

УДК 551.513.11

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ ДАТ ВЕСЕННИХ ПЕРЕСТРОЕК ЦИРКУЛЯЦИИ СТРАТОСФЕРЫ И ПАРАМЕТРОВ СТРАТОСФЕРНОГО ПОЛЯРНОГО ВИХРЯ В АРКТИКЕ ПО ДАННЫМ МОДЕЛИРОВАНИЯ И РЕАНАЛИЗА

© 2020 г. П. Н. Варгин^{a, *}, С. В. Кострыкин^{b, **}, Е. В. Ракушина^{c, ***},
Е. М. Володин^{b, ****}, А. И. Погорельцев^{c, *****}

^aЦентральная аэрологическая обсерватория,
ул. Первомайская д. 3, г. Долгопрудный Московская область, 141700 Россия

^bИнститут вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН,
ул. Губкина д. 8, Москва, 119333 Россия

^cРоссийский государственный гидрометеорологический университет,
ул. Воронежская д. 79, Санкт-Петербург, 192007 Россия

*E-mail: p_vargin@mail.ru

**E-mail: s_kostr@mail.ru

***E-mail: zhenya_rakushina@mail.ru

****E-mail: volodin@inm.ras.ru

*****E-mail: apogor@rshu.ru

Поступила в редакцию 06.02.2020 г.

После доработки 14.05.2020 г.

Принята к публикации 03.06.2020 г.

С использованием данных пяти пятидесятилетних расчетов 5-й версии климатической модели ИВМ РАН для современного климата анализируется межгодовая изменчивость характеристик стратосферного полярного вихря в Арктике и дат весенней перестройки циркуляции стратосферы по сравнению с данными реанализа. Ранние перестройки сопровождаются более сильной волновой активностью по сравнению с поздними. Зимние сезоны с максимальным объемом воздуха в полярной стратосфере и условиями, достаточными для формирования полярных стратосферных облаков, в среднем характеризуются ранними весенними перестройками.

Ключевые слова: моделирование климата, весенняя перестройка циркуляции, полярные стратосферные облака

DOI: 10.31857/S0002351520050119

1. ВВЕДЕНИЕ

Циркуляция зимней стратосферы Арктики характеризуется сильной межгодовой изменчивостью, определяющей главным образом волновой активностью, распространяющейся из тропосферы. Но стратосфера не только реагирует на распространение волновой активности, но и влияет на нее. Изучение изменчивости циркуляции стратосферы Арктики является актуальным из-за ее влияния на состояние стратосферного озона, верхнюю атмосферу [1] и тропосферу, что важно для совершенствования сезонных прогнозов погоды [2–5].

Несмотря на выявленное в последнее время сокращение содержания в атмосфере озоноразрушающих соединений, в Арктике до середины XXI века возможно возникновение значительных

аномалий озонового слоя, сравнимых с рекордным разрушением весной 2011 г. [6, 7]. Повышенные уровни УФ-радиации, вызванные разрушением озонового слоя, сравнимым с 2011 г., могут наблюдаться в течение следующих несколько месяцев [8]. Разрушение озонового слоя еще более сильное, чем в 2011 г., предотвратило внезапное стратосферное потепление (ВСП) в конце января 2016 г. [9]. Значительное разрушение озона наблюдалось в стратосфере Арктики и весной 2020 г. Аномалии стратосферного озона в Арктике в 1980–2000 гг., возникающие в зимние сезоны без ВСП, могли оказать влияние на температуру, ветер в тропосфере, режим осадков, с наибольшим эффектом на севере Атлантики и Евразии в апреле–мае [10]. В стратосфере Антарктики значительное разрушение озона наблюдается за редки-

ми исключениями каждой весной, но наиболее сильные были в 2011, 2015 и 2018 гг. [11].

Весенняя перестройка циркуляции стратосферы или финальное внезапное стратосферное потепление — ежегодная смена направления зональной циркуляции, наблюдающаяся обычно в начале апреля. Отличительная характеристика весенних перестроек: невозвратное изменение направления зонального ветра до наступления следующего зимнего сезона, в отличие от ВСП, после которых часто через 1–2 недели происходит восстановление западного (с запада на восток) зонального ветра [12]. Весенние перестройки наблюдаются в обоих полушариях, их даты и особенности развития определяют радиационным воздействием (увеличением нагрева стратосферы из-за роста зенитного угла Солнца) и влиянием распространяющейся из тропосферы волновой активности, а также состоянием самой стратосферы [13, 14]. Весенняя перестройка и ее межгодовая изменчивость — важный фактор климата внетропических широт Северного полушария, оказывающий влияние на гидрологический цикл, вегетацию и продуктивность экосистем [15].

Выявлены различия в циркуляции тропосферы (в геопотенциале, зональном ветре и активности шторм-треков) над Евро-Атлантическим регионом в апреле при ранних и поздних весенних перестройках [16]. Кроме дат перестроек, предложено их разделение на возникающие в средней стратосфере вблизи 10 гПа (~30 км) или в верхней стратосфере вблизи 1 гПа (~50 км) [17]. Перестройки I-го типа сопровождаются более сильной отрицательной фазой Северо-атлантического колебания (САК), чем 2-го. С использованием данных реанализа УКМО показано, что ранние весенние перестройки сопровождаются усилением амплитуды стационарной волны с зональным числом 1 (СПВ1) в марте, при поздних перестройках волновая активность слабее и перестройка обусловлена сезонным нагревом средней атмосферы [18]. Выявлена тенденция к более позднему возникновению (задержке) поздних перестроек, что может быть связано с уменьшением амплитуды волны СПВ1 в марте [18].

Анализ длительных ансамблевых расчетов химико-климатической модели WACCM показал, что изменения стратосферного полярного вихря из-за главных ВСП в предшествующую зиму приводят к более позднему возникновению перестроек, начинающихся вблизи 10 гПа. На межгодовую изменчивость перестроек может влиять квазидвухлетние колебания зонального ветра в экваториальной стратосфере (КДК) и температура поверхности океана [19]. Ранние перестройки в зимние сезоны без главных ВСП часто приводят к образованию в стратосфере Арктики “замороженных” антициклонов [20], содержащих воз-

душные массы из низких широт, например, как в апреле–мае 2011 г. [21].

Используя данные 11 прогностических систем проекта сезонных прогнозов (S2S), выявлены различия в предсказуемости ранних и поздних весенних перестроек: первые менее предсказуемы, чем вторые [22]. Межгодовая изменчивость дат весенних перестроек (ранняя или поздняя) для средних по ансамблю значений анализируемых прогностических систем предсказывается за 4 недели.

Весенняя перестройка определяет период разрушения стратосферного полярного вихря, внутри которого в течение зимы температура может опускаться до крайне низких значений, достаточных для формирования полярных стратосферных облаков (ПСО) I типа (при T ниже -78°C), состоящих, в основном, из твердых частиц тригидрата азотной кислоты ($\text{HNO}_3\text{-}3\text{H}_2\text{O}$), и ПСО II типа (при T ниже -85°C), состоящих из кристаллов льда. ПСО II типа преимущественно наблюдаются в стратосфере Антарктики. Основной объем воздуха внутри полярного вихря с температурами, достаточными (или с потенциалом) для формирования ПСО (далее для краткости — “объем” ПСО), формируется в нижней стратосфере на высотах 15–21 км. Этот параметр часто используется для оценки степени разрушения озона: его значение при осреднении за зимний сезон линейно связано с суммарной величиной химического разрушения озона [23, 24].

На поверхности ПСО в течение полярной ночи происходит гетерогенная активация находящихся в нейтральном для озона состоянии хлорных и бромных составляющих стратосферы, поступающих из тропосферы, где их источником является антропогенная деятельность [23]. С проникновением солнечных лучей в полярную стратосферу эти хлорные и бромные составляющие (например, Cl_2) высвобождают атомы хлора и брома, которые быстро вступают в реакцию с озоном, разрушая его и формируя также быстро разрушающиеся соединения (например, Cl_2O_2), выделяющие вновь атомы хлора и брома. Именно такие каталитические реакции с участием активированного хлора и брома наиболее разрушительные для озонового слоя.

