

УДК 551.513

## Анализ факторов, влияющих на возникновение стратосферных потеплений

О.С. Кочеткова, В.И. Мордвинов, М.А. Руднева\*

*Институт солнечно-земной физики СО РАН  
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 126а, а/я 291*

Поступила в редакцию 17.12.2013 г.

Внезапные стратосферные потепления (ВСП) определяют климатические характеристики зимней стратосферы и оказывают влияние на погодные аномалии в тропосфере. Представлены результаты анализа ВСП, а также факторов, их вызывающих. Проведено сопоставление температурного режима в стратосфере с особенностями циркуляции в тропо- и стратосфере в зимние периоды 2008/09 и 2012/13 гг. Установлено, что за 15–20 сут до начала ВСП в тропосфере происходит разрушение блокирующих антициклонов. В этот же период возрастает амплитуда орографических стационарных волн. Развитию ВСП способствует также распространение крутильных колебаний в стратосфере из низкоширотной области.

*Ключевые слова:* погода, атмосфера, тропосферно-стратосферное взаимодействие; weather, atmosphere, troposphere-stratosphere interaction.

### Введение

На сегодняшний день накоплен большой объем данных о параметрах средней атмосферы (10–100 км). Получено четкое представление о внутригодовой динамике атмосферы, обусловленной сезонными вариациями инсоляции. Однако природа непериодических вариаций в стратосфере, так называемых внезапных стратосферных потеплений (ВСП, порядка десятков градусов за несколько дней), до сих пор неизвестна. Между тем изучение ВСП имеет важное прикладное значение, так как резкие изменения циркуляции в стратосфере оказывают значительное влияние на общее содержание озона [1], от которого зависят вариации концентрации озона в тропосфере [2]. Кроме того, как показано в работе [3], динамика ВСП влияет на развитие погодных аномалий в тропосфере.

Впервые ВСП обнаружил немецкий метеоролог R. Scherhag в 1952 г. при анализе радиозондовых данных над Берлином [4]. В 60–70-е гг. внезапные стратосферные потепления активно изучались советскими метеорологами. В основу исследований были положены анализ синоптических и сборно-кинематических карт, а также типизация ВСП в зависимости от условий образования и локализации [5]. Были установлены регионы, в которых частота возникновения ВСП максимальна. Этими регионами являются северные части Атлантики и Тихого океана. Приблизительно в равном количестве ВСП наблюдаются над Европейским, Азиатским и Американским секторами Арктики. Из-за относительно небольших

контрастов «суша–океан» ВСП в Южном полушарии возникают очень редко [6].

Сопоставление сборно-кинематических карт на высотах 10 гПа и карт относительной топографии в слое 1000–500 гПа показало наличие возмущений в тропосфере, предшествующих ВСП с задержкой 1–7 дней [5]. Для исследования проникновений барических аномалий из тропосферы в стратосферу были использованы индексы зональной  $I_z$  и меридиональной  $I_m$  циркуляции [7–9]. Большие значения  $I_m$  являются следствием нарушения западно-восточного переноса в тропосфере и указывают на развитие блокирующих процессов.

К сожалению, большинство перечисленных работ носит качественный характер. В Европе и США для исследования ВСП широко использовалось математическое моделирование. В наиболее ранних работах считалось, что развитие внезапного потепления может быть похоже на быстрое развитие синоптических процессов (по аналогии с тропосферными процессами в средних широтах) за счет бароклинной неустойчивости. Однако авторы [10, 11] доказали ошибочность данного предположения. Дальнейшие теоретические исследования были направлены на изучение свойств планетарных волн. Анализ индекса рефракции показал, что стационарные планетарные волны могут проникать в стратосферу при западных направлениях ветра в зимний период года [12].

В 1971 г. Т. Matsumo предложил механизм взаимодействия планетарных волн (зональные волновые числа  $m = 1, 2$ ) со средним потоком [13]. Согласно Matsumo увеличение амплитуды вертикально распространяющихся из тропосферы планетарных волн приводит к ослаблению западного или появлению восточного потока и, как следствие, к формированию

\* Ольга Сергеевна Кочеткова (olgak@iszf.irk.ru); Владимир Иванович Мордвинов; Марина Александровна Руднева.

антициклона в стратосфере и разрушению полярного стратосферного вихря. Нисходящие движения в антициклоне являются источником адиабатического нагрева стратосферы. Работа [13] и на сегодняшний день не потеряла своей актуальности и является основой современных моделей.

С использованием уравнения потенциальной завихренности была построена одномерная квазигеострофическая модель, с помощью которой удалось воспроизвести ВСП. Используя подобную модель, J.R. Holton показал, что взаимодействие волн со средним потоком приводит к его ослаблению, которое в модели Matsumo было недооценено [14]. J. Clark успешно воспроизвел ВСП с помощью одномерной двухслойной модели струйного течения полярной ночи [15]. К сожалению, модель Кларка не позволяла оценивать меридиональный перенос волновой энергии.

В работах [16, 17] получил развитие резонансный механизм взаимодействия волн со средним потоком. Суть механизма состоит в том, что вертикально распространяющаяся из тропосферы планетарная волна с зональным числом 1 подготавливает условия для ВСП, а волна с  $m = 2$  действует как эффективный источник энергии. Перед началом ВСП стратосфера уже так «настроена», что относительно небольшое возмущение усиливается многократно за короткий промежуток времени, подобно тому как это происходит при резонансе. Так как источник находится в тропосфере, то именно «настройка» тропосферы приводит к резонансу и появлению блокирующей ситуации [18]. Если средняя атмосфера (стратосфера) в это время «готова» к резонансу, то отклик будет наблюдаться и в средней атмосфере (стратосфере). Резонансная настройка может быть причиной того, что все стратосферные потепления обязательно сопровождаются блокированием в тропосфере, но не все тропосферные блокирования сопровождаются ВСП [19].

Вообще говоря, «волновой подход» к анализу ВСП не вполне адекватен реальной циркуляции в тропосфере и стратосфере. Как правило, крупномасштабные течения имеют большую амплитуду и сложную пространственную структуру, поэтому лишь с большой долей условности их можно аппроксимировать суперпозицией длинных волн с  $m = 1 \div 2$ . Реальные энерговыделения в стратосфере происходят на меньших масштабах, чем можно было бы ожидать при взаимодействии длинных волн с крупномасштабным средним потоком.

