



УДК 551.583

## Циркуляционные условия внезапных стратосферных потеплений в Северном полушарии в XXI веке

И. В. Латышева ([ababab1967@mail.ru](mailto:ababab1967@mail.ru))

К. А. Лощенко ([christ.1526@mail.ru](mailto:christ.1526@mail.ru))

Е. В. Шахаева ([elenash@mail.ru](mailto:elenash@mail.ru))

**Аннотация.** Рассмотрена многолетняя динамика индексов аномальности полей температуры воздуха и геопотенциала в полярных широтах Северного полушария за период 1975–2013 гг. по данным NCEP/NCAR, проанализированы циркуляционные условия и синоптические процессы наиболее интенсивных внезапных стратосферных потеплений, наблюдавшихся в январе 2006 и 2013 гг.

**Ключевые слова:** климат, атмосферная циркуляция, внезапное стратосферное потепление.

### Введение

В последние десятилетия, благодаря интенсивному развитию наземных и аэрокосмических систем наблюдений, накоплен огромный объем данных измерений, касающихся тепловой структуры, газового состава и динамических характеристик стратосферы [29; 25; 15; 23; 11; 10].

Одним из ярких процессов зимней стратосферы, во время которых проявляется динамическое взаимодействие тропосферы и стратосферы, являются события внезапных стратосферных потеплений (ВСП), впервые обнаруженные немецким метеорологом Ричардом Шерхагом 27 января 1952 г. [27]. В 1957 г. ВСП было зафиксировано над Америкой [30], в 1958 г. над территорией СССР [5].

Критерием внезапного стратосферного потепления является повышение температуры на любом уровне стратосферы над любой широтой зимнего полушария не менее чем на 25 °С, однако во время наиболее мощных ВСП не только полярная, но и среднеширотная стратосфера могут прогреться со скоростью примерно 10 °С/сутки в течение недели. Температура в области над полярной шапкой может увеличиться более чем на 50 °С, и находящийся в темноте зимний полюс на данной высоте фактически становится теплее, чем освещенные Солнцем тропики [6; 7].

Для стратосферных потеплений характерна географическая неравномерность распределения. Их повторяемость возрастает в северной части Атлантики и Тихого океана, приблизительно в равном количестве ВСП наблюдаются над европейским, азиатским и американским секторами. Со-

поставление сборно-кинематических карт на высотах 10 гПа и карт относительной топографии в слое 1000–500 гПа показало наличие возмущений в тропосфере в выделенных выше регионах, предшествующих ВСП с задержкой 1–7 дней [2].

Считается, что формирование ВСП обусловлено динамическим взаимодействием стратосферы и тропосферы, которое прослеживается до высоты порядка 30–45 км. В 1971 г. Т. Мацумо предположил, что возникновение ВСП может быть обусловлено взаимодействием планетарных волн (зональные волновые числа  $m = 1, 2$ ) со средним потоком [20]. Если амплитуда проникающей в стратосферу планетарной волны достаточно велика, это может привести к полному торможению западного переноса и перестройке направления на восточное. Работа Мацумо не потеряла своей актуальности и сейчас.

В дальнейшем механизм взаимодействия волн со средним потоком, предложенный Мацумо, был дополнен анализом синоптических данных, который позволил в общих чертах определить фазы развития ВСП [21; 31; 17; 28]. В начальной фазе, предшествующей ВСП, в тропосфере устанавливается блокирующий циркуляционный процесс, который приводит к формированию меридионального переноса воздушных масс, и, как следствие, увеличению амплитуды планетарной волны. Распространение волны вверх приводит к образованию в стратосфере антициклонального вихря с нисходящими движениями в центре, что является источником адиабатического нагрева и непосредственной причиной стратосферного потепления. Через несколько дней после начала ВСП в тропосфере усиливается антициклогенез, что указывает на наличие динамической связи между стратосферной и тропосферной циркуляцией в этот период. Предполагают, что распространение «сигнала» из тропосферы в стратосферу происходит довольно быстро (~3–10 суток), тогда как в стратосфере аномальный «сигнал» сохраняется намного дольше (~15–40 суток) [22].

Следует отметить, что вследствие больших контрастов в распределении суши и океана активность планетарных волн в зимний период наиболее выражена в Северном полушарии. Это поясняет тот факт, что ВСП отмечаются в Южном полушарии в единичном числе случаев, а в Северном полушарии это явление отмечается почти каждую зиму [24].

В последние годы на основе анализа данных наблюдений и результатов модельных расчетов установлено, что условия возникновения и распространения ВСП существенно зависят от изменчивости циркуляционных процессов в стратосфере [12; 24]. Одним из факторов, влияющих на образование ВСП, являются КДК – квазидвухлетние колебания западных и восточных средних зональных ветров в зоне  $\pm 15^\circ$  от экватора на высотах от 18–20 км до 35 км с периодом от 22 до 34 месяцев [29; 25; 15; 11]. Аномалии ветра первоначально появляются на высоких уровнях (порядка 16–50 км), а затем распространяется вниз со скоростью приблизительно 1–2 км в месяц. Распределение амплитуды колебаний скорости примерно симметрично относительно экватора и близко к нормальному распределению с мак-

симумом на экваторе. Позднее в тропической стратосфере была обнаружена шестимесячная цикличность, которая находится в определенной связи с квазидвухлетней [16].

Согласно теории Холтона и Линдзена [19], экваториальное КДК – это колебание внутреннего происхождения, которое появляется в результате взаимодействия среднего потока с волнами Кельвина, распространяющимися в восточном направлении, и смешанными гравитационными-россби волнами, распространяющимися в западном направлении. По-видимому, оба типа волн возбуждаются в тропосфере (предположительно крупномасштабными тропическими конвективными возмущениями) и распространяются в стратосферу [4].