Модельные расчеты показали, что волновая активность оказывает определяющее влияние на условия формирования ПСО внутри стратосферного полярного вихря в Арктике, а в Антарктике волновая активность влияет на степень устойчивости этого вихря и силу аномалий озонового слоя [25].

Весенняя перестройка, главным образом, происходит из-за увеличения нагрева стратосферы за счет увеличения солнечного облучения. Однако динамические процессы, такие как нелинейное взаимодействие среднего потока с планетарными

волнами, могут влиять на характер и срок ее наступления, что отражается на межгодовой изменчивости ее даты, наблюдающейся с начала марта до конца мая [18].

Цель настоящей работы – оценка воспроизведения в расчетах климатической модели ИВМ РАН сроков весенней перестройки циркуляции стратосферы Арктики, их изменчивости, а также объема воздуха внутри полярного вихря, с температурами, достаточными для формирования ПСО.

2. МЕТОДЫ АНАЛИЗА И ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

2.1. Климатическая модель ИВМ РАН

Используются данные пяти реализаций 50-летнего ансамблевого модельного расчета с 1965 г. по 2014 г. 5-й версией климатической модели ИВМ РАН [26], проведенного в рамках международного проекта сравнения климатических моделей CMIP6. Реализации отличаются между собой слегка возмущенными начальными условиями. Анализируемые 50-летние расчеты завершают модельные эксперименты для исторического климата с 1850 по 2014 г.

С моделью сначала был проведен прединдустриальный эксперимент продолжительностью 1200 лет, в котором все воздействия были фиксированы и соответствовали 1850 г. Из этого эксперимента были взяты состояния модели, соответствующие 1 января разных лет. Эти состояния (прогностические переменные для атмосферы – температура, удельная влажность, скорости ветра, давление на поверхности, а также прогностические переменные почвы, океана, аэрозольного блока) использовались как начальные данные пяти исторических экспериментов, анализируемых в данной работе. Считалось, что состояния соответствовали началу каждого эксперимента, т.е. 1 января 1850 г. Смысл анализа ансамбля исторических экспериментов состоит в том, что если во всех экспериментах некоторая величина меняется во времени примерно одинаково, то это означает, что ее изменение обусловлено, скорее всего, изменением воздействий на климатическую систему. Если же изменение происходит по-разному, то отличия возникают вследствие естественной изменчивости в климатической системе.

Пространственное разрешение модели в атмосфере по долготе-широте: $2^\circ \times 1.5^\circ$, 73 вертикальных уровня до 0.2 гПа (~ 60 км), в океане: $0.5^\circ \times 0.25^\circ$ и 40 вертикальных уровней. Среди важнейших отличий 5-й версии модели от предыдущей: улучшение вертикального разрешения в верхней стратосфере и нижней мезосфере, улучшение параметризации крупномасштабной конденсации и облачности, добавление аэрозольного блока [27]. В результате совершенствования модель ИВМ

РАН воспроизводит квазидвухлетний цикл колебаний зонального ветра в экваториальной стратосфере и близкую к наблюдаемой частоту возникновения ВСП. Результаты анализа динамических процессов стратосферы Арктики и стратосферно-тропосферного динамического взаимодействия в климатической модели ИВМ РАН представлены в работах [28–30].

В модельных расчетах задавались рекомендованные для проекта CMIP6 воздействия на климатическую систему: CO_2 , CH_4 , N_2O – в виде среднегодовых осредненных по всей атмосфере концентраций; вулканического аэрозоля в виде среднемесячных концентраций, зависящих от широты и высоты; озона – среднемесячные концентрации, зависящие от долготы, широты и высоты и учитывающие уменьшение озонового слоя с начала 1980-х гг.; антропогенная эмиссия SO_2 , черного и органического углерода в виде среднемесячных значений, зависящих от долготы и широты.

2.2. Анализ полярных стратосферных облаков

“Объем” ПСО оценивался с использованием данных моделирования на основе предварительного расчета характеристик стратосферного полярного вихря в Арктике согласно [31]. Используя ежедневные трехмерные данные температуры, скорости ветра и геопотенциала, вычислялась потенциальная завихренность (PV) на изобарических поверхностях. Далее значения PV и температуры интерполировались на изентропические уровни, на которых вычислялся максимум градиента PV от эквивалентной широты, при этом соответствующее значение PV обозначало границу вихря. Далее эти значения осреднялись за декабрь–март и использовались для определения климатической границы полярного вихря. На основе полученных параметров оценивалась ежедневная площадь полярного вихря. Для оценки площади с потенциалом формирования ПСО I типа использовались значения критической температуры из [31]. На каждом изентропическом уровне ячейка сетки относилась к области ПСО, если она находилась внутри полярного вихря и контура ограниченного критической температурой. “Объем” ПСО и объем полярного вихря вычислялся для диапазона высот от 390 до 590 К (~ 120 – ~ 30 гПа) по известной площади на каждом уровне и толщине изентропических слоев с помощью суммирования площадей с соответствующими весами.

2.3. Определение дат весенних перестроек циркуляции стратосферы

Существуют различные методы определения даты весенней перестройки [22]. Например, как время, когда площадь области в пределах заданного контура завихренности, характеризующей

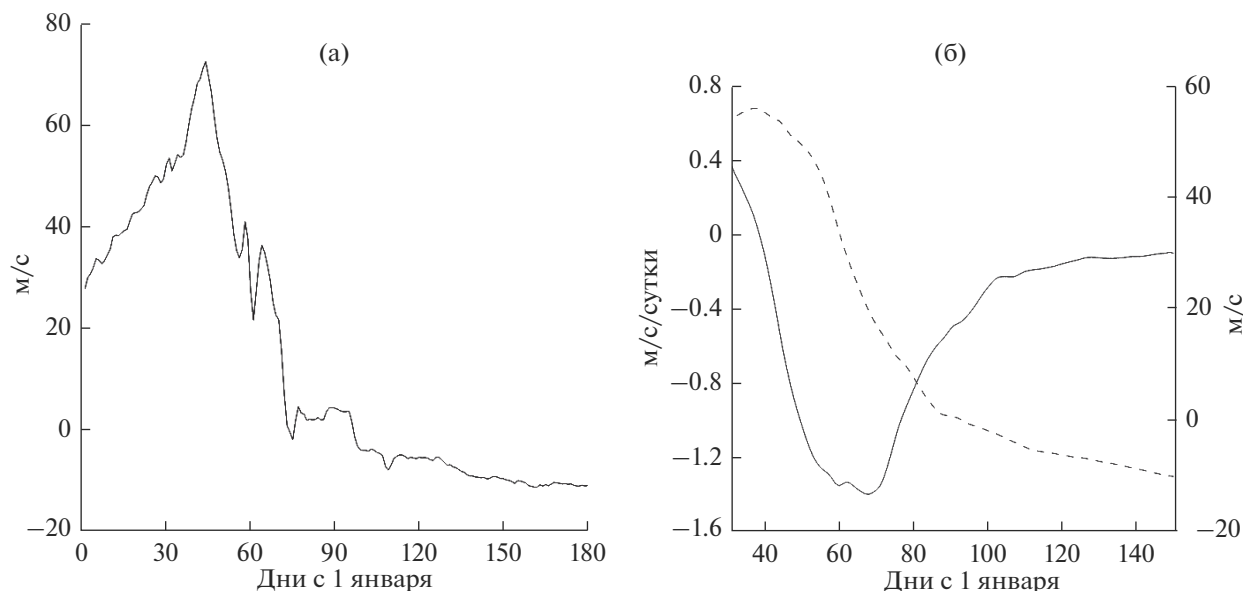


Рис. 1. Изменение среднезонального ветра (м/с) (а), сглаженное изменение среднезонального ветра (м/с) (пунктирная линия, правая шкала) и сглаженная скорость его изменения (м/с/сутки) (сплошная линия, левая шкала) (б) на 10 гПа и 62.5° с.ш. с 1 февраля по 31 мая 1987 г. по данным реанализа ERA-Interim.