Недостатков малокомпонентных моделей лишены модели общей циркуляции атмосферы. В современный период благодаря созданию реанализов и совершенствованию моделей накоплен огромный материал для исследования ВСП на новом уровне [20–24]. Недавние исследования [25] с использованием стратосферной модели Холтона–Масса со стохастическим форсингом подтвердили, что мелкомасштабная изменчивость, ранее не учитываемая в моделях, вносит существенный вклад в возникновение и эволюцию ВСП.

Согласно данным наблюдений существенное влияние на генерацию и эволюцию ВСП оказывают возмущения, распространяющиеся в стратосфере в ме-

ридиональном направлении. В работе [26] на примере потепления в 2006 г. показано, что внезапному стратосферному потеплению предшествовало развитие волновых возмущений в стратосфере, распространяющихся из тропической области. Авторы предположили, что их взаимодействие со средним потоком могло внести дополнительный вклад в развитие ВСП.

В работе Holton и Tan [27] предложена гипотеза, согласно которой колебания экваториального стратосферного ветра изменяют условия вертикального и меридионального распространения планетарных волн во внетропических областях, что может быть причиной ВСП. По результатам выполненных в [28] расчетов в случае восточной фазы квазидвухлетнего колебания (КДК) усиление волн в тропосфере за счет нелинейного взаимодействия с зональным потоком приводит к запираанию волн на нижних уровнях стратосферы и усилению амплитуды стратосферного полярного вихря, что может вызвать ВСП. Однако проверка гипотезы Холтона–Тана по наблюдательным данным показала, что реальные данные не вполне согласуются с результатами модельных расчетов [29]. Несмотря на всю значимость КДК, лишь немногие климатические модели в настоящее время способны воспроизводить это явление [30]. Одной из таких моделей является модель Института Макса Планка (MAECHAM5) с высоким вертикальным разрешением.

## Постановка задачи, данные и методы

Проведенный литературный обзор показал, что ВСП – сложное многофакторное явление в зимней стратосфере, детали генерации и развития которого не вполне ясны. В качестве причин возбуждения ВСП называют стационарные волны, блокирующие антициклоны, бегущие колебания в стратосфере, а также квазидвухлетние колебания. Задача данной работы состояла в том, чтобы на примере отдельных эпизодов стратосферных потеплений оценить роль каждого из факторов. Для анализа пространственной картины развития стратосферных потеплений по данным NCEP/NCAR Reanalysis 1 за последовательные дни строились распределения температуры воздуха и относительных величин геопотенциала на изобарической поверхности 10 гПа.

1. Одной из наиболее вероятных причин ВСП являются стационарные волны. В зависимости от особенностей распределения поля скорости стационарные орографические волны могут иметь достаточно сложную пространственную структуру. В принципе, их несложно моделировать, однако мы поступили проще – отказались от расчета пространственной структуры стационарных волн и оценивали только интенсивность орографического источника завихренности, которую рассчитывали следующим образом:

$$K = \left| U \frac{\partial h}{\partial x} + V \frac{\partial h}{\partial y} \right|, \quad (1)$$

где  $U$  и  $V$  – зональная и меридиональная составляющие вектора скорости ветра (м/с) на уровне 700 гПа, характеризующем средний перенос в тропосфере;  $h$  –

высота над уровнем моря,  $m$ ;  $K$  – индекс орографического возбуждения. Значения параметра  $K$  усреднялись за январь над Тибетским плато (43–25° с.ш., 75–103° в.д.) и над Скалистыми горами (50–32° с.ш., 90–120° з.д.).

2. Для характеристики блокирующих процессы мы воспользовались методом, предложенным авторами работы [31], которые за каждый день рассчитывали индексы блокирования в средней тропосфере на уровне АТ-500 гПа по следующим формулам:

$$GHGS = \frac{H_{500}(\varphi_0) - H_{500}(\varphi_s)}{\varphi_0 - \varphi_s}, \quad (2)$$

$$GHGN = \frac{H_{500}(\varphi_n) - H_{500}(\varphi_0)}{\varphi_n - \varphi_0}, \quad (3)$$

где  $\varphi_0 = 60^\circ$ ,  $\varphi_n = 78,75^\circ$ ,  $\varphi_s = 41,25^\circ$  с.ш. К блокирующей относится ситуация, удовлетворяющая условию  $GHGS > 0$ ,  $GHGN < -5$ . Эти критерии должны сохраняться в течение 5 дней и более.

3. Бегущим возмущениям в стратосфере уделяется меньше внимания, чем стационарным волнам или блокирующим процессам. Частично это связано со сложностью выделения и анализа бегущих возмущений, а частично с недооценкой их значимости. В общем, если судить по фазовым диаграммам, стационарные волны отнюдь не всегда преобладают в верхней тропосфере. Чаще всего картина представляет собой суперпозицию стационарных и бегущих возмущений. Отсюда следует, что бегущие возмущения по амплитуде сопоставимы со стационарными волнами.

Если бегущие возмущения имеют большой пространственный масштаб, то для их выделения можно использовать процедуру зонального осреднения. Результатом применения этой процедуры являются так называемые крутильные колебания – вариации средней зональной компоненты скорости в низкочастотном диапазоне [32]. Крутильные колебания ква-

зирегулярны, имеют характерный временной масштаб от 10 до 20 сут и распространяются в меридиональном направлении со скоростью около 4 м/с, соответствующей групповой скорости длинных баротропных волн Россби. Крутильные колебания можно представить в виде суперпозиции волн, распространяющихся во встречных направлениях [33]. Источником по крайней мере части колебаний являются крупномасштабные возмущения в тропосфере, возникающие в полярной области и распространяющиеся в умеренные и низкие широты. В области полярнофронтального струйного течения колебания проникают в стратосферу и влияют на динамику полярного вихря и антициклонических вихрей, образующихся в зимний период над высокими и умеренными широтами.

Вариации рассчитываемых характеристик орографического возбуждения, индекса блокирования и крутильных колебаний сопоставлялись с вариациями температуры в полярной области стратосферы в различных долготных секторах.

## Основные результаты

В результате анализа стратосферных потеплений по данным NCEP/NCAR за период с 1975 по 2013 г. [34] были отобраны два случая ВСП, различные по интенсивности и пространственной локализации очагов потепления. Зимой 2008/09 г. в середине января было зарегистрировано мажорное ВСП, очаг которого располагался над севером Атлантики (рис. 1, *a*).