Основное взаимодействие длинных экваториальных волн (их периоды примерно 1–5 дней, зональные длины более 1000 км) с основным крупномасштабным потоком происходит в нижних слоях стратосферы. Поэтому максимум амплитуды колебаний, возбуждаемых этим механизмом, находится в нижней стратосфере. При этом? чем больше горизонтальное волновое число (т. е. чем меньше масштаб волн), тем выше уровень этого максимума. Колебания зональной скорости, возбуждаемые короткими гравитационными волнами (с периодами около 1 суток и зональными длинами волн примерно 10–1000 км), имеют максимальные амплитуды в верхних слоях стратосферы.

В работе Холтона и Тана [18] 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 расчетов в случае восточной фазы квазидвухлетнего колебания (КДК) усиление волн в тропосфере за счет нелинейного взаимодействия волны с зональным потоком приводит к запираанию волн на нижних уровнях стратосферы и усилению амплитуды стратосферного полярного вихря, что может вызвать ВСП [8]. Однако проверка гипотезы Холтона – Тана по наблюдательным данным показала, что реальные данные не вполне согласуются с результатами модельных расчетов [1].

Несмотря на всю значимость КДК, лишь немногие климатические модели в настоящее время способны воспроизводить это явление. Одной из таких моделей является модель Института Макса Планка (MAECHAM5) с высоким вертикальным разрешением, которая достаточно реалистично воспроизводит КДК. Причиной являются сложные и не до конца понятные механизмы формирования данного явления [3].

В последние годы ряд исследователей указывают на наличие корреляции между КДК и положительными аномалиями температуры поверхности океана, КДК и солнечной цикличностью, региональных связей КДК с процессами в тропиках, например с длительностью сезонных дождей и активностью тропических ураганов в Атлантике [4].

Следует указать на существование тесной корреляционной связи между КДК, ВСП и ведущей модой в тропосфере – Арктической осцилляцией

(АО). АО представляет собой колебательную систему, где атмосферное давление в полярных и средних широтах проходит положительную и отрицательную фазы. Фаза и величина АО, особенно в стратосфере, зависят от КДК, вследствие того, что КДК модулирует интенсивность полярного вихря. В стратосфере ослабленный полярный вихрь в период ВСП проявляется как отрицательный индекс АО. Во многих случаях индекс АО позволяет проследить распространение стратосферного потепления к земной поверхности [3].

Интересным оказался и тот факт, что в периоды, когда на уровне 30 гПа появляются сильные зимние потепления, на высотах мезопаузы и нижней термосферы температура понижается в среднем на 13 К. При этом максимумы похолодания в мезопаузе и нижней термосфере запаздывают на несколько дней относительно максимумов сильных зимних потеплений в стратосфере. Синоптические исследования ВСП показали, что некоторые значительные потепления начинались на высоте 60 км и распространялись вниз [4].

Таким образом, динамическая связь стратосферы и тропосферы в период ВСП осуществляется преимущественно посредством волновой динамики. При развитии внезапного стратосферного потепления даже небольшое волновое возмущение способно инициировать тропосферный отклик в результате нелинейных взаимодействий и/или фокусировки трехмерного потока волновой активности в волны меньшего масштаба и оказывать влияние на формирование погодных условий отдельных регионов [14].

### **Постановка задачи и методы исследования**

Анализ данных NCEP/NCAR и модельные расчеты климатических сценариев развития ВСП в XXI в. указывают на существенный рост в последние десятилетия амплитуды зимнего стратосферного полярного вихря. Это может привести к фундаментальному изменению стратосферной динамики, т. е. к переходу от квазистационарного режима при малых амплитудах стратосферного полярного вихря к квазипериодическим и/или даже хаотическим осцилляциям (васцилляциям) [17; 7].

В этой связи актуальны исследования многолетней динамики и циркуляционных механизмов внезапных стратосферных потеплений, в образовании которых существенный вклад вносят планетарные волны и волны синоптического масштаба [6].

В работе были использованы данные NCEP/NCAR Reanalysis на основных изобарических поверхностях в узлах регулярной сетки с пространственным разрешением  $2,5 \times 2,5^\circ$ . В настоящее время эти данные нашли широкое применение в климатических исследованиях, поскольку они находятся в свободном доступе, не имеют пропусков, имеют достаточно высокое пространственное разрешение. Следует отметить, что сопоставлению данных реанализов и оперативных аэрологических наблюдений посвящен большой ряд работ, в частности публикация [9].

Учитывая, что ВСП наблюдаются преимущественно в высокоширотных областях в середине зимы, для оценки долговременной изменчивости ВСП в январе за период 1975–2013 гг. были рассчитаны индексы аномальности ( $K$ ) температуры воздуха и геопотенциальных высот на стандартных изобарических поверхностях как осредненные значения в широтной зоне  $60\text{--}90^\circ$  по формуле (1):

$$K = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \frac{A_n}{\sigma_n}, \quad (1)$$

где  $A_n$  – аномалия в точке  $n$ ,  $\sigma_n$  – среднее квадратическое отклонение в точке.

Для анализа пространственной картины развития стратосферного потепления и условий циркуляции в тропосфере были получены распределения аномалий температуры воздуха и геопотенциала. Для наглядности значения геопотенциала в каждом узле регулярной сетки представлены в диапазоне от 0 до +1, путем нормировки на разность между максимальным ( $H_{\max}$ ) и минимальным значением ( $H_{\min}$ ) в Северном полушарии по формуле (2):

$$A_H = \frac{B - (H_{\max} - H_i)}{(H_{\max} - H_{\min})}, \quad (2)$$

где  $H_i$  – значение геопотенциала в точке, дкм,  $B = 1$  дкм. Значения  $A_H$  в интервале от 0 до 0,5 соответствуют пониженному давлению, значения  $A_p$  от 0,5 до 1 – повышенному.

Считается, что в начальной фазе формирования стратосферного потепления в тропосфере устанавливается блокирующий циркуляционный процесс, который приводит к усилению меридионального переноса воздушных масс, и, как следствие, увеличению амплитуды планетарной волны [28]. Для проверки данного предположения были рассчитаны меридиональные составляющие градиента геопотенциала в средней тропосфере, которые определялись для каждого дня и по каждой долготе на уровне АТ-500 гПа (5 км) по формулам (3) и (4):

$$GHGS = \frac{H_{500}(\varphi_0) - H_{500}(\varphi_s)}{\varphi_0 - \varphi_s}, \quad (3)$$

$$GHGN = \frac{H_{500}(\varphi_n) - H_{500}(\varphi_0)}{\varphi_n - \varphi_0}, \quad (4)$$

где  $\varphi_0 = 60^\circ$  с. ш.,  $\varphi_n = 78^\circ$  с. ш.,  $\varphi_s = 41^\circ$  с. ш.