силу стратосферного полярного вихря, падает ниже определенного значения [32], или когда зональная скорость ветра падает ниже нуля или другого выбранного критического значения [13, 32]. Такие определения неоднозначны, так как скорость зонального потока может достаточно долго колебаться около близкого к нулю значения, что усложняет определение срока перестройки [18]. Это видно на примере осцилляции среднезонального ветра на 10 гПа (~32 км) и 62.5° с.ш. с января по конец июня за 1987 г. по данным ERA-Interim (рис. 1а). Выбор конкретного контура завихренности и других критических значений достаточно субъективен [13], и, следовательно, такими же являются критерии перестройки.

Мы использовали метод, по которому дата перестройки определяется как день с максимальным значением абсолютной величины скорости уменьшения зонального ветра на 10 гПа и 62.5° с.ш. вблизи максимума струйного зонального течения [18]. Так как существуют сильные осцилляции скорости изменения зонального ветра, чтобы определить абсолютный минимум, значения его временного градиента рассчитывались по сглаженным по 31 дню значениям. Дата весенней перестройки для 1987 г. выпадает на 68 день, т.е. 10 марта (рис. 1б). Пунктиром показан тот же зональный ветер, что и на рис. 1а, но сглаженный. Сплошной линией показана скорость изменения зонального ветра (с таким же сглаживанием), ее абсолютный минимум приходится на 68 день. Так определялась дата перестройки для каждого года

по данным реанализа ERA-Interim с 1980 по 2017 г. и 5 расчетов модели ИВМ РАН.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

3.1. Весенние перестройки циркуляции стратосферы

Дата весенней перестройки во всех модельных расчетах варьируется в диапазоне двух месяцев: с марта по апрель, что согласуется с оценками по данным реанализа. Изменение дат перестройки по данным реанализа ERA-Interim с 1980 по 2017 г. и модельного эксперимента HIST2 за 49 лет на 10 гПа и 62° с.ш. представлено на рис. 2. Отсчет дней начинается с 1 января: 59-й день равен 1 марта, 151 день – 31 мая. Отмечается заметный тренд (незначимый) смещения дат перестроек к более поздним по данным реанализа. Полученная изменчивость дат весенней перестройки согласуется с результатами, полученными по данным реанализа NCEP [18], где за период 41 год выявлен значимый положительный тренд сроков перестройки к поздним датам. По модельным экспериментам сравнимую изменчивость дат перестройки показывает только эксперимент HIST2. Остальные эксперименты характеризуются слабым отрицательным трендом, но в целом распределение больше нейтральное.

Была рассчитана климатическая дата весенней перестройки по данным реанализа ERA-Interim с 1980 по 2017 г. и для каждого модельного эксперимента HIST1-5. Климатическая дата перестройки по данным ERA-Interim – 4 апреля или 94 день с

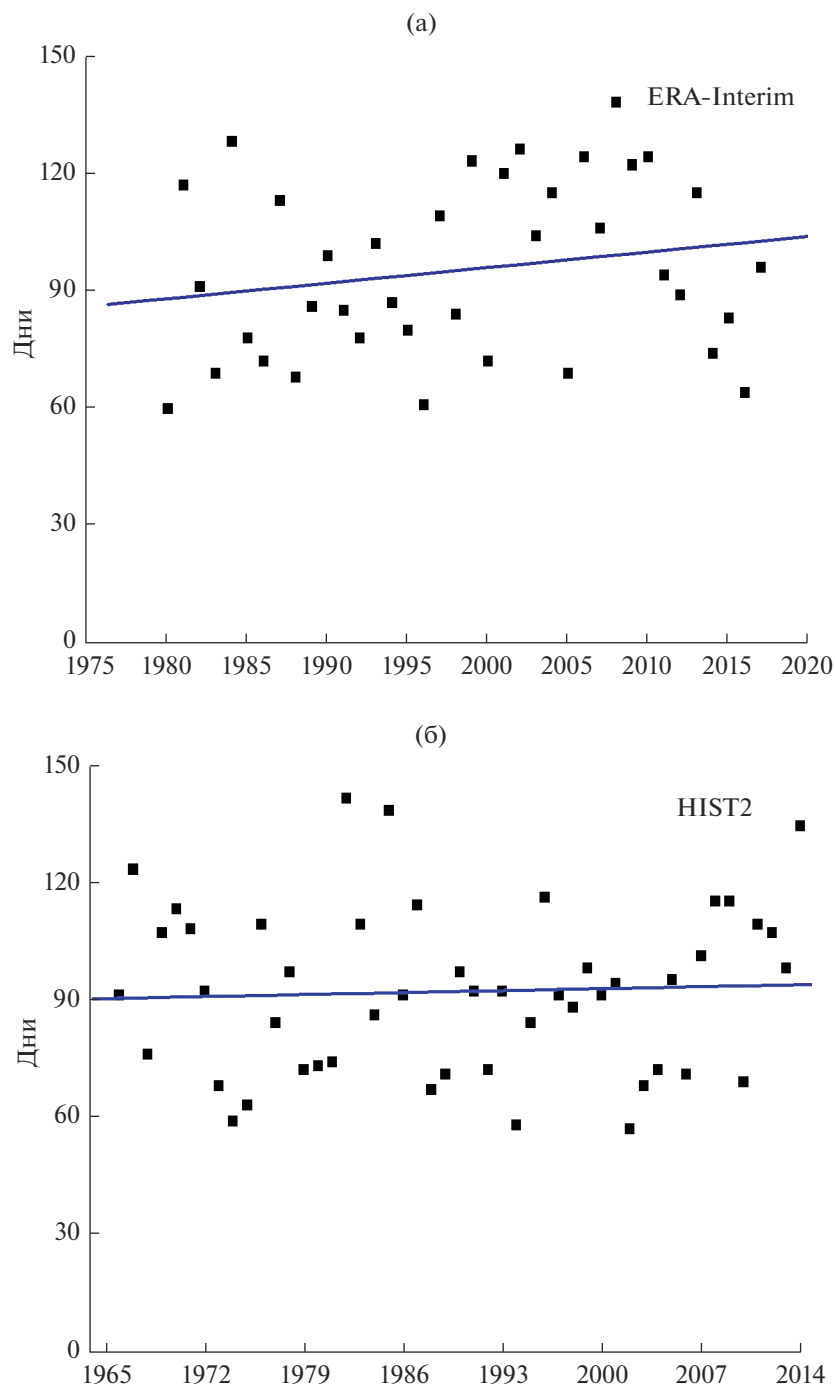


Рис. 2. Даты весенней перестройки с 1980 г. по 2017 г. по данным реанализа ERA-Interim (а) и модельного расчета HIST2 с 1965 по 2014 г. (б).

начала года (рис. 3). Климатическая дата перестройки модельных экспериментов представлена в табл. 1 (столбец А). Она не сильно отличается от даты, полученной по данным реанализа: максимальное различие — 8 дней.

Как уже было отмечено, планетарные волны могут существенно влиять на дату весенней перестройки. Анализ планетарных волн показывает, что ранние перестройки сопровождаются усиле-

нием амплитуды СПВ1, в то время как во время поздних перестроек волновая активность слабее и перестройка вызвана сезонным нагревом средней атмосферы [18]. При этом в последние годы амплитуда СПВ1 уменьшается в нижней стратосфере и увеличивается в верхней [33, 34].