Отметим, что исследованию региональных особенностей проявления стратосферных потеплений по данным лидарных измерений за период с 2008 по 2011 г. посвящены работы [35, 36]. В них отмечено, что в зимний период 2008/09 г. наблюдалось мажорное стратосферное потепление, что согласуется с результатами анализа по данным NCEP/NCAR [34].

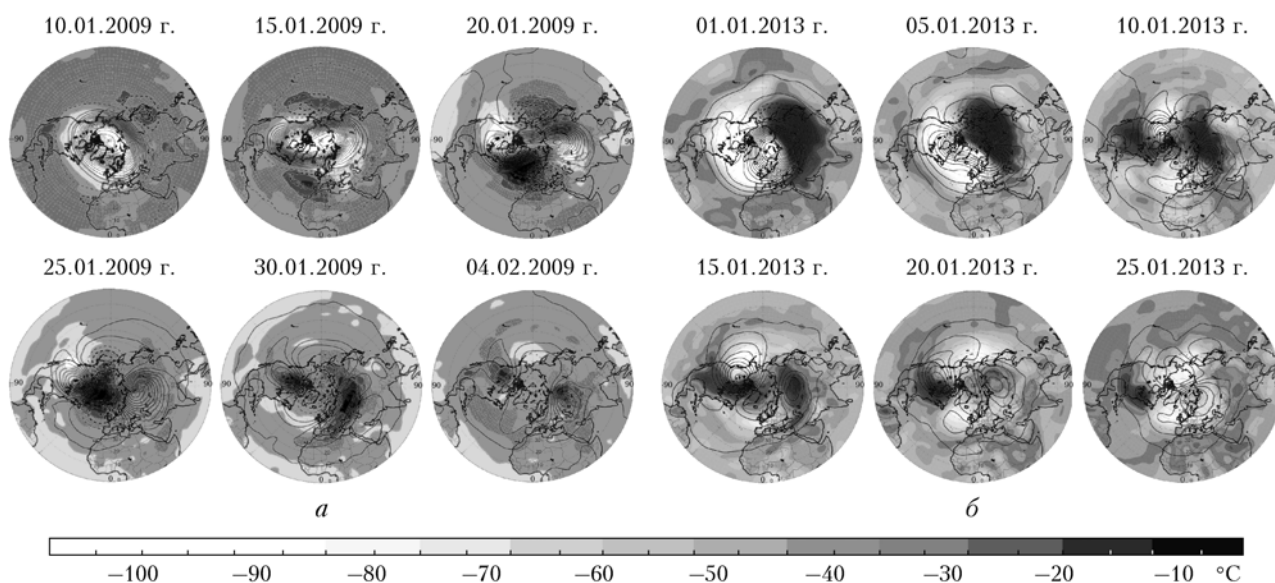


Рис. 1. Пространственное распределение температуры воздуха (заливка, °C) и относительных величин геопотенциала (изолинии) на 10 гПа в январе 2009 (*a*) и январе 2013 гг. (*б*)

В январе 2013 г. на фоне резкого повышения температуры над полярной областью Азиатско-Тихоокеанского региона в стратосфере образовался антициклон, полярный вихрь в котором значительно ослаб и раздвоился (рис. 1, б). Подобный сценарий развития в целом характерен для мажорных внезапных стратосферных потеплений.

Так как очаги ВСП располагались в различных секторах полярной стратосферы, мы предположили, что и причины, их возбуждающие, могут быть локальными, например орографические стационарные волны.

### Стационарные волны

Основными источниками стационарных волн являются крупные горные массивы, такие как Тибет и Скалистые горы. Амплитуда стационарных волн от этих источников достигает максимальных значений над северо-восточными частями Тихого океана (источник – Тибет) и Атлантического океана (источник Скалистые горы). Заметим, что над этими регионами максимальна и повторяемость ВСП. Для проверки этого варианта возбуждения мы сопоставили

вариации температуры в стратосфере с изменениями индекса орографического возбуждения  $K$  в разных секторах Северного полушария. На рис. 2 показаны вариации температуры в стратосфере за рассмотренные периоды и вариации индекса орографического возбуждения (1) в нижней атмосфере на уровне 700 гПа. Вариации температуры рассчитывались над Атлантическим и Канадским секторами и сопоставлялись с индексом орографического возбуждения над Скалистыми горами в период с ноября 2008 по март 2009 г. (рис. 2, а). Изменения температуры над Азиатским и Тихоокеанским секторами сопоставлялись с изменениями индекса над Тибетом зимой 2012/13 г. (рис. 2, б).

Перед началом ВСП в ноябре–декабре 2008 г. хорошо видны вариации индекса орографического возбуждения с периодичностью около 10 сут, примерно с такой же периодичностью происходила и раскачка температуры в стратосфере. Максимальные значения индекса наблюдались 19 января, а 22 января стратосферное потепление достигло максимального развития. На финальной фазе ВСП температура плавно снижалась, несмотря на значительные вариации индекса орографического возбуждения. Видимо,

