. 2018. V. 123. № 18. P. 10–76.
  42. *Wegmann M., Rohrer M., Santolaria-Otín M., Lohmann G.* Eurasian autumn snow link to winter North Atlantic Oscillation is strongest for Arctic warming periods // *Earth System Dynamics*. 2020. V. 11. № 2. P. 509–524.
  43. *Kryjov V.N.* October circulation precursors of the wintertime Arctic Oscillation // *International Journal of Climatology*. 2015. V. 35. № 2. P. 161–171.
  44. *Wegmann M., Orsolini Y., Vázquez M., Gimeno L., Nieto R., Bulygina O., Jaiser R., Handorf D., Rinke A., Dethloff K., Sterin A.* Arctic moisture source for Eurasian snow cover variations in autumn // *Environmental Research Letters*. 2015. V. 10. № 5. P. 054015.
  45. *Yeo S.-R., Kim W., Kim K.-Y.* Eurasian snow cover variability in relation to warming trend and Arctic Oscillation // *Climate Dynamics*. 2017. V. 48. P. 499–511.
  46. *Cohen J., Zhang X., Francis J., Jung T., Kwok R., Overland J., Ballinger T.J., Bhatt U.S., Chen H.W., Coumou D., Feldstein S.* Divergent consensus on Arctic amplification influence on midlatitude severe winter weather // *Nature Climate Change*. 2020. V. 10. № 1. P. 20–29.
  47. *Henderson G.R., Peings Y., Furtado J.C., Kushner P.J.* Snow–atmosphere coupling in the Northern Hemisphere // *Nature Climate Change*. 2018. V. 8. № 11. P. 954–963.
  48. *Estilow T.W., Young A.H., Robinson D.A.* A long-term Northern Hemisphere snow cover extent data record for climate studies and monitoring // *Earth Syst. Sci. Data*. 2015. V. 7. P. 137–142.
  49. *Martynova Y.V.* December. Special aspects of snow cover formation in Western and Eastern Siberia // In IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2020. V. 611. No. 1. P. 012006. IOP Publishing.
  50. *Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U. et al.* The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // *Q J R Meteorol Soc.* 2011. V. 137. № 656. P. 553–597.
  51. *Holton J.R.* An Introduction to the Dynamic Meteorology. 4th ed. / Academic Press. 2004. 535 p.
  52. *Booth J.F., Kwon Y.O., Ko S., Small R.J., Msadek R.* Spatial patterns and intensity of the surface storm tracks in CMIP5 models // *J. Climate*. 2017. V. 30. № 13. P. 4965–4981.
  53. *Nakamura M., Yamane S.* Dominant anomaly patterns in the near-surface baroclinicity and accompanying anomalies in the atmosphere and oceans. Part I: North Atlantic basin // *J. Climate*. 2009. V. 22. P. 880–904.
  54. *Иванова А.Р. и др.* Сравнение динамических характеристик блокирующего антициклона лета 2010 года с более ранними эпизодами // В сборник докладов “Анализ условий аномальной погоды на территории России летом” / Под ред. Шакиной Н.П. М.: Триада, лтд., 2011. 72 с.
  55. *Chang E., Lee S., Swanson K.* Storm track dynamics // *J. Climate*. 2002. V. 15. P. 2163–2182.
  56. *Chang E., Guo Y., Xia X., Zheng M.* Storm-track activity in IPCC AR4/CMIP3 model simulations // *J. Climate*. 2013. V. 26. P. 246–260.
  57. *Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen, J., Zhu Y.* The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // *Bull Am Meteorol Soc.* 1996. V. 77. № 3. P. 437–472.
  58. *Tyrllis E., Bader J., Manzini E., Ukita J., Nakamura H., Matei D.* On the role of Ural Blocking in driving the Warm Arctic–Cold Siberia pattern // *Q J R Meteorol Soc.* 2020. V. 146. P. 2138–2153.
  59. *Cohen J., Screen J.A., Furtado J.C., Barlow M., Whittleston D., Coumou D., Francis J., Dethloff K., Entekhabi D., Overland J., Jones J.* Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather // *Nature Geoscience*. 2014. V. 7. № 9. P. 627–637.
  60. *Vihma T.* Effects of Arctic sea ice decline on weather and climate: A review // *Surveys in Geophysics*. 2014. V. 35. № 5. P. 1175–1214.
  61. *Shepherd T.G.* Effects of a warming Arctic // *Science*. 2016. V. 353. № 6303. P. 989–990.
  62. *Overland J.E., Dethloff K., Francis J.A., Hall R.J., Hanna E., Kim S.J., Screen J.A., Shepherd T.G., Vihma T.* Nonlinear response of mid-latitude weather to the changing Arctic // *Nature Climate Change*. 2016. V. 6. № 11. P. 992–999.
  63. *Honda M., Inoue J., Yamane S.* Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters // *Geophysical Research Letters*. 2009. V. 36. № 8.
  64. *Kim Hye-Jin, Seok-Woo Son, Woosok Moon, Jong-Seong Kug, Jaeyoung Hwang* Subseasonal relationship between Arctic and Eurasian surface air temperature // *Scientific reports*. 2021. V. 11. № 1. P 1–10.
  65. *Kumar A. et al.* Contribution of sea ice loss to Arctic amplification // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. № 21. <https://doi.org/10.1029/2010GL045022>
  66. *Deser C., Tomas R., Alexander M., Lawrence D.* The seasonal atmospheric response to projected Arctic sea ice loss in the late 21st century // *J. Clim.* 2010. V. 23. P. 333–351.
  67. *Ghatak D., Frei A., Gong G., Stroeve J., Robinson D.* On the emergence of an Arctic amplification signal in terrestrial Arctic snow extent // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. № D24. <https://doi.org/10.1029/2010JD014007>
  68. *Kononova N.K., Lupo A.R.* Changes in the dynamics of the Northern Hemisphere atmospheric circulation and the relationship to surface temperature in the 20th and 21st centuries // *Atmosphere*. 2020. V. 11. № 3. P. 255.