На рис. 4а приведена диаграмма рассеяния амплитуды СПВ1 в марте на 10 гПа и дат весенней перестройки по данным реанализа. Для сравне-

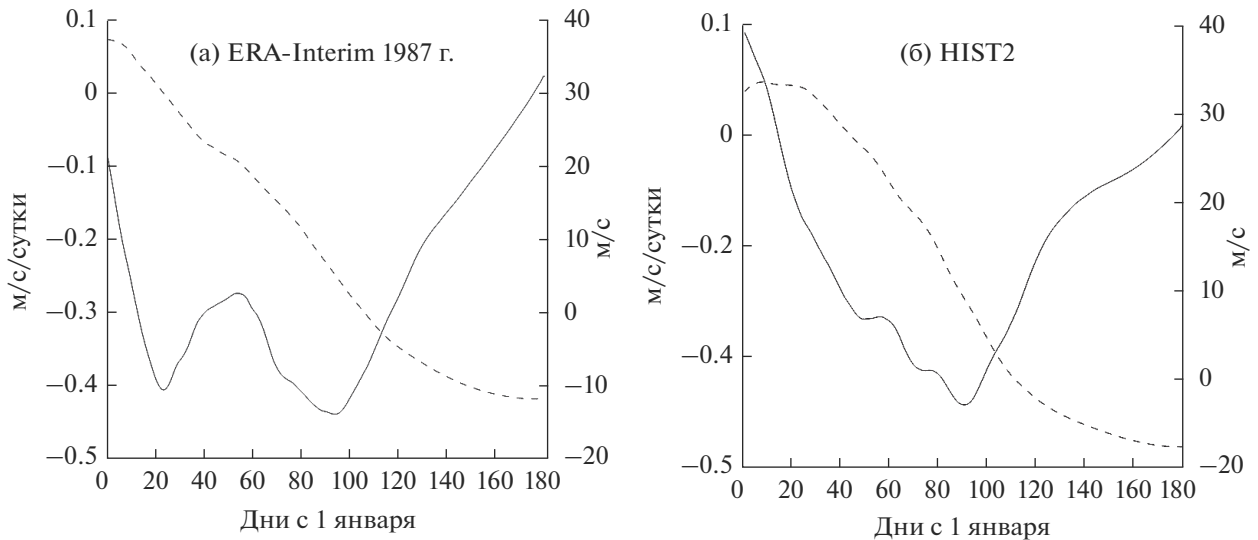


Рис. 3. Изменение среднезонального ветра (м/с) (пунктирная линия, шкала слева) и smoothed скорость его изменения (м/с день, шкала справа) (сплошная линия) на уровне давления 10 гПа и 62.5° с.ш. с 1 января по 30 июня по данным реанализа ERA-Interim при осреднении с 1980 г. по 2017 г. (а) и для модельного расчета HIST2 при осреднении за 49 зимних сезонов (б).

ния – аналогичный график для расчета HIST2 (рис. 4б), с наибольшей отрицательной корреляцией среди всех расчетов (табл. 1). Наблюдается линейная связь между амплитудой СПВ1 и датами весенней перестройки. Линейный коэффициент корреляции по данным реанализа: -0.62 , для расчета HIST2: -0.53 . Оба коэффициента статистически значимы, при уровне значимости 95% по критерию Стьюдента. С усилением планетарной волны в марте перестройка происходит раньше. Для других расчетов наблюдается аналогичная картина, хотя коэффициенты корреляции для расчетов HIST4-5 наименьшие и статистически незначимы.

Таким образом, динамические процессы влияют на циркуляцию стратосферы во время весенней перестройки. С другой стороны, влияние СПВ1 на дату перестройки может быть косвен-

ным и связанным с другими процессами. Например, дата перестройки может зависеть от фазы КДК (восточная/западная) или осцилляции Мадден–Джулиана, влияющей на зональный поток, и может препятствовать распространению планетарных волн, сдвигая дату перестройки на более позднюю [35].

3.2. Оценка характеристик полярных стратосферных облаков

На рис. 5а–5в приведен сезонный ход среднеклиматической минимальной температуры стратосферы Арктики. Сравнивая с аналогичными рисунками, полученными для среднего по ансамблю данных реанализов (REM) [31], можно сделать вывод, что минимальная температура в данных REM возникает в более ранние сроки: с

Таблица 1. Климатические даты весенней перестройки в модельных расчетах HIST1-5 и данных реанализа (столбец I), коэффициент корреляции дат весенней перестройки и амплитуды СПВ1 в марте на 10 гПа и 62° с.ш. (столбец II), коэффициент корреляции дат весенней перестройки и суммарного за зимний сезон “объема” ПСО (столбец III). Статистически значимые коэффициенты корреляции при уровне значимости 95% по критерию Стьюдента выделены жирным шрифтом

	I	II	III
HIST1	1 апреля (91 день)	-0.29	0.03
HIST2	4 апреля (94 день)	-0.53	-0.07
HIST3	27 марта (86 день)	-0.46	-0.28
HIST4	1 апреля (91 день)	-0.26	-0.2
HIST5	28 марта (87 день)	-0.17	-0.17
ERA-Interim	4 апреля (94 день)	-0.62	-0.34

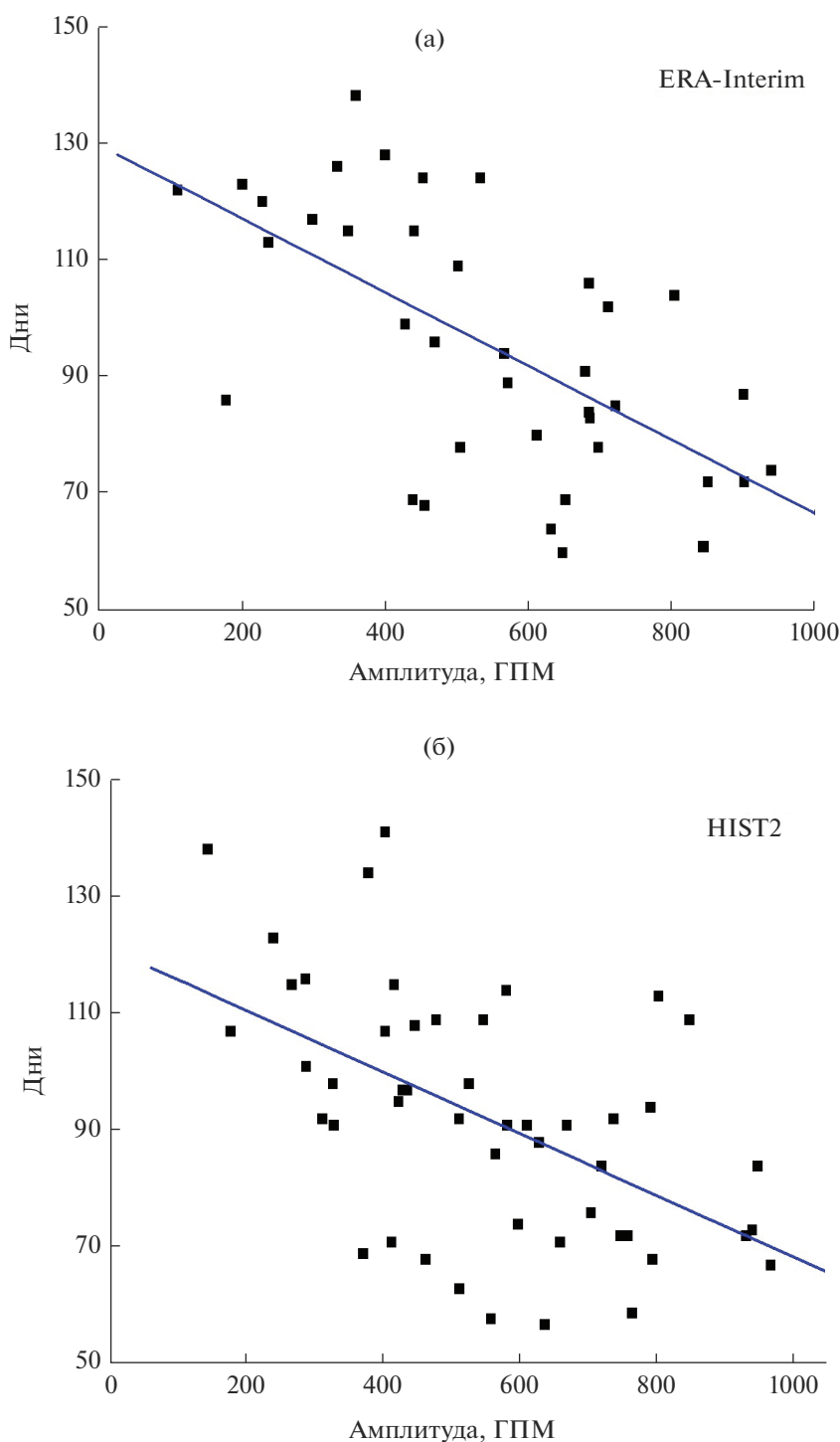


Рис. 4. Диаграмма рассеяния амплитуды СПВ1 в марте на уровне давления 10 гПа и дат весенней перестройки по данным реанализа ERA-Interim (а), результатам модельного расчета HIST2 (б).