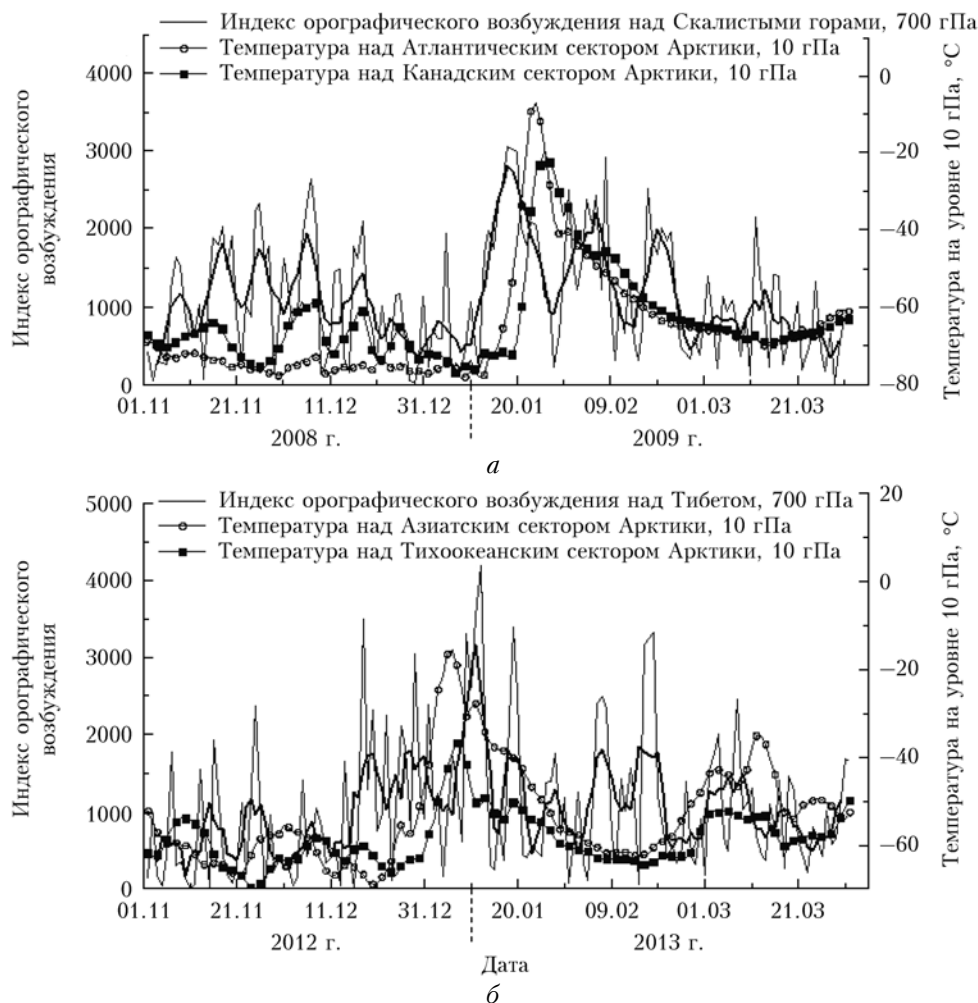


Рис. 2. Вариации индекса орографического возбуждения и температуры воздуха на 10 гПа за период с ноября 2008 по март 2009 г. (а) и с ноября 2012 по март 2013 г. (б)

на стадии затухания ВСП зональные потоки в стратосфере слишком слабы для эффективного взаимодействия с орографическими волнами.

Связь между температурой в стратосфере и орографическим индексом видна и зимой 2012/13 г., однако задержка ВСП по отношению к увеличению индекса была больше, чем зимой 2008/09 г. Рост температуры начался через 2–4 сут после роста индекса, но максимального развития ВСП достигло примерно через 20 сут после начала возбуждения. Как и в 2008–2009 гг., на финальной стадии ВСП температура плавно снижалась, несмотря на значительные вариации индекса орографического возбуждения. Минорное потепление, наблюдавшееся в феврале, также сопровождалось ростом индекса орографического возбуждения в тропосфере.

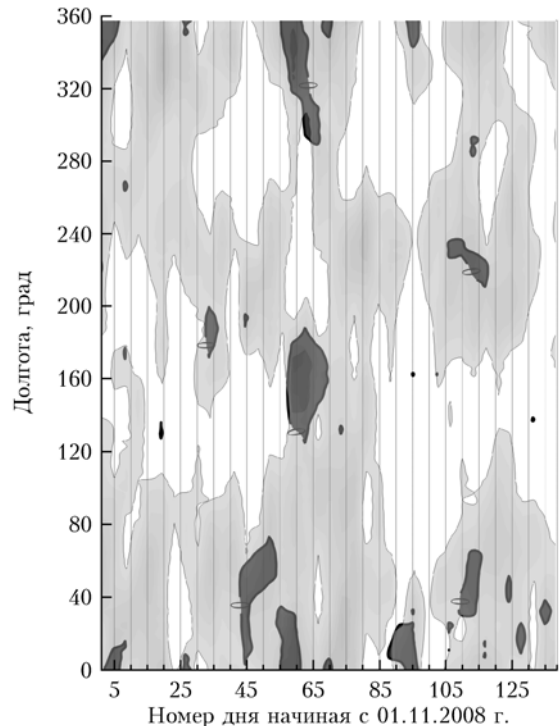
### Блокирующие антициклоны

Для анализа блокирующих ситуаций по формулам (2), (3) рассчитывались меридиональные составляющие градиента геопотенциала на уровне 500 гПа, которые использовались в качестве количественного критерия блокирования в средней тропосфере. На рис. 3 представлены диаграммы индексов блокирования, значения критерия  $GHGS > 0$  (темные участки) и  $GHGN < -5$  дкм/град (серые). По оси абсцисс отложены номера дней, начиная с 1 ноября каждого года, по оси ординат — долгота от 0 до 357,5°.

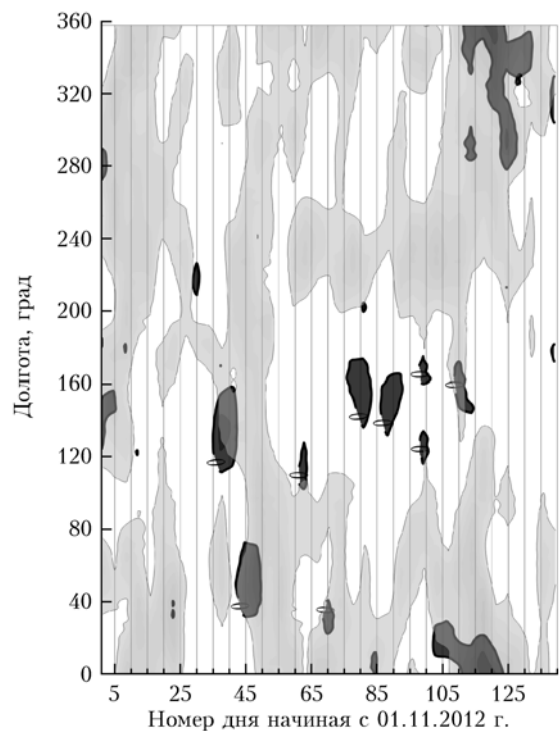
Видно, что зимой 2008/09 г. наблюдалось восемь блокирующих антициклонов, а в зимний период 2012/13 г. — шесть. Максимальная повторяемость блокингов отмечалась в долготной зоне 60° з.д. — 60° в.д. и 120–180° в.д.