К блокирующей относится ситуация, удовлетворяющая условию  $GHGS > 0$  дкм/ $^\circ$  широты,  $GHGN < -5$  дкм/ $^\circ$  широты. При блокировании эти критерии должны сохраняться в течение  $\geq 5$  дней.

Циркуляционные условия развития ВСП анализировались по приземным картам и картам барической топографии с привлечением данных Гидрометцентра России [32].

### Обсуждение результатов исследования

Для исследования динамики внезапных стратосферных потеплений на рис. 1 показаны графики значений индекса аномальности ( $K$ ), которые характеризуют развитие аномалий высот геопотенциальных поверхностей и температуры воздуха на уровне 500 гПа (5 км) и 10 гПа (35 км) в январе 1975–2013 гг. Следует отметить, что многолетние изменения аномалий температуры воздуха и геопотенциальных высот наиболее согласованы в средней тропосфере (5 км) и практически не связаны между собой в стратосфере (35 км).

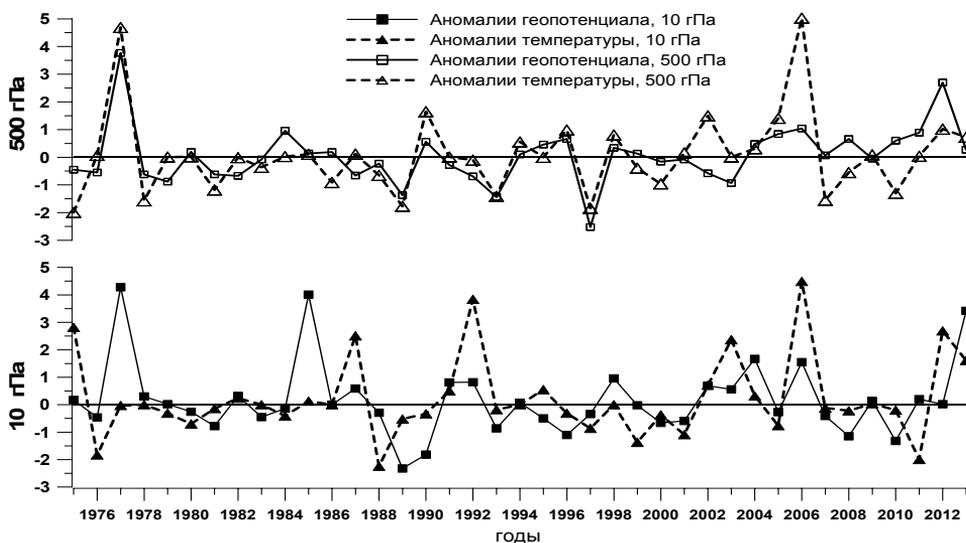


Рис. 1. Многолетние изменения индекса аномальности ( $K$ ) температуры воздуха и геопотенциала на высотах изобарических поверхностей 500 гПа (5 км) и 10 гПа (35 км)

В исследуемый период в полярной области Северного полушария наблюдались 2 ярких события внезапных стратосферных потеплений, когда значения индекса аномальности температуры воздуха на АТ-10 гПа, рассчитанного по формуле (1), в январе были максимальными ( $K \geq 3$ ). Они отмечались в 1992 г. и в 2006 г., причем в январе 2006 г. максимумы температур были одновременно выражены в стратосфере и в средней тропосфере (на уровне 500 гПа).

Крупные аномалии в поле геопотенциала ( $K \geq 3$ ) чаще отмечались в стратосфере (1977, 1985 и 2013 гг.), причем событие 1977 г. было аномальным по скорости роста температуры воздуха в тропосфере и геопотенциальных высот в тропосфере и в стратосфере. В качестве основной причины ВСП 1977 г. было названо повышение температуры в полярной тропосфере, которое определило развитие крупномасштабных волновых возмущений, распространение их в стратосферу, что привело к образованию стра-

тосферного антициклона, смещению его к полюсу и значительному адиабатическому нагреванию воздуха [26].

Особый интерес для исследования, на наш взгляд, представляет ВСП, которое наблюдалось в стратосфере полярных широт Северного полушария в январе 2013 г. и впервые за многолетний период (1975–2013 гг.) сопровождалось большей скоростью роста геопотенциальных высот по сравнению с температурой воздуха. Ближайшее по времени возникновения событие ВСП, сопровождавшееся одновременным ростом температуры воздуха и повышением геопотенциальных высот в полярной области, происходило в январе 2006 г. и по данным [13] было вызвано развитием волновых возмущений в тропической стратосфере и взаимодействием их со средним потоком.

Проведем сопоставление циркуляционных условий развития внезапных стратосферных потеплений в январе 2006 г. и в январе 2013 г. На рис. 2, 3, 5, 6 показано пространственное распределение аномалий температуры воздуха и геопотенциальных высот, рассчитанных на стандартных изобарических поверхностях по формуле (2). Ниже по тексту приведен анализ циркуляционных условий, выполненный с привлечением данных Гидрометцентра России [32].

В январе 2006 г. главной особенностью приземного поля давления являлось незначительное усиление (до +3 гПа) Азорского и Гавайского максимумов, незначительное углубление Исландского минимума (до -5 гПа), более значительное падение давления над Гренландией (до -24 гПа), в центре Азиатского антициклона и Алеутского минимума (до -10 гПа). В средней тропосфере (5 км) наблюдались значительные положительные аномалии в осреднённом поле геопотенциала над Баренцевым морем (до +24 дкм), у побережья Камчатки и Чукотки (до +7 дкм) и над центральной акваторией Тихого океана (до +9 дкм), наибольшие отрицательные аномалии (до -15 дкм) сохранялись над югом Западной Сибири.