середины или начала декабря и на больших высотах 20–30 гПа, по сравнению с данными модели ИВМ РАН, в которых минимальные температуры возникают с начала января на высотах 30–40 гПа. Заканчиваются экстремально низкие температуры примерно одновременно.

Анализ внутрисезонной изменчивости ПСО по данным моделирования показал, что максимальная их “площадь” (область с достаточными для формирования ПСО условиями) примерно соответствует рассчитанной по данным реанализа REM (рис. 5г–5е). Однако, как и для экстре-

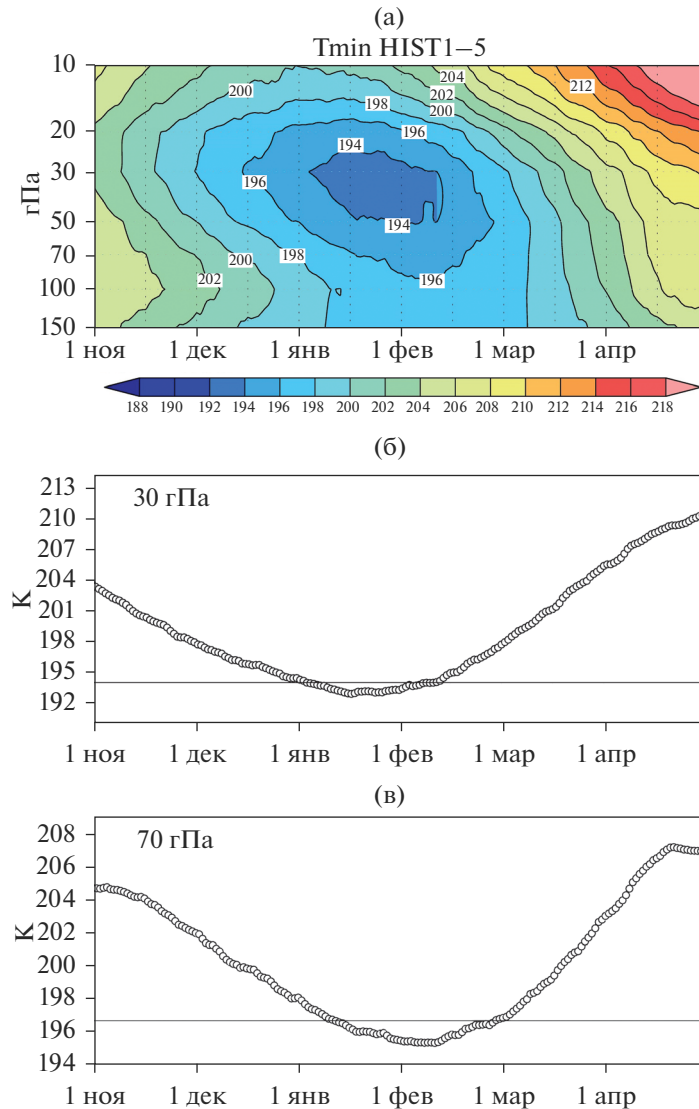


Рис. 5. Сезонный ход климатических значений (1979–2014 гг.) параметров стратосферного полярного вихря в Арктике, осредненных по экспериментам HIST1-5: минимальной температуры в стратосфере Арктики для диапазона уровней давления от 150 до 10 гПа (а), отдельно для уровня 30 гПа (б) и 70 гПа (в), “площади” $T < T_{\text{nat}}$ в Северном полушарии (% от площади полушария) для диапазона уровней давления от 150 до 10 гПа (г), отдельно для 30 гПа (д) и 70 гПа (е).

мальных температур, ПСО в данных модели ИВМ РАН возникают на полмесяца–месяц позже, а пропадают примерно в одно время с данными REM в начале–середине марта.

Зависимости характеристик полярного стратосферного вихря от времени для модельных экспериментов HIST1-5, вычисленные по методике [31, 36], представлены на рис. 6. Эти данные соответствуют средним за декабрь–март значениям относительного “объема” ПСО I типа (рис. 6а), “объема” ПСО V_{nat} , выраженного в процентах от объема воздуха, лежащего в полусферическом слое между изэнтропическими поверхностями 390 и 580 К (рис. 6б), объема полярного вихря V_{vort} , выраженного в процентах от объема воздуха,

лежащего в полусферическом слое между изэнтропическими поверхностями 390 и 580 К (рис. 6в). Также для каждого из экспериментов HIST1-5 были рассчитаны значения абсолютных значений “объема” ПСО I типа и объема стратосферного полярного вихря.

Максимальный относительный “объем” ПСО I типа достигает значений 0.20, что несколько меньше, чем по данным 4-х реанализов для которых эта величина 0.3–0.35. Как показывает сравнение с данными реанализа [36], в модели ИВМ РАН полярный вихрь занимает значительно больший объем в ~1.5 раза, чем в данных реанализов ERA-Interim и MERRA. В то же время абсолютный “объем” ПСО в модельных расчетах сопоставим с данными реанализа.

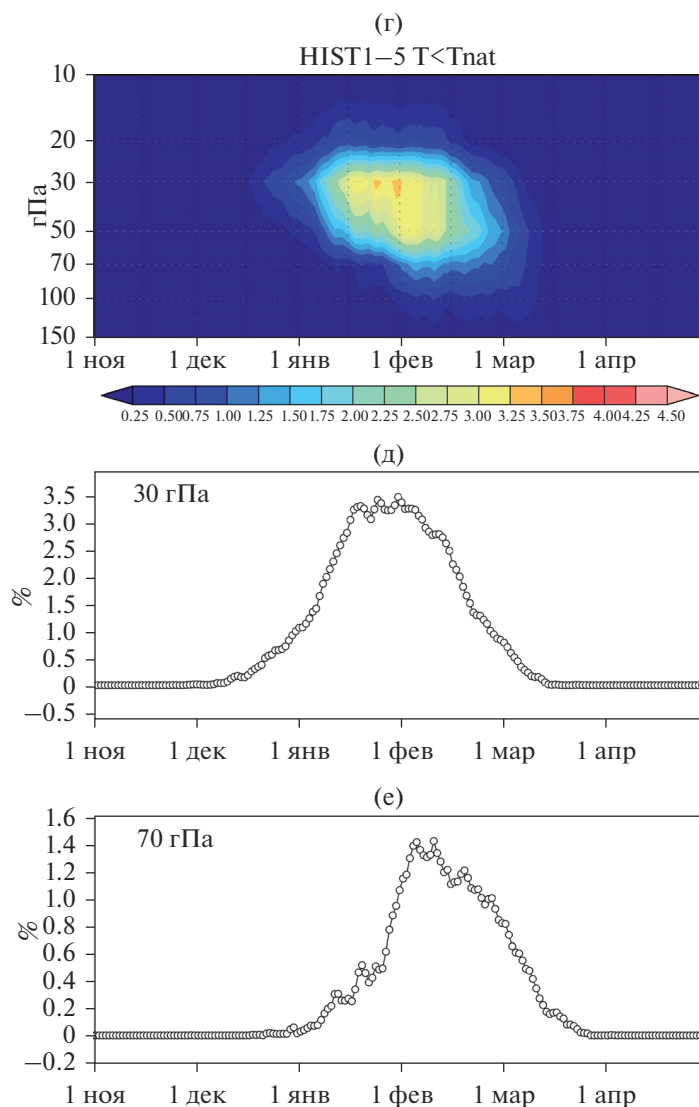


Рис. 5. Окончание

Было проведено сравнение максимальных значений абсолютного “объема” ПСО, осредненных за зимний период (декабрь–март), в данных модельных расчетов и реанализа MERRA-2. Наибольшие значения в данных реанализа составляют ~52 млн км³ в зимний сезон 2011 г. с максимальным разрушением озонового слоя в Арктике [6]. В данных модельных расчетов можно выделить ряд зимних сезонов со сравнимыми значениями максимальных “объемов” ПСО от 50 до 60 млн км³. Например, ~60 млн км³ в 2012 г. (HIST3) и 1987 г. (HIST5), ~56 млн км³ в 2000 г. (HIST4), ~50 млн км³ в 1983 г. (HIST3), 1992 г. (HIST4) и 2007 г. (HIST5).