Для сопоставления вариаций температуры в стратосфере и блокирующих антициклонов были построены гистограммы, показывающие изменения этих характеристик в долготных секторах с максимальной повторяемостью блокингов (рис. 4). Гистограммы черного цвета показывают значения величины  $GHGS$ , удовлетворяющие условию  $GHGS > 0$  дкм/град широты, серого — значения  $GHGN < -5$  дкм/град широты. Кривые отображают изменение температуры воздуха на АТ-10 гПа на различных долготах. Индекс блокирования рассчитывался на уровне АТ-500 гПа для меридианов 0, 60 и 140° в.д.

В зимний период 2008/09 г., перед тем как возникло ВСП в районе Атлантики, наблюдались блокинги над всеми рассматриваемыми долготами. Отметим, что во всех случаях разрушение блокирующего антициклона наблюдалось за 15–18 сут до начала ВСП. Это существенно больше, чем запаздывание ВСП по отношению к вариациям индекса орографического возбуждения, поэтому прямо связать блокирующие антициклоны с ВСП затруднительно. Скорее всего, разрушение блокингов являлось первым звеном в цепочке событий, результатом которых было развитие ВСП. Разрушение блокингов означает увеличение зональных потоков в тропосфере и, как следствие, усиление орографического возбуждения стационарных волн. Заметим, что единственный случай близкого соседства блокинга и ВСП (см. рис. 4,



*a*



*б*

Рис. 3. Вариации меридиональных составляющих градиента геопотенциала, удовлетворяющих критериям блокирования  $GHGS$  (темные участки) и  $GHGN$  (серые) на АТ-500 гПа за зимний период 2008/09 (*a*) и 2012/13 гг. (*б*)

верхний слева) можно трактовать в пользу этого предположения. Развитие блокинга после максимума ВСП явно сократило продолжительность ВСП, что

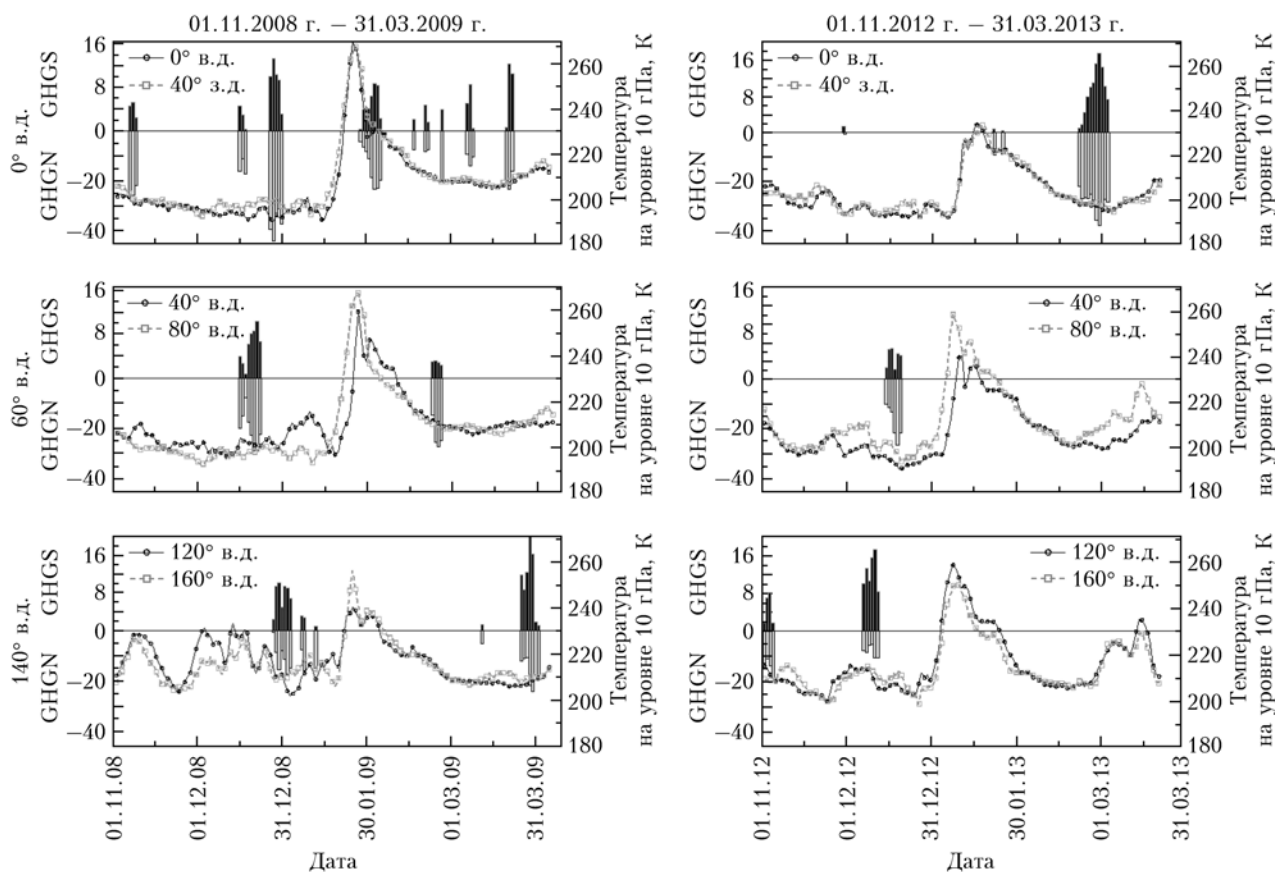


Рис. 4. Изменение температуры воздуха (К) на 10 гПа и меридиональных составляющих градиента геопотенциала на АТ-500 гПа

можно объяснить снижением в этот период орografического возбуждения. После максимальной фазы развития ВСП блокинги возникли над 60 и 0° в.д., т.е. в том же регионе, где развивалось ВСП. Блокинг над 140° в.д. наблюдался в марте 2009 г. и, очевидно, не был связан с процессами в стратосфере.

Для ВСП над Азией в зимний сезон 2012/13 г. циркуляционные условия в тропосфере отличались от зимнего периода 2008/09 г. Перед началом ВСП в районе Атлантико-Европейского сектора блокирующих процессов не наблюдалось. Блокинги отмечались над 60 и 140° в.д., ВСП началось, так же как и в предыдущем случае, через 15–20 сут после разрушения блокингов в этих регионах. А после завершения потепления в стратосфере, когда температура достигла минимальных значений, в тропосфере возник мощный и продолжительный антициклон над Атлантико-Европейским сектором.