В верхней стратосфере (35 км) в январе 2006 г. происходило углубление циркумполярного вихря (до -64 дкм), смещение его центра из районов о. Шпицберген к южной акватории Баренцева моря. Углубление циркумполярного вихря сопровождалось ослаблением стратосферного антициклона (до -16 дкм), центр которого отмечался немного южнее Алеутских островов. В первой половине января область положительных аномалий температур в стратосфере была расположена над северо-востоком Евразии, а во второй половине происходило ее смещение к полюсу (рис. 3).

ВСП в январе 2006 г. сопровождалось развитием процессов блокирования в тропосфере (рис. 4). В середине декабря 2005 г. максимальные значения меридиональных составляющих градиента геопотенциала, рассчитанных по формуле (3), отмечались над востоком Северной Атлантики, над севером Сибири и Канады. Во время развития ВСП в январе 2006 г. блокирующие процессы занимали значительную площадь, распространяясь от Центральной Атлантики на северо-восток через Скандинавию на Баренцево море, затем вдоль арктического побережья Евразии, и над Чукоткой блокирующий гребень соединялся с гребнем, ориентированным с Тихого океана на северо-запад.

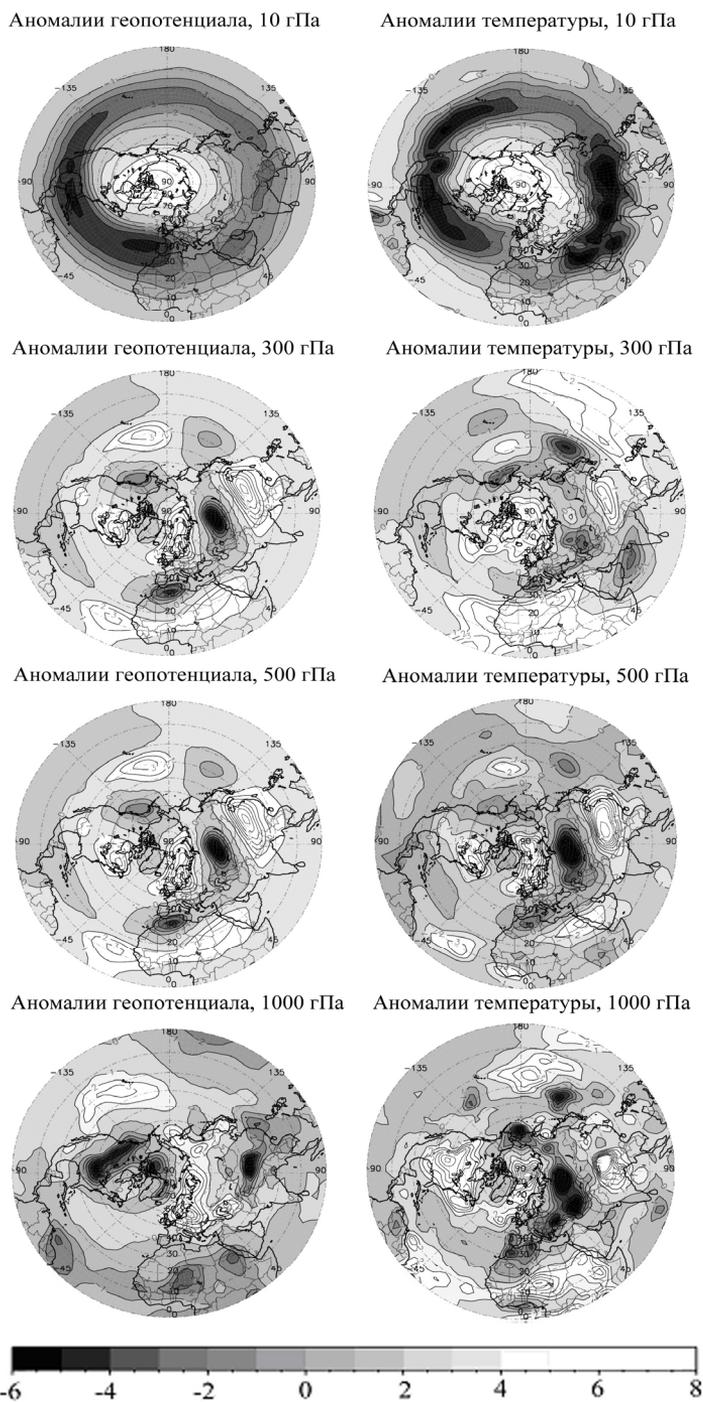


Рис. 2. Пространственное распределение аномалий температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) и относительных величин геопотенциала в тропосфере и в стратосфере, рассчитанных для января 2006 г.

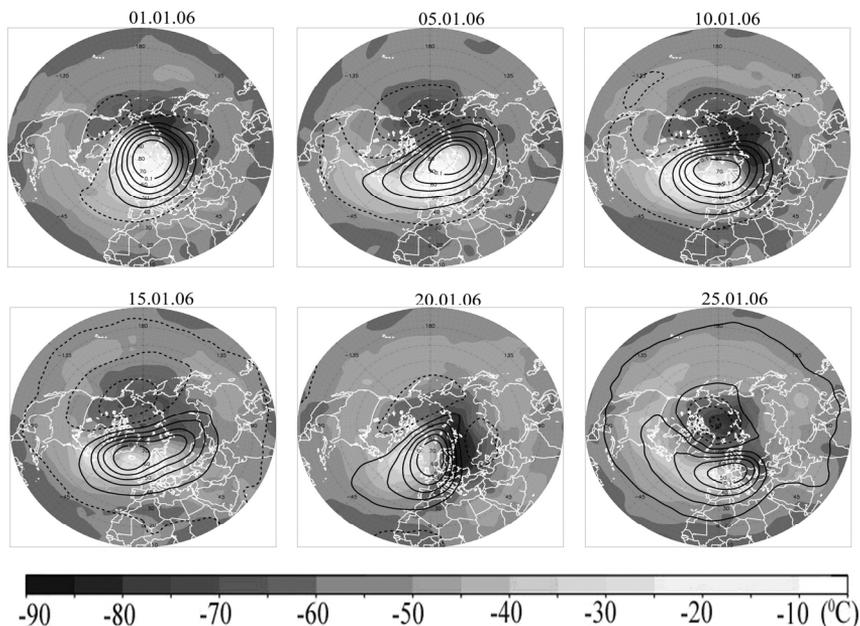


Рис. 3. Распределение температуры воздуха (заливка) и относительных значений геопотенциала на уровне 10 гПа в январе 2006 г. (изолинии, значения 0,5–1 нанесены пунктиром, 0–0,5 – нанесены сплошной линией)