3.3. Связь дат весенних перестроек циркуляции стратосферы и характеристик ПСО

Так как весенние перестройки завершают период существования стратосферного полярного

вихря, можно предположить, что зимние сезоны с поздними перестройками должны характеризоваться большим “объемом” ПСО. Однако полученные результаты свидетельствуют о слабой, но отрицательной корреляции, выявленной в данных реанализа MERRA-2 и модельных расчетов (рис. 7). Статистически значимые коэффициенты корреляции при уровне значимости 95% по критерию Стьюдента выявлены в данных реанализа и данных эксперимента HIST3 (табл. 1). Аналогичная слабая отрицательная корреляция выявлена и при использовании относительных (нормированных на объем стратосферного полярного вихря) и интегральных (суммарных ежедневных) значений “объема” ПСО.

Выявленная небольшая отрицательная корреляция между датами весенней перестройки и “объемом” ПСО может быть объяснена следующим образом. Максимальный “объем” ПСО в го-

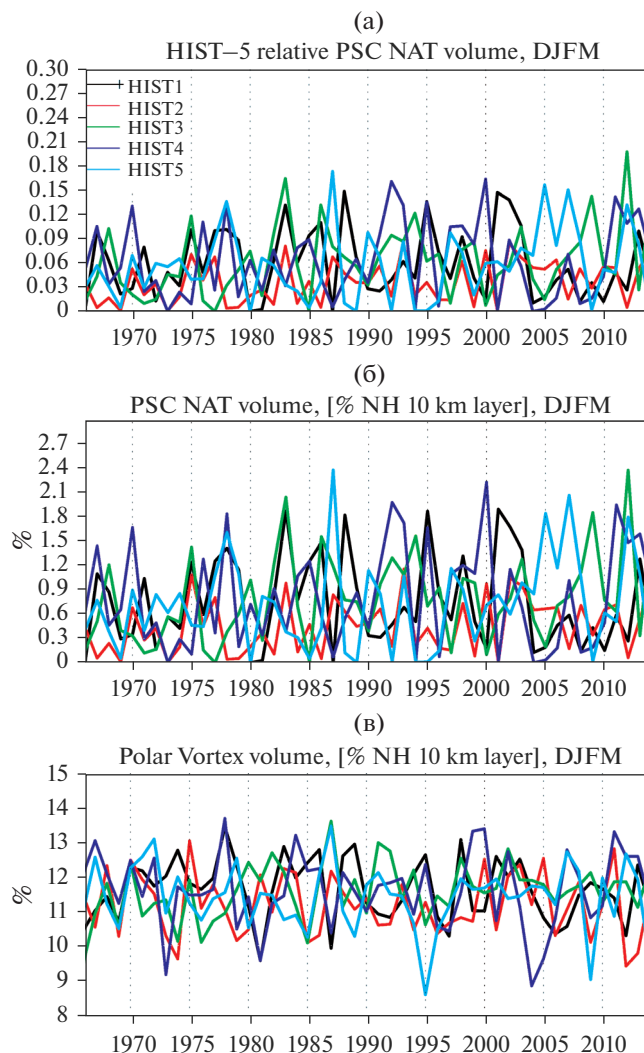


Рис. 6. Характеристики стратосферного полярного вихря в Арктике за 50-летний период модельных расчетов HIST1-5 при осреднении за декабрь–март: отношение “объема” ПСО к объему стратосферного полярного вихря $V_{\text{nat}}/V_{\text{vort}}$, (а), “объема” ПСО V_{nat} , выраженного в процентах от объема воздуха, лежащего в полусферическом слое между изэнтропическими поверхностями 390 и 580 К (б), объема полярного вихря V_{vort} , выраженного в процентах от объема воздуха, лежащего в полусферическом слое между изэнтропическими поверхностями 390 и 580 К (в).

довом ходе обычно приходится на конец января–первую половину февраля на высотах 30–70 гПа, поэтому средний за зиму “объем” ПСО характеризуется в значительной мере температурой именно в этот временной интервал на этих высотах. Перестройка в среднем происходит в марте–апреле, и диагностируется по скорости ветра на 10 гПа. Положительные аномалии температуры стратосферы Арктики в это время и на этом уровне означают, как правило, более раннюю дату перестройки. Согласно результатам [37], 1-я эмпирическая ортогональная функция (ЭОФ) внутрисезонной изменчивости температуры в полярной стратосфере Арктики устроена таким образом, что после аномалии одного знака на 30–70 гПа в конце января–первой половине февраля следует аномалия

другого знака на 10 гПа в марте–апреле (см. их рис. 1). Таким образом, отрицательная корреляция между “объемом” ПСО и датой весенней перестройки связана с тем, что после отрицательной аномалии температуры в конце января–первой половине февраля на 30–70 гПа, как правило, следует положительная аномалия температуры в марте–апреле на 10 гПа. Другими словами, после периода низких температур в нижней стратосфере Арктики в январе и первой половине февраля, когда образуется большой “объем” ПСО, в марте–апреле следует значительное потепление в средней стратосфере с перестройкой.

Заниженная отрицательная корреляция в модельных расчетах по сравнению с данными реанализа может быть частично объяснена тем, что