Таким образом, в двух рассмотренных случаях за 15–20 сут до начала ВСП в тропосфере происходило разрушение блокирующих антициклонов, в Атлантико-Европейском секторе блокинги возникали после потепления, однако в обоих случаях с различной временной задержкой. Полученные нами результаты в целом согласуются с выводами других исследователей. В работе [37] при анализе блокингов и ВСП в зимние периоды 1981–1985 гг. авторы получили похожие результаты – блокинги в Атлантико-

Европейском секторе предшествовали ВСП за 15 сут. Согласно [38] в 1981, 1984 и 1985 гг. блокинги наблюдались также через несколько суток после ВСП. Однако в работе Taguchi [39] по результатам анализа большого числа ВСП (30 случаев с 1958 по 2006 г.) показано, что блокирующие антициклоны в тропосфере отмечаются гораздо чаще, чем ВСП, и статистически значимая связь между ними отсутствует.

### *Бегущие возмущения*

На рис. 5 приведены диаграммы крутильных колебаний за рассматриваемые годы и дополнительно за 2007/08 г. Расчет крутильных колебаний проводился в три этапа. Сначала в каждом узле сетки с помощью скользящего усреднения была выполнена фильтрация временных рядов зональной компоненты скорости в диапазоне 5–20 сут. Затем отфильтрованные временные ряды были нормированы в диапазоне от 0 до 1. После этого для каждого широтного круга проводилось осреднение в выбранном диапазоне долгот. Результатом расчетов были нормированные колебания средней зональной компоненты скорости. Следует заметить, что крутильные колебания можно увидеть и без предварительной обработки данных, однако менее отчетливо, так как на них накладываются синоптические возмущения и сезонные изменения среднего потока.

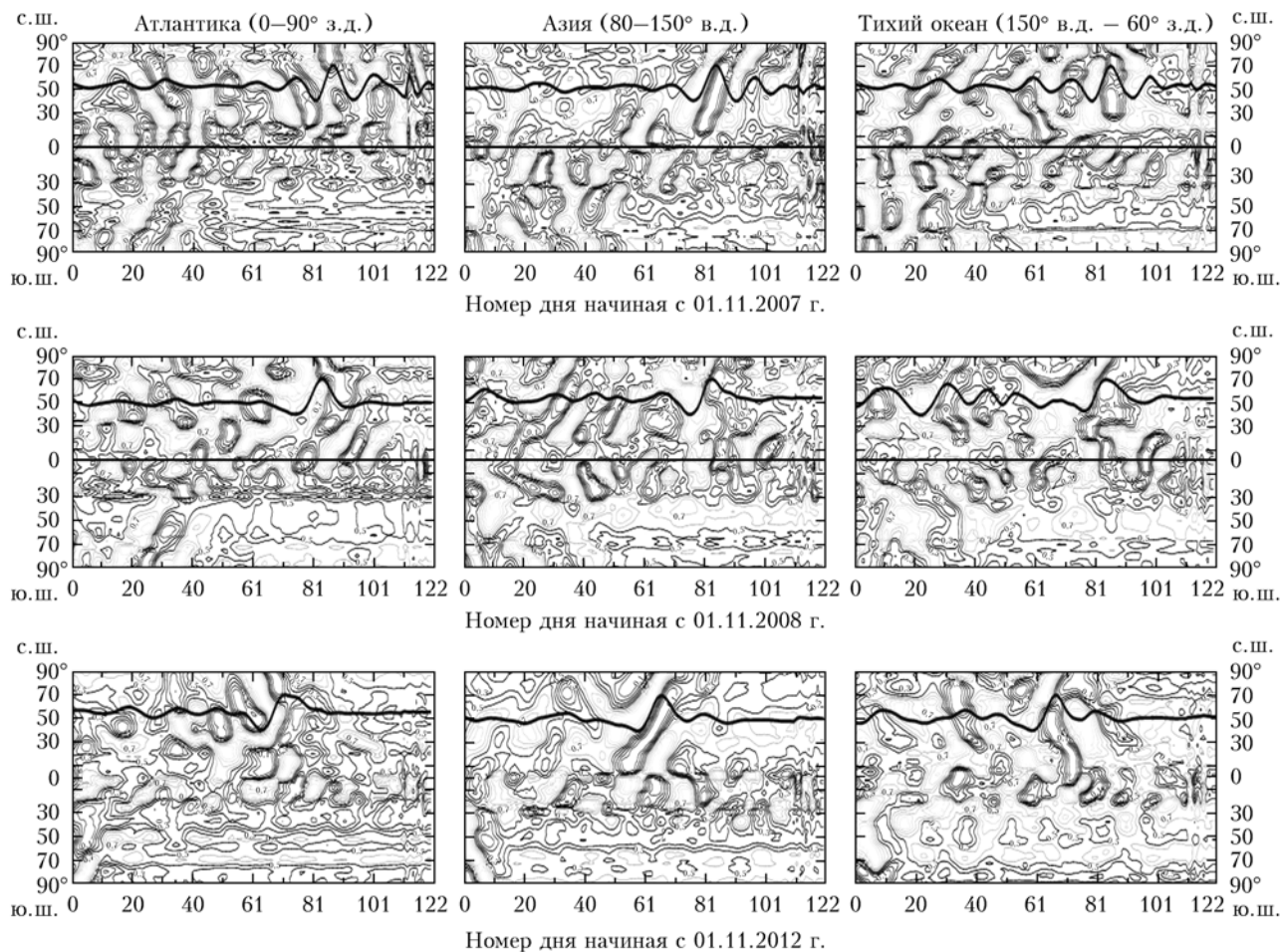


Рис. 5. Диаграммы крутильных колебаний на уровне 10 гПа за период с ноября по февраль 2007/08, 2008/09 и 2012/13 г. над Атлантическим, Азиатским и Тихоокеанским секторами Арктики. Черная сплошная кривая – изменение температуры воздуха на уровне 10 гПа за эти же периоды и в этих же секторах

По оси ординат на рис. 5 отложены широты, по оси абсцисс – номера дней с 1 ноября по 28 (29) февраля. Участки, выделенные светлыми изолиниями – вариации средней зональной скорости в диапазоне нормированных значений 0,6–1, соответствующем усилению западного переноса, темными – вариации средней зональной скорости в диапазоне 0–0,5, соответствующие замедлению потока. Для сопоставления с ВСП на диаграммы нанесены кривые вариаций температуры воздуха в тех же долготных секторах, для которых построены крутильные колебания. Положение кривых на диаграммах соответствует примерно положению полярнофронтальных струйных течений.