Во время ВСП, наблюдавшегося в январе 2013 г., в высоких широтах Северного полушария во всей тропосфере и в стратосфере преобладали положительные аномалии в осреднённом поле геопотенциала (рис. 5). Главной особенностью приземного поля давления являлось существование очень интенсивного полярного антициклона; средние месячные аномалии в центре которого достигали +20 гПа. В средней тропосфере (5 км) чаще всего положительные аномалии геопотенциальных высот отмечались над Северной Атлантикой и Норвежским морем (до +11 дкм), где сказывалось тепляющее влияние течения Гольфстрим (до +2 °C и более), а также над севером Тихого океана (до +25 дкм), где длительное время сохранялась аномально высокая температура поверхности океана.

Над полюсом происходило усиление высотного гребня (до +18 дкм). Причиной являлась аномально высокая температура водной поверхности и частые выходы глубоких атлантических и тихоокеанских циклонов на фоне активизации океанических центров действия атмосферы (углубление до -13 гПа Исландского минимума и до -7 гПа Алеутской депрессии, усиление до +6 гПа Азорского максимума и до +10 гПа Гавайского антициклона). Интенсивное развитие гребня над полюсом привело к ослаблению околополярного циклонического вихря и смещению его центра к югу.

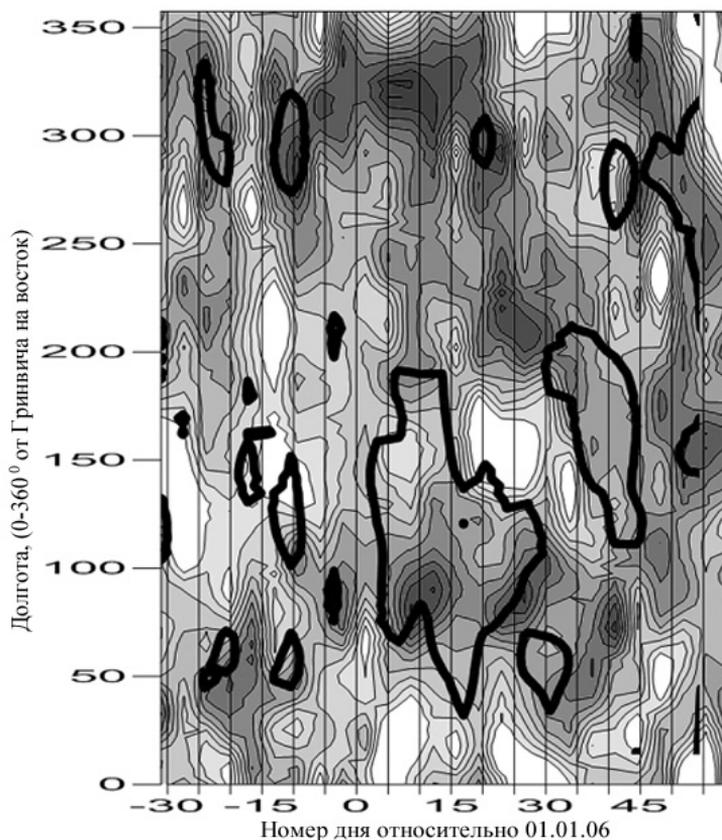


Рис. 4. Изменения меридиональных составляющих градиента геопотенциала за период 1 декабря 2005 г. – 28 февраля 2006 г. (по горизонтальной оси – дни, по вертикальной оси – долгота. Значения  $GHGS > 0$  дкм/° широты нанесены заливкой, значения  $GHGN < -5$  дкм/° широты показаны жирной линией)

В верхней стратосфере (35 км) уже в декабре 2012 г. произошло ослабление циркумполярного вихря и образование стратосферного антициклона, центр которого находился над Алеутскими островами, что в целом характерно для развития стратосферных потеплений. По южной периферии стратосферного полярного вихря сформировалась область высоких значений температуры над южными районами Иркутской области, Монголией и Казахстаном. В первой половине января 2013 г. центр стратосферного антициклона отмечался над Беринговым морем, а во второй половине произошло его смещение к полюсу, что сопровождалось развитием крупномасштабных ложбин над севером Евразии и канадским сектором Арктики. Одновременно увеличивалась площадь, занятая положительными аномалиями температур на территории Евразии (рис. 6).