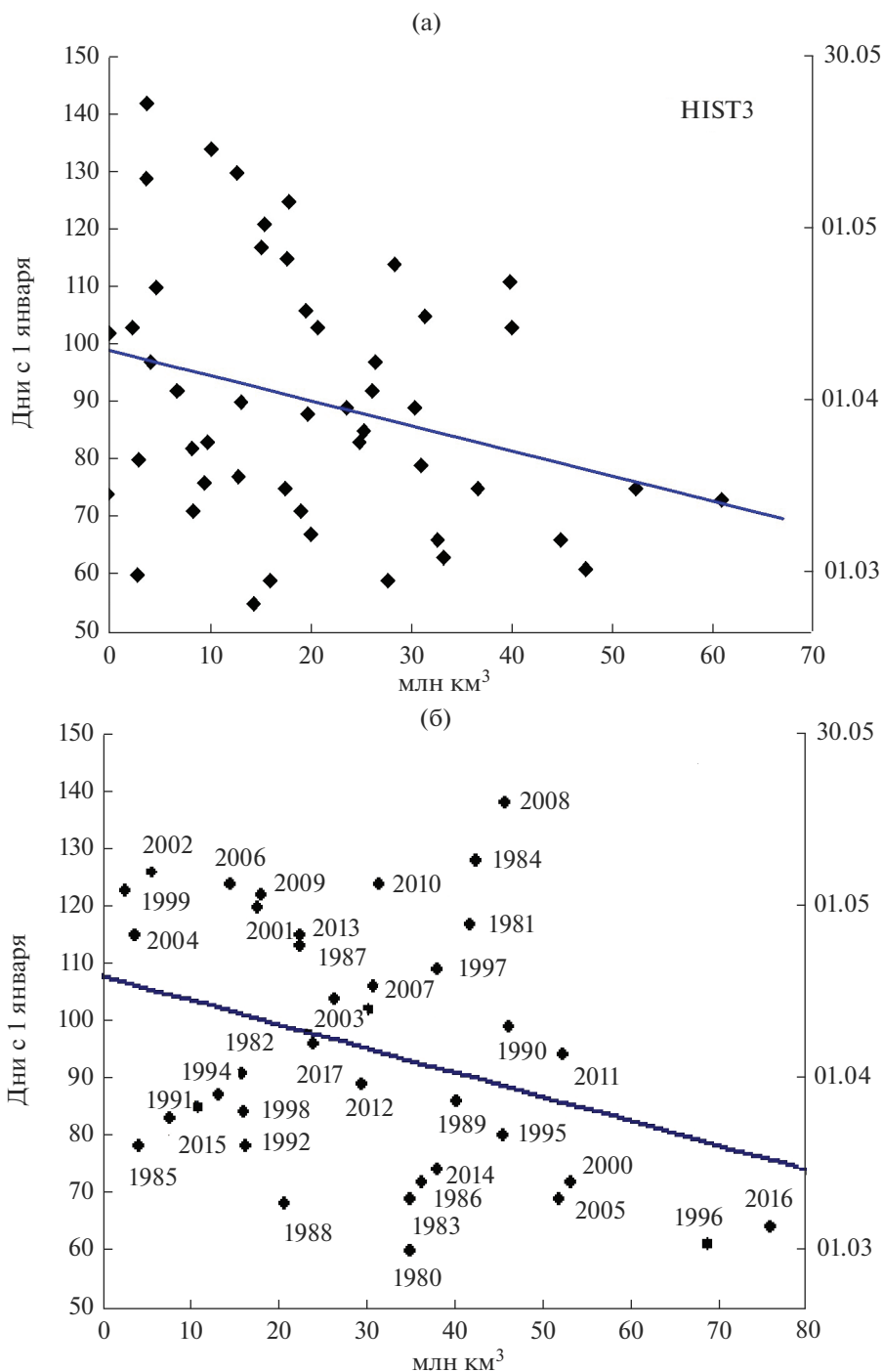


Рис. 7. Диаграммы рассеяния дат весенних перестроек циркуляции стратосферы Арктики и абсолютных “объемов” ПСО [млн км³], осредненных за зимний сезон (декабрь–март) по данным модельного расчета HIST3 (а) и реанализа MERRA-2 и ERA-Interim (б).

анализируемая версия модели ИВМ РАН не имеет блока интерактивной химии и, как следствие, отсутствует обратная связь между разрушением озонового слоя и понижением температуры нижней стратосферы и усилением стратосферного полярного вихря.

4. ВЫВОДЫ

Проведенное исследование реализации в пяти 50-летних расчетах 5-й версии климатической модели ИВМ РАН весенних перестроек циркуляции стратосферы, “объема” полярных страто-

сферных облаков и их межгодовой изменчивости по сравнению с данными реанализа позволяет сформулировать следующие выводы:

- Даты весенней перестройки стратосферы в модельных расчетах варьируются в диапазоне двух месяцев с марта по май, что согласуется с оценками по данным реанализа;

- Климатическая дата весенней перестройки по данным реанализа ERA-Interim – 4 апреля, в модельных расчетах она варьируется от 27 марта до 1 апреля, что согласуется с результатами [18], где эта дата 30 марта по данным реанализа NCEP.

- Выявлен незначимый тренд смещения даты весенней перестройки к более поздним датам по данным ERA-Interim с 1980 г. по 2017 г. Среди всех модельных экспериментов только HIST2 характеризуется положительным трендом межгодовой изменчивости даты перестройки за 49 лет, однако этот тренд незначим;

- Выявленная значимая линейная связь между датами весенней перестройки и амплитудой СПВ1 в марте (коэф. корреляции -0.62) показывает, что ранние перестройки сопровождаются сильной волновой активностью, во время поздних перестроек волновая активность слабее и, перестройка вызвана сезонным нагревом средней атмосферы. Результаты модельных экспериментов отражают отрицательную линейную связь дат весенней перестройки и амплитуды СПВ1 в марте; значимые коэффициенты получились для экспериментов HIST1-3.

- Минимальная температура в данных реанализа (REM), необходимая для образования ПСО I типа, возникает в более ранние сроки: с середины или начала декабря и на больших высотах вблизи 20–30 гПа, по сравнению с данными расчетов модели ИВМ РАН, в которых минимальные температуры возникают с начала января вблизи 30–40 гПа. Максимальная “площадь” ПСО примерно соответствует данным реанализа REM. Однако, как и для экстремальных температур, ПСО в данных модели ИВМ РАН возникают на полмесяца–месяц позже, а пропадают примерно в одно время с данными REM: в начале–середине марта. В модельных расчетах стратосферный полярный вихрь занимает в ~ 1.5 раза больший объем, чем в данных реанализов ERA-Interim и MERRA.

- Максимальный относительный “объем” ПСО в модельных расчетах достигает ~ 0.20 , что несколько меньше, чем по данным 4-х реанализов ($0.3-0.35$). В тоже время в модельных расчетах выявлены зимние сезоны с максимальными абсолютными значениями “объема” ПСО ($50-60$ млн км³), сравнимыми со значениями, рассчитанными по данным реанализа MERRA-2, для зимы сезона 2011 г. с рекордным разрушением озонового слоя в Арктике.

- После периода низких температур в нижней стратосфере Арктики в январе и первой половине февраля, в результате которого образуется большой “объем” ПСО, в марте–апреле в среднем следует значительное потепление в средней стратосфере, сопровождаемое ранней перестройкой циркуляции.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-05-00370. Исследование влияния глобальных процессов на арктическую стратосферу выполнялось при частичной поддержке гранта РНФ № 19-17-00198.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Pedatella N., Chau J., Schmidt H., Goncharenko L., Stolle C., Hocke K., Harvey V., Funke B., Siddiqui T.* How sudden stratospheric warming affects the whole atmosphere // *Eos*. 2018. V. 99.
2. *Baldwin M., Dunkerton T.* Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes // *Science*. 2001. V. 294. P. 581–584.
3. *Kolstad E., Breiteig T., Scaife A.* The association between stratospheric weak polar vortex events and cold air outbreaks in the Northern Hemisphere // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2010. V. 136. P. 886–893.
4. *Tomassini L., Gerber E., Baldwin M., Bunzel F., Giorgetta M.* The role of stratosphere-troposphere coupling in the occurrence of extreme winter cold spells over northern Europe // *J. Advances in modeling Earth systems*. 2012. V. 4. M00A03.
5. *Nath D., Chen W., Zelin C., Pogoreltsev A., Wei K.* Dynamics of 2013 Sudden Stratospheric Warming event and its impact on cold weather over Eurasia: Role of planetary wave reflection // *Scientific Reports*. 2016. V. 6. 24174.
6. *Manney G., Santee M., Rex M., Livesey N., Pitts M., Veefkind P., Nash E., Wohltmann I., Lehmann R., Froidevaux L., Poole L., Schoeberl M., Haffner D., Davies J., Dorokhov V., Gernandt H., Johnson B., Kivi R., Kyrö E., Larsen N., Levelt P., Makshtas A., McElroy C., Nakajima H., Parrondo M., Tarasick D., von der Gathen P., Walker K., Zinoviev N.* Unprecedented Arctic ozone loss in 2011 // *Nature*. 2011. V. 478. P. 469–475.
7. *Langematz U., Meul S., Grunow K., Romanovsky E., Oberländer S., Abalichin J., Kubin A.* Future Arctic temperature and ozone: The role of stratospheric composition changes // *J. Geophys. Res.* 2014. V. 119. P. 2092–2112.
8. *Karpechko A., Backman L., Thölix L., Ialongo I., Andersson M., Fioletov V., Heikkilä A., Johnsen B., Koskela T., Kyrolä E., Lakkala K., Myhre C., Rex M., Sofieva V., Tamminen J., Wohltmann I.* The link between spring-time total ozone and summer UV radiation in Northern Hemisphere extratropics // *J. Geophys. Res.* 2013. V. 118. P. 8649–8661.
9. *Khosrawi F., Kirner O., Sinnhuber B.-M., Johansson S., Höpfner M., Santee M., Froidevaux L., Ungermann J., Ruhnke R., Woiwode W., Oelhaf H., Braesicke P.* Denitrification, dehydration and ozone loss during the 2015/2016 Arctic winter // *Atmos. Chem. Phys.* 2017. V. 17. P. 12893–12910.

