



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра метеорологических прогнозов

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(магистерская диссертация)

На тему: «Исследование аномальных состояний стратосферного
полярного вихря и их климатической изменчивости»

Исполнитель Сявкаева Диана Наильевна
(фамилия, имя, отчество)

Руководитель кандидат физико-математических наук, доцент
(ученая степень, ученое звание)
Ермакова Татьяна Сергеевна
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»
заведующий кафедрой

(подпись)

кандидат физико-математических наук, доцент
(ученая степень, ученое звание)

Анискина Ольга Георгиевна

(фамилия, имя, отчество)

« 04 » июня 2024 г.

Санкт-Петербург
2024

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
1. Общие сведения	5
1.1. Стратосфера	5
1.2. Стратосферный полярный вихрь	5
1.3. Взаимодействие стратосферы с тропосферой	7
1.4. Внезапные стратосферные потепления	11
1.5. Влияние извержений вулканов на состояние стратосферного полярного вихря	12
1.6. Цикл солнечной активности	17
2. Используемые данные и методы анализа	19
2.1. Реанализ	19
2.2. Критерий t-test	20
2.3. Программа GrADS	22
3 Полученные результаты	24
3.1 Оценка изменчивости геопотенциальной высоты	24
3.2 Аномалии геопотенциальной высоты относительно климата	29
3.3 Оценка значимости изменчивости среднесезональной геопотенциальной высоты	53
ВЫВОД	60
Используемая литература	62

ВВЕДЕНИЕ

Одной из самых динамичных частей окружающей природной среды является атмосфера. Состояние атмосферы Земли зависит от многих физических факторов и процессов, химических составов, синоптических и климатологических характеристик, процессов взаимодействия с внешними факторами и антропогенным воздействием. Атмосфера делится на несколько уровней: тропосфера, тропопауза, стратосфера, стратопауза, мезосфера, мезопауза, термосфера и определяется высотным профилем температуры. Одним из методов изучения атмосферы являются контактные измерения, но это затруднительно для средних и верхних слоев атмосферы, поэтому в настоящее время распространены методы удаленного зондирования, связанные со взаимодействием атмосферного вещества с излучением как естественных, так и искусственных источников. Стратосфера и мезосфера изучаются посредством лидарного зондирования, исследования с борта искусственных спутников Земли. Во втором случае часто используется лимбовая схема измерений, позволяющая выделять определенный слой атмосферы и измерять его характеристики с высокой точностью. [1]

В данном исследовании особое внимание будет уделено процессам, происходящим в стратосфере. Тропосферно – стратосферные взаимодействия до сих пор до конца не изучены, но в наше время данных, полученных с верхних слоев атмосферы становится всё больше, что дает возможность проводить исследования, искать зависимости и оценивать изменчивость процессов от года к году.

Цель: оценка аномальных состояний стратосферного полярного вихря и их климатической изменчивости за холодные периоды (с ноября по апрель) с 1980 по 2022 гг.

Задачи:

- оценить изменчивость геопотенциальной высоты;
- оценить изменчивость аномалий геопотенциальной высоты от периода к периоду относительно климата;
- оценить изменчивость аномалий геопотенциальной высоты по высотам относительно климата;
- оценить значимость изменчивости среднезональной геопотенциальной высоты.

Актуальность работы заключается в том, что процессы, происходящие в стратосфере, могут способствовать устойчивым и прогнозируемым изменениям у земли от нескольких недель до нескольких лет, следовательно, анализ аномалий стратосферного полярного вихря является значимым для выявления изменений и закономерностей, с которыми могут быть связаны процессы у земли.

1. Общие