Хорошо прослеживается основная закономерность – росту температуры в стратосфере предшествует распространение крутильных колебаний из соседних широтных областей. В одних случаях крутильные колебания распространяются из экваториальной и тропической областей, в другом – из полярной стратосферы.

Хорошо видно, что внезапному стратосферному потеплению в январе 2013 г. предшествовал период повышенной активности в тропиках. Из тропиков волна распространялась в умеренные широты. Время рас-

пространения составило примерно 10 сут. Рост температуры в полярной стратосфере над Азией почти совпал с моментом прихода волны в область полярнофронтального струйного течения. Возмущение, с которым было связано крутильное колебание, продолжило движение к полюсу, пересекло полярную область и уже над Атлантикой начало движение к югу.

С этой фазой распространения возмущения оказалось связано ВСП над Атлантикой, причем сначала температура в полярной области понизилась, а затем начала расти. Представленная картина вполне согласуется с динамикой ВСП на рис. 1. Предложенное объяснение решает проблему «загадочного» ВСП 2013 г. Многие исследователи отмечали, что аномального развития волновых возмущений в тропосфере умеренных широт в этот период не наблюдалось, а потепление тем не менее было достаточно сильным. Возможно, оно было связано как раз с горизонтально распространяющимися волнами, что хорошо отражает диаграмма крутильных колебаний.

Аналогичный характер имело развитие ВСП зимой 2007/08 г. Хорошо видно движение возмущений к северу над Азией, а затем от полюса к экватору над Атлантикой. Также развивалось и ВСП – сначала

рост температуры над Азией и с некоторой задержкой над Атлантикой. Менее сильное потепление над Атлантикой в конце 2007 г. также было связано с движением возмущения от полюса к экватору, однако предваряющее движение к полюсу происходило не над Азией, а над Тихим океаном (см. рис. 5).

Менее определенной была динамика возмущений зимой 2008/09 г., хотя движения возмущений к полюсу и от полюса были видны и в этот период. Однако уверенно утверждать, что началу потепления предшествовали движения из тропиков и субтропиков, нельзя. Возможно, это именно тот случай, когда причиной стратосферного потепления было усиление орографического возбуждения и/или распад блокингов. Кстати, и расщепление полярного вихря, если судить по рис. 1, носило не столь явный характер, как во время потепления зимой 2012/13 г.

Пока сложно понять, каким образом согласовать картину крутильных колебаний, предваряющих ВСП, с динамикой блокингов и орографическим возбуждением в тропосфере. Самым простым объяснением было бы предположение, что с динамикой крутильных колебаний в стратосфере связано движение возмущений в тропосфере, разрушающих блокинги и усиливающих поток, набегающий на горные массивы. Однако в крутильных колебаниях на уровнях 500 и 100 гПа, приведенных на рисунках, явных признаков таких возмущений не видно. Возможно, они имеют меньший масштаб и теряются при зональном усреднении.

### Заключение

Таким образом, установлено, что за несколько дней до начала ВСП наблюдается рост индекса орографического возбуждения в нижней тропосфере, что может использоваться в качестве предиктора для прогноза потеплений. Возникновение блокингов или их эволюция в некоторых секторах Северного полушария способствуют развитию ВСП, причем потепление начинается после разрушения блокирующих антициклонов. Зависимость ВСП одновременно от орографического возбуждения и блокингов можно объяснить влиянием блокирований на структуру струйных течений в районе горных массивов. По всей видимости вертикальное распространение планетарных волн является не единственным фактором генерации и развития ВСП. Вероятно, ВСП также могут возбуждаться крутильными колебаниями, распространяющимися из низких широт.

Работа выполнена в рамках гранта Президента РФ государственной поддержки ведущих научных школ РФ (№ НШ-2942.2014.5).

1. Бекорюков В.И., Бугаева И.В., Захаров Г.Р., Киришов Б.М., Крученицкий Г.М., Тарасенко Д.А. О вкладе динамических процессов в формирование anomalно низких значений общего содержания озона в Северном полушарии // Оптика атмосфер. и океана. 1996. Т. 9, № 9. С. 1233–1242.
2. Антохин П.Н., Белан Б.Д. Регулирование динамики тропосферного озона через стратосферу // Оптика атмосфер. и океана. 2012. Т. 25, № 10. С. 890–895.

3. Labitzke K. On the Mutual Relation between Stratosphere and Troposphere during Periods of Stratospheric Warmings in Winter // J. Appl. Meteorol. 1965. V. 4, N 1. P. 91–99.
4. Scherhag R. Die explosionsartige Stratosphärenenerwärmungen des Spätwinters 1951/52 // Ber. Deut. Wetterdienstes. 1952. V. 6, N 38. P. 51–63.
5. Бурлуцкий П.Ф., Рафаилова Х.Х., Семенов В.Г., Храбров Ю.Б. Колебания общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы погоды. Л.: Гидрометеоздат, 1967. С. 152–200.
6. Perlwitz J., Harnik N. Observational evidence of a stratospheric influence on the troposphere by planetary wave reflection // J. Clim. 2003. V. 16, N 18. P. 3011–3026.
7. Кац А.Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы. Л.: Гидрометеоздат, 1960. 202 с.
8. Погосян Х.П. Сезонные и внутрисезонные изменения температуры, геопотенциала и атмосферной циркуляции в стратосфере. М.: Наука, 1965. 109 с.
9. Погосян Х.П., Павловская А.А., Шабельникова М.В. Взаимосвязь процессов в тропосфере и стратосфере северного полушария. Л.: Гидрометеоздат, 1965. 129 с.
10. Murray F.W. Dynamic stability of the stratosphere // J. Geophys. Res. 1960. V. 65, N 10. P. 3273–3305.
11. McIntyre M.E. Baroclinic instability of an idealized model of the polar night jet // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 1972. V. 98, N 415. P. 165–174.
12. Charney J.G., Drazin P.G. Propagation of planetary scale waves from the lower atmosphere to the upper atmosphere // J. Geophys. Res. 1961. V. 66, N 1. P. 83–109.
13. Matsumo T. A dynamical model of the Stratospheric sudden warming // J. Atmos. Sci. 1971. V. 28, N 8. P. 1479–1494.
14. Holton J.R. A semi-spectral numerical model for wave-mean flow interactions in the stratosphere: Application to sudden stratospheric warmings // J. Atmos. Sci. 1976. V. 33, N 8. P. 1639–1649.
15. Clark J.H. Atmospheric response to the quasi-resonant growth of forced planetary waves // J. Meteorol. Soc. Jap. 1974. V. 52, N 2. P. 143–163.
16. Geisler J.E., Dickinson R.E. Numerical Study of an Interacting Rossby Wave and Barotropic Zonal Flow Near a Critical Level // J. Atmos. Sci. 1974. V. 31, N 4. P. 946–955.
17. Schoeberl M.R. Stratospheric Warmings: Observations and Theory // Rev. Geophys. Space Phys. 1978. V. 16, N 4. P. 521–538.
18. Моханакумар К. Взаимодействие стратосферы и тропосферы. М.: Физматлит, 2011. 452 с.
19. Taguchi M. Is There a Statistical Connection between Stratospheric Sudden Warming and Tropospheric Blocking Events? // J. Atmos. Sci. 2008. V. 65, iss. 4. P. 1442–1454.
20. Shindell D.T., Miller R.L., Schmidt G., Pandolfo L. Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse-gas forcing // Nature (Gr. Brit.). 1999. V. 399, N 6735. P. 452–455.
21. Polvani L.M., Kushner P.J. Tropospheric response to stratospheric perturbations in a relatively simple general circulation model // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29, N 7. P. 1114–1127.
22. Gillett N., Thompson D.W.J. Simulation of recent Southern Hemisphere climate change // Science. 2003. V. 302, N 5643. P. 273–275.
23. Norton W.A. Sensitivity of Northern Hemisphere surface climate to simulation of the stratospheric polar vortex // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30, N 12. P. 1627–1641.
24. Charlton A.J., O'Neill A., Massacand A.C., Lahoz W.A. Sensitivity of tropospheric forecasts to stratospheric ini-