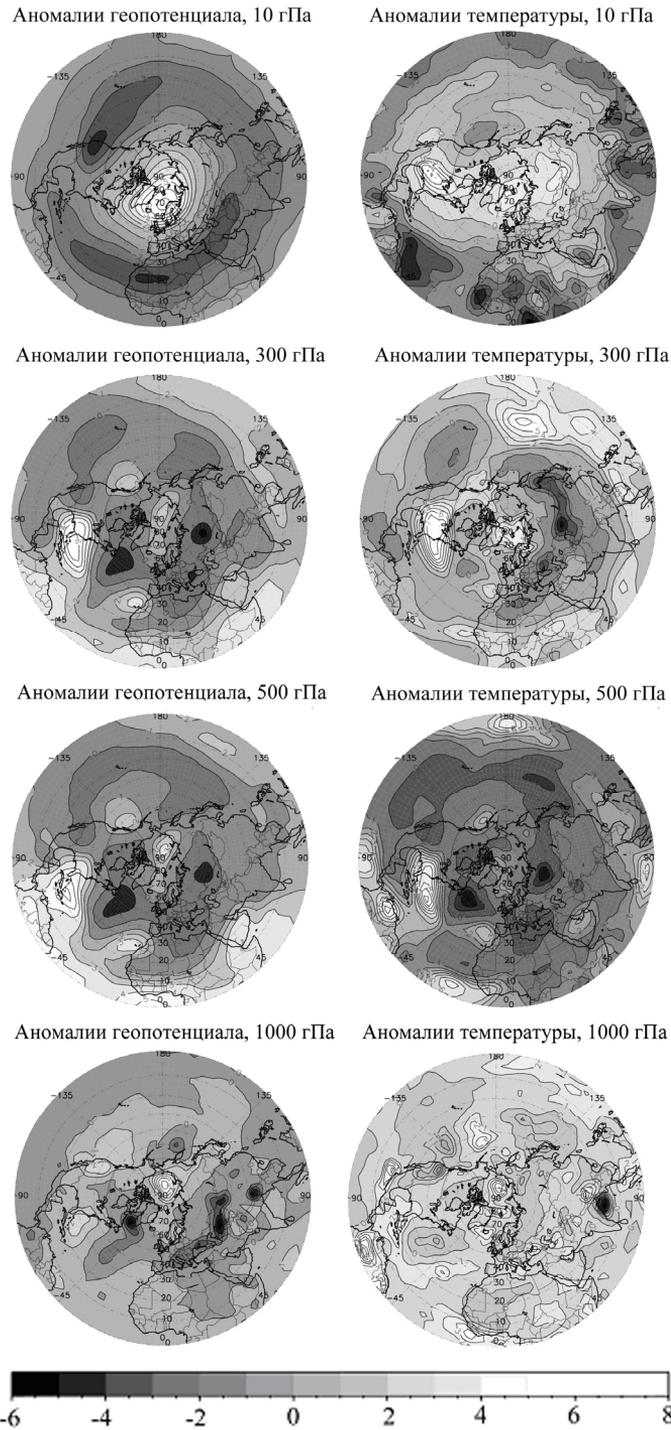


Рис. 5. Пространственное распределение аномалий температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) и относительных величин геопотенциала в тропосфере и в стратосфере, рассчитанных для января 2013 г.

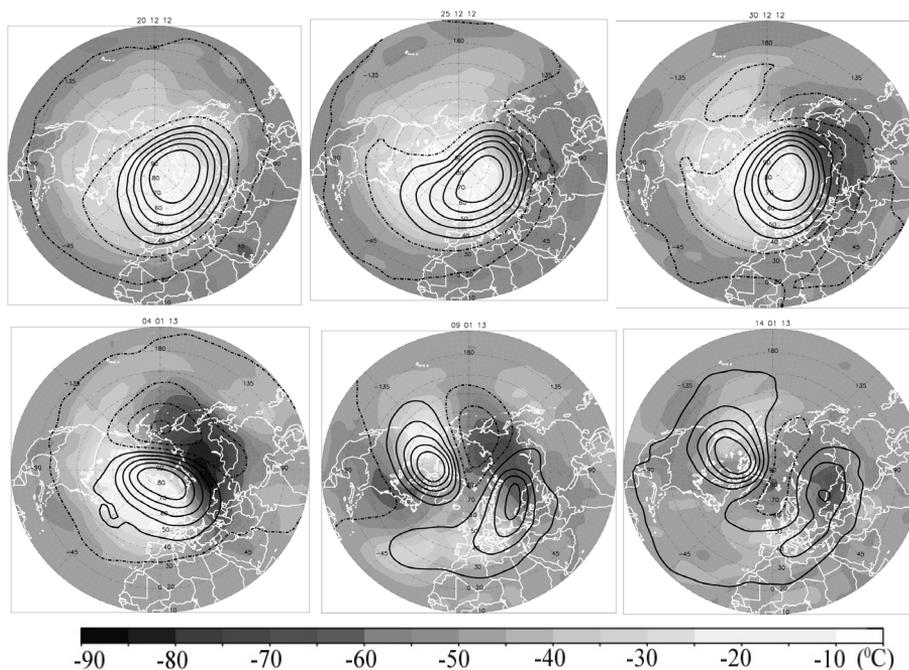


Рис. 6. Распределение температуры воздуха (заливка) и относительных значений геопотенциала на уровне 10 гПа в январе 2013 г. (изолинии, значения 0,5–1 нанесены пунктиром, 0–0,5 – нанесены сплошной линией)

По сравнению с периодом ВСП, наблюдавшимся в январе 2006 г., во время ВСП в январе 2013 г. блокирующие процессы сохранялись в тропосфере более длительное время, были смещены к востоку ( $120\text{--}180^\circ$  в. д. и  $270\text{--}340^\circ$  в. д.) и занимали большую площадь, прослеживаясь над полюсом, северо-западом и востоком Атлантики, северо-востоком Тихого океана (рис. 7).

Синоптический отклик в тропосфере в период ВСП, наблюдавшихся в январе 2006 и 2013 гг., характеризовался аномальным развитием волновых процессов, и, как следствие, углублением тропосферных ложбин и усилением блокирующих гребней. В тыловой части макроложбин холодные арктические воздушные массы проникали в глубь материка, что обуславливало аномально низкие температуры, которые в январе 2006 г. охватывали почти все евразийское пространство, а в январе 2013 г. аномально холодная погода отмечалась от Урала до Дальнего Востока. Положительные аномалии температур в январе 2006 и 2013 гг. наблюдались над Атлантикой и Северной Америкой, где осуществлялась адвекция тепла в тыловых частях высотных гребней.