## Relationship between Anomalies of the Snow Cover Formation Rate in Western Siberia and the Atmospheric Dynamics in the Northern Hemisphere for the Fall-Winter Season

Yu. V. Martynova<sup>1, 4, \*</sup>, V. N. Krupchatnikov<sup>2, 4</sup>, A. V. Gochakov<sup>3, 4</sup>, and O. Yu. Antokhina<sup>5</sup>

<sup>1</sup> *Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Akademicheskoy ave., 10/3, Tomsk, 634055 Russia*

<sup>2</sup> *Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS,  
Ac. Lavrentieva ave., 6, Novosibirsk, 630090 Russia*

<sup>3</sup> *Siberian Research Hydrometeorological Institute, Sovetskaya str. 30, Novosibirsk, 630099 Russia*

<sup>4</sup> *A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Pyzhyovskiy pereulok, 3, Moscow, 119017 Russia*

<sup>5</sup> *Zuev Institute of Atmospheric Optics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences,  
Academician Zuev square, 1, Tomsk, 634055 Russia*

\*e-mail: FoxyJ13@gmail.com

Using the NOAA climate data record of the Northern Hemisphere snow cover extent and the ERA-Interim reanalysis, the relationship between the anomalies of the intensity of snow cover formation in Western Siberia (WS) and the thermodynamic state of the atmosphere of both the WS-sector and the entire Northern Hemisphere in the autumn-winter season was considered. The study is based on a comparison of two composites differing in the rate of snow cover formation in the WS. Differences in the behavior of both the characteristics of the atmospheric instability (wave activity and baroclinicity) and the standard meteorological variables (atmospheric temperature, pressure, and geopotential height) were analyzed. It was found that the anomalies in the snow cover formation rate in the WS are more likely a consequence of the anomalies of the atmospheric state at Northern hemispheric mid and high latitudes that occur before the start of snow cover onset. At the same time, it is possible that the abnormally rapid snow cover formation may further contribute to the atmospheric wave activity according to the feedback principle. However, this impact is not lasting and does not cause new long-lived disturbances in the atmosphere.

**Keywords:** snow cover, planetary waves, Eliassen-Palm flux, baroclinicity