10. Calvo N., Polyani L., Solomon S. On the surface impact of Arctic stratospheric ozone extremes // *Environ. Res. Lett.* 2015. V. 10. 094003.
11. Варгин П.Н., Никуфорова М.П., Звягинцев А.М. Изменчивость антарктической озоновой аномалии в 2011–2018 гг. // *Метеорология и гидрология.* 2020. № 2. С. 20–34.
12. Black R.X., McDaniel B.A. The Dynamics of Northern Hemisphere Stratospheric Final Warming Events // *J. Atmos. Sci.* 2007. V. 64. P. 2932–2946.
13. Waugh D.W., Randel W.J., Pawson S., Newman P.A., Nash E.R. Persistence of the Lower Stratospheric Polar Vortices // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 27191–27201.
14. Salby M., Callaghan P. Influence of planetary wave activity on the stratospheric final warming and spring ozone // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. D20111.
15. Cayan D., Kammerdiener S., Dettinger M., Caprio J., Peterson D. Changes in the onset of spring in the Western United States // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2001. V. 82. № 3. P. 399–415.
16. Ayarzagüena B., Serrano E. Monthly characterization of the tropospheric circulation over the Euro-Atlantic area in relation with the timing of stratospheric final warming // *J. Climate.* 2009. V. 22. P. 6313–6324.
17. Hardiman S., Butchart N., Charlton-Perez A., Shaw T., Akiyoshi H., Baumgaertner A., Bekki S., Braesicke P., Chipperfield M., Dameris M., Garcia R., Michou M., Pawson S., Rozanov E., Shibata K. Improved predictability of the troposphere using stratospheric final warmings // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. D18113.
18. Savenkova E.N., Kanukhina A.Yu., Pogoreltsev A.I., Merzlyakov E.G. Variability of the springtime transition date and planetary waves in the stratosphere // *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 2012. V. 90–91. P. 1–8.
19. Thiéblemont R., Ayarzagüena B., Matthes K., Bekki S., Abalichin J., Langematz U. Drivers and surface signal of inter-annual variability of boreal stratospheric final warmings // *J. Geophys. Res.* 2019. V. 124. № 11. P. 5400–5417.
20. Manney G., Livesey N., Jimenez C., Pumphrey H., Santee M., MacKenzie I., Waters J. EOS Microwave Limb Sounder observations of “frozen-in” anticyclonic air in Arctic summer // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. L06810.
21. Thiéblemont R., Orsolini Y., Hauchecorne A., Drouin M.-A., Huret N. A climatology of frozen-in anticyclones in the spring arctic stratosphere over the period 1960–2011 // *J. Geophys. Res.* 2013. V. 118. P. 1299–1311.
22. Butler A., Charlton-Perez A., Domeisen D., Simpson I., Sjöberg J. Predictability of Northern Hemisphere final stratospheric warmings and their surface impacts // *Geophys. Res. Lett.* 2019. V. 46.
23. WMO Ozone Report No. 55. Scientific assessment of ozone depletion. 2018 // WMO. 2018.
24. Rex M., Salawitch R., Gathen P., Harris N., Chipperfield M., Naujokat B. Arctic ozone loss and climate change // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. L04116.
25. Смышляев С.П., Погорельцев А.И., Галин В.Я., Дробаевская Е.А. Влияние волновой активности на газовый состав стратосферы полярных районов // *Геомагнетизм и аэрономия.* 2016. Т. 56. № 1. С. 102–116.
26. Володин Е.М., Мортиков Е.В., Кострыкин С.В., Галин В.Я., Лысков В.Н., Грицун А.С., Дианский Н.А., Гусев А.В., Яковлев Н.Г. Воспроизведение современного климата в новой версии модели климатической системы ИВМ РАН // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2017. Т. 53. № 2. С. 164–178.
27. Володин Е.М., Кострыкин С.В. Аэрозольный блок в климатической модели ИВМ РАН // *Метеорология и гидрология.* 2016. № 8. С. 5–17.
28. Варгин П.Н., Володин Е.М. Анализ реализации динамических процессов в стратосфере в расчетах с климатической моделью ИВМ РАН // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2016. Т. 52. № 1. С. 3–18.
29. Варгин П.Н., Кострыкин С.В., Володин Е.М. Анализ воспроизведения динамического взаимодействия стратосферы и тропосферы в расчетах климатической модели ИВМ РАН // *Метеорология и гидрология.* 2018. № 11. С. 100–109.
30. Ayarzagüena B., Charlton-Perez A., Butler A., Hitchcock P., Simpson I., Polyani L., Butchart N., Gerber E., Gray L., Hassler B., Lin P., Lott F., Manzjini E., Mizuta R., Orbe C., Osprey S., Saint-Martin D., Sigmond M., Taguchi M., Volodin E., Watanabe S. Uncertainty in the response of sudden stratospheric warmings and stratosphere-troposphere coupling to quadrupled CO₂ concentrations in CMIP6 models // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2020. V. 125.
31. Lawrence Z., Manney G., Wargan K. Reanalysis inter-comparisons of stratospheric polar processing diagnostics // *Atmos. Chem. Phys.* 2018. V. 18. P. 13547–13579.
32. Wei K., Chen W., Huang R. Dynamical diagnosis of the breakup of the stratospheric polar vortex in the Northern Hemisphere // *Science in China. Series D: Earth Sciences.* 2007. V. 50 № 9. P. 1369–1379.
33. Pogoreltsev A., Savenkova E., Aniskina O., Ermakova T., Chen W., Wei K. Interannual and intraseasonal variability of stratospheric dynamics and stratosphere-troposphere coupling during northern winter // *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 2015. V. 136. P. 187–200.
34. Rakushina E.V., Ermakova T.S., Pogoreltsev A.I. Changes in the zonal mean flow, temperature, and planetary waves observed in the Northern Hemisphere mid-winter months during the last decades // *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 2018. V. 171. P. 234–240.
35. Кандиева К.К., Анискина О.Г., Погорельцев А.И., Зоркальцева О.С., Мордвинов В.И. Влияние осцилляции Маддена - Джулиана и квазидвухлетнего колебания на динамику внетропической стратосферы // *Геомагнетизм и аэрономия.* 2019. Т. 59. № 1. С. 114–124.
36. Lawrence Z., Manney G., Minschwaner K., Santee M., Lambert A. Comparisons of polar processing diagnostics from 34 years of the ERA-Interim and MERRA reanalyses // *Atmos. Chem. Phys.* 2015. V. 15. P. 3873–3892.
37. Воробьева В.В., Володин Е.М. Исследование структуры и предсказуемости первой моды изменчивости в стратосфере на основе климатической модели ИВМ РАН // *Метеорология и гидрология.* 2018. № 11. С. 41–48.

Investigation of Variability of Spring Breakup Dates and Arctic Stratospheric Polar Vortex Parameters in Modeling and Reanalysis Data

P. N. Vargin^{1,*}, S. V. Kostykin^{2,**}, E. V. Rakushina^{3,***},
E. M. Volodin^{2,****}, and A. I. Pogoreltsev^{3,*****}

¹Central aerological observatory, Pervomayskaya St., 3, Dolgoprudny, Moscow region, 141700 Russia

²Marchuk Institute of Numerical Mathematics of the Russian Academy of Science, Gubkina St., 8, Moscow 119333 Russia

³Russian State Hydrometeorological University, Voronezhskaya St., 79, Sankt-Petersburg 192007 Russia

*e-mail: p_vargin@mail.ru

**e-mail: s_kostr@mail.ru

***e-mail: zhenya_rakushina@mail.ru

****e-mail: volodin@inm.ras.ru

*****e-mail: apogor@rshu.ru

Five 50-year INM RAS climate model simulations for the present climate are used to analyze interannual variability of Arctic stratospheric polar vortex and spring breakup event (springtime transition) dates in comparison with reanalysis data. Early spring breakup events are accompanied by stronger wave activity in comparison with the late ones. Winter seasons with the maximum value of air volume of polar stratosphere that is capable for polar stratospheric clouds formation are characterized by relatively early spring breakup events.

Keywords: climate modeling, spring breakup event, polar stratospheric clouds