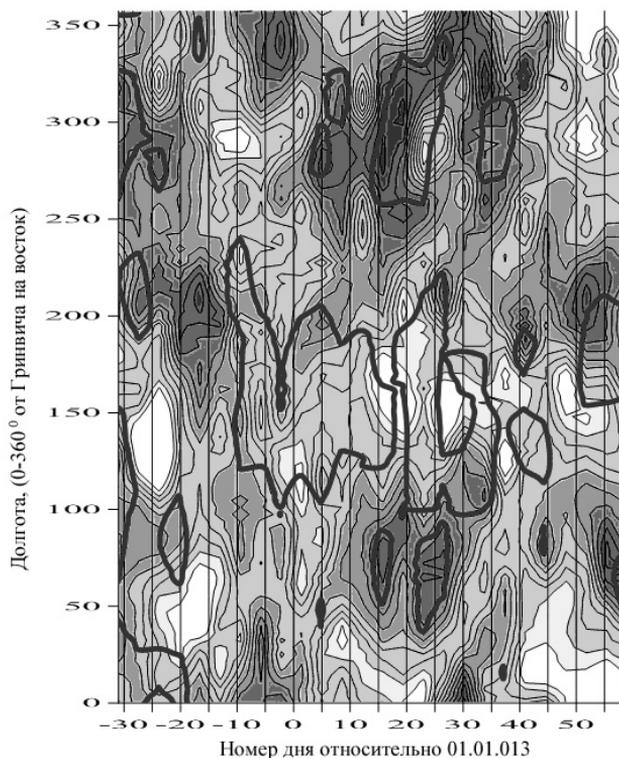


Рис. 7. Изменения меридиональных составляющих градиента геопотенциала за период 1 декабря 2012 г. – 28 февраля 2013 г. (по горизонтальной оси – дни, по вертикальной оси – долгота. Значения  $GHGS > 0$  дкм/° широты нанесены заливкой, значения  $GHGN < -5$  дкм/° широты показаны жирной линией)

Однако в январе 2013 г. по сравнению с январем 2006 г. был более активным тропосферный цикло- и фронтогенез на севере Атлантики и Тихого океана, глубокие циклоны по более северным траекториям чаще выходили вдоль арктического побережья, оказывая большее тепляющее влияние на полярные районы. Кроме того, наблюдался адвективный перенос тропического воздуха над Аравийским полуостровом и северо-восточной частью Тихого океана. В результате в январе 2013 г. адвективно-динамические факторы способствовали более значительному, по сравнению с январем 2006 г., повышению атмосферного давления над полюсом, которое отмечалось по всей толще тропосферы и в стратосфере, сопровождалось нисходящими движениями, адиабатическим нагревом и развитием внезапного стратосферного потепления. В январе 2006 г. развитие волновых процессов происходило в основном над Атлантикой, в стратосфере наблюдалось ослабление антициклона, и поэтому аномалии в давлении были более слабыми.

## Заключение

Вследствие нелинейной динамики атмосферы даже небольшие изменения волновой структуры в стратосфере или тропосфере могут приводить к образованию различных по интенсивности и пространственной структуре внезапных стратосферных потеплений, и, соответственно, к различным эффектам в циркуляционном режиме стратосферы и тропосферы.

Наглядно это показано на примере внезапных стратосферных потеплений, наблюдавшихся на территории Северного полушария в начале XXI в. Для образования сдвига тропосферных планетарных волн, которые оказывают влияние на температурный режим стратосферы в период ВСП, исключительно важную роль играют адвективно-динамические факторы и волновые процессы синоптического масштаба. Более активный подвижный циклогенез в январе 2013 г. сопровождался более интенсивными процессами блокирования, что способствовало развитию одного из самых продолжительных периодов ВСП за последние 30 лет, т. е. за время регулярного мониторинга верхних слоев стратосферы.

## Список литературы

1. Девятова Е. В. Квазидвухлетнее колебание ветра в низкоширотной стратосфере и волновая активность атмосферы зимой в Северном полушарии / Е. В. Девятова, В. И. Мордвинов // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2011. – Т. 47, № 5. – С. 608–621.
2. Колебания общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы погоды / Р. Ф. Бурлуцкий, Х. Х. Рафаилова, В. Г. Семенов, Ю. Б. Храбров – Л. : Гидрометеоиздат, 1967. – С. 152–200.
3. Кулямин Д. В. Моделирование квазидвухлетних колебаний зонального ветра в экваториальной стратосфере / Д. В. Кулямин, В. П. Дымников // Тр. МФТИ. – 2009. – Т. 1, № 1. – С. 65–71.
4. Моханакумар К. Взаимодействие стратосферы и тропосферы / К. Моханакумар ; пер. с англ. Р. Ю. Лукьяновой ; под ред. Г. В. Алексеева. – М. : Физматлитб, 2011. – 452 с.
5. Павловская А. А. Потепление в стратосфере Арктики в январе 1958 г. / А. А. Павловская // Материалы конференции по итогам МГГ (1960) и метеорологического изучения Антарктиды (1959) – М. : Гидрометеоиздат, 1961. – С. 55–59.
6. Переведенцев Ю. П. Структура и взаимосвязи зимних макроциркуляционных процессов в тропосфере и стратосфере умеренных широт Северного полушария / Ю. П. Переведенцев, К. М. Шанталинский, Н. В. Исмагилов // Метеорология и гидрология. – 1998. – № 5. – С. 21–30.
7. Погорельцев А. И. Генерация нормальных мод стратосферными вассилляциями / А. И. Погорельцев // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2007. – Т. 43, № 4. – С. 28–40.
8. Хайруллина Г. Р. Квазидвухлетние колебания в атмосфере земли. Обзор: наблюдения и механизмы формирования / Г. Р. Хайруллина, Н. М. Астафьева. – М. : Рос. акад. наук, Ин-т косм. исслед. РАН (ИКИРАН), 2011 – 60 с.
9. Хан В. М. Оценка трендов температуры в свободной атмосфере по данным реанализа и радиозондовым наблюдениям / В. М. Хан, А. М. Стерин, К. Г. Рубинштейн // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 12. – С. 5–18.