- tial conditions // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 2004. V. 130, N 600. P. 1771–1792.
25. *Birner T., Williams P.D.* Sudden stratospheric warmings as noise-induced transitions // *J. Atmos. Sci.* 2008. V. 65, N 10. P. 3337–3343.
  26. *Lawrence C., Eckermann S., Hoppel K.* Planetary Wave Breaking and Tropospheric Forcing as Seen in the Stratospheric Sudden Warming of 2006 // *J. Atmos. Sci.* 2009. V. 66, N 2. P. 495–507.
  27. *Holton J.R., Tan H.C.* The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb // *J. Atmos. Sci.* 1980. V. 37, N 10. P. 2200–2208.
  28. *Хайруллина Г.Р., Астафьева Н.М.* Квазидвухлетние колебания в атмосфере земли. Обзор: наблюдения и механизмы формирования. М.: Рос. акад. наук, Ин-т косм. исслед. РАН (ИКИРАН), 2011. 60 с.
  29. *Девятова Е.В., Мордвинов В.И.* Квазидвухлетнее колебание ветра в низкоширотной стратосфере и волновая активность атмосферы зимой в Северном полушарии // *Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана.* 2011. Т. 47, № 5. С. 608–621.
  30. *Кулямин Д.В., Дымников В.П.* Моделирование квазидвухлетних колебаний зонального ветра в экваториальной стратосфере // *Тр. МФТИ.* 2009. Т. 1, № 1. С. 65–71.
  31. *D'Andrea F., Tibaldi S., Blalackburn M., Deque M., Dix M.R., Dugas B., Ferranti L., Iwasaki T., Kitoh A., Pope V., Randall D., Roeckner E., Straus D., Stern W., Van den Doll H., Williamson D.* Northern hemisphere atmospheric blocking as simulated by 15 atmospheric general circulation models in the period 1979–1988 // *Clim. Dynam.* 1998. V. 14, N 6. P. 385–407.
  32. *Мордвинов В.И., Иванова А.С., Девятова Е.В.* Возбуждение Арктической осцилляции крутильными колебаниями // *Оптика атмосфер. и океана.* 2009. Т. 22, № 2. С. 193–200.
  33. *Мордвинов В.И., Иванова А.С., Девятова Е.В.* Возбуждение Арктической и Антарктической осцилляции крутильными колебаниями // *Солнечно-земная физика.* 2009. Вып. 13(126). С. 55–65.
  34. *Руднева М.А., Кочеткова О.С., Мордвинов В.И.* Исследование долговременных параметров внезапных стратосферных потеплений в Северном полушарии за период 1975–2013 гг. // *Труды XIII конференции молодых ученых «Физические процессы в космосе и околоземной среде», БШФФ-2013.* Иркутск, 2013. С. 324–326.
  35. *Марицев В.Н.* Лидарные исследования проявления стратосферных потеплений над Томском в 2008–2010 гг. // *Оптика атмосфер. и океана.* 2011. Т. 24, № 5. С. 386–391.
  36. *Марицев В.Н.* Исследование особенностей проявления зимних стратосферных потеплений над Томском по данным лидарных измерений температуры в 2010–2011 гг. // *Оптика атмосфер. и океана.* 2011. Т. 24, № 12. С. 1041–1046.
  37. *Quiroz R.S.* The tropospheric-stratospheric polar vortex breakdown of January 1977 // *Geophys. Res. Lett.* 1977. V. 4, N 4. P. 151–154.
  38. *Kodera K., Chiba M.* Tropospheric circulation changes associated with stratospheric sudden warmings: A case study // *J. Geophys. Res. D.* 1995. V. 100, N 6. P. 11055–11068.
  39. *Taguchi M.* Is There a Statistical Connection between Stratospheric Sudden Warming and Tropospheric Blocking Events? // *J. Atmos. Sci.* 2008. V. 65, N 4. P. 1442–1454.

*O.S. Kochetkova, V.I. Mordvinov, M.A. Rudneva.* **Analysis of the factors affecting the occurrence of stratospheric warming.**

We study sudden stratospheric warming (SSW) which is important element in the dynamics of climate system and impacts weather anomalies in the troposphere. We compared the temperature in the stratosphere with the characteristics of circulation in the troposphere and stratosphere in the winters of 2008/09 and 2012/13. We found that SSW is associated with increased stationary orographic waves. Blocking anticyclones in the troposphere are destroyed for 15–20 days before the onset of SSW. Distribution of torsional oscillations in the stratosphere from the low-latitude area contributed to the development of the SSW.