10. Birner T. Sudden stratospheric warmings as noise-induced transitions / T. Birner, P. D. Williams // *J. Atmos. Sci.* – 2008. – Vol. 65. – P. 3337–3343.
11. Charlton A. J. Sensitivity of tropospheric forecasts to stratospheric initial conditions / A. J. Charlton, A. O'Neill, A. C. Massacand, W. A. Lahoz // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* – 2004. – Vol. 130. – P. 1771–1792.
12. Chen P. Propagation of planetary waves between the troposphere and stratosphere / P. Chen, W. A. Robinson // *J. Atmos. Sci.* – 1992. – Vol. 49. – P. 2533–2545.
13. Coy L. Planetary Wave Breaking and Tropospheric Forcing as Seen in the Stratospheric Sudden Warming of 2006 / L. Coy, S. Eckermann, K. Hoppel // *J. Atmos. Sci.* – 2009. – Vol. 66. – P. 495–507.
14. Douville H. Stratospheric polar vortex influence on Northern Hemisphere winter climate variability / H. Douville // *Geophys. Res. Lett.* – 2009. – Vol. 36 – P. 1–5.
15. Gillett N. Simulation of recent Southern Hemisphere climate change / N. Gillett, D. W. J. Thompson // *Science.* – 2003. – Vol. 302 – P. 273–275.
16. Haynes P. H. The latitudinal structure of the quasi-biennial oscillation / P. H. Haynes // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* – 1998. – Vol. 124, N 552. – P. 2645–2670
17. Holton J. R. Stratospheric vacillation cycles / J. R. Holton, C. Mass // *J. Atmos. Sci.* – 1976. – Vol. 33 – P. 2218–2225.
18. Holton J. R. The influence of the equatorial Quasi-Biennial Oscillation on the global circulation at 50 mb / J. R. Holton, H. Tan // *J. Atmos. Sci.* – 1980. – Vol. 37, N 10. – P. 2200–2208.
19. Lindzen R. S. A theory of quasi-biennial oscillation / R. S. Lindzen, J. R. Holton // *J. Atmos. Sci.* – 1968. – Vol. 26. – P. 1095–1107.
20. Matsumo T. A. Dynamical model of the Stratosphere sudden warming / T. Matsumo // *J. Atmos. Sci.* – 1971. – Vol. 28. – P. 1479–1494.
21. McIntyre M. E. Baroclinic instability of an idealized model of the polar night jet / M. E. McIntyre // *Quart J. Roy. Meteorol. Soc.* – 1972. – Vol. 98. – P. 165–174.
22. Namias J. Seasonal persistence and recurrence of European blocking during 1958–1960 / J. Namias // *Tellus.* – 1964. – Vol. 16 – P. 394–407.
23. Norton W. A. Sensitivity of Northern Hemisphere surface climate to simulation of the stratospheric polar vortex / W. A. Norton // *Geophys. Res. Lett.* – 2003. – Vol. 30. – P. 1627.
24. Perlwitz J. Observational evidence of a stratospheric influence on the troposphere by planetary wave reflection / J. Perlwitz, N. Harnik // *J. Clim.* – 2003. – Vol. 16. – P. 3011–3026.
25. Polvani L. M. Tropospheric response to stratospheric perturbations in a relatively simple general circulation model / L. M. Polvani, P. J. Kushner // *Geophys. Res. Lett.* – 2002. – Vol. – 29. – P. 1114.
26. Quiroz R. S. The tropospheric-stratospheric polar vortex breakdown of January 1977 / R. S. Quiroz // *Geophys. Res. Lett.* – 1977. – Vol. 4. – P. 151–154.
27. Scherhag R. Die explosionsartige Stratosphairenerwärmung des Spätwinters 1951–52 / R. Scherhag // *Ber. Deut. Wetterdienstes.* – 1952. – Vol. 6 – P. 51–63.
28. Schoeberl M. R. Stratospheric Warmings: Observations and Theory / M. R. Schoeberl // *Reviews of geophysics and space physics.* – 1978. – Vol. 16, N 4 – P. 521–523.
29. Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse-gas forcing / D. T. Shindell, R. L. Miller, G. Schmidt, L. Pandolfo // *J. Nature.* – 1999. – Vol. 399. – P. 452–455.
30. Teweles S. Anomalous warming of the stratosphere over North America in early 1957 / S. Teweles // *Mon. Weather Rev.* – 1958. – Vol. 86. – P. 377–396.

31. Tung K. K. Stationary atmospheric long waves and the phenomena of blocking and sudden warming / K. K. Tung // Ph. D. thesis / Harvard Univ. – Cambridge, Mass., 1977. – P. 714–731.

32. URL: <http://www.meteoinfo.ru>

## **Circulation conditions of sudden stratospheric warming in the Northern Hemisphere in the 21st century**

I. V. Latysheva, K. A. Loshchenko, E. V. Shahaeva

**Annotation.** The long-term dynamics of the indices anomalies temperature and geopotential in the polar latitudes of the Northern Hemisphere are considered in our work during the period from 1975 to 2013 years. The circulation conditions and synoptic processes of major sudden stratospheric warming observed in January 2006 and 2013 are analyzed in this paper.

**Key words.** climate, atmospheric circulation, sudden stratospheric warming.

*Латышева Инна Валентиновна*  
кандидат географических наук, доцент  
Иркутский государственный университет  
664003, г. Иркутск, ул. К. Маркса, 1  
тел.: (3952) 52–10–94

*Latysheva Inna Valentinovna*  
Ph. D. in Geography, Associate Professor  
Irkutsk State University  
1, K. Marx st., Irkutsk, 664003  
tel.: (3952) 52–10–94

*Лоценко Кристина Анатольевна*  
ведущий инженер  
Иркутский государственный университет  
664003, г. Иркутск, ул. К. Маркса, 1  
тел.: (3952) 52–10–94

*Loshenko Kristina Anatolovna*  
Lead Engineer  
И Irkutsk State University  
1, K. Marx st., Irkutsk, 664003  
tel.: (3952) 52–10–94

*Шахаева Елена Викторовна*  
аспирант  
Иркутский государственный университет  
664003, г. Иркутск, ул. К. Маркса, 1  
тел.: (3952) 52–10–94

*Shahaeva Elena Viktorovna*  
Post-Graduate Student  
Irkutsk State University  
1, K. Marx st., Irkutsk, 664003  
tel.: (3952) 52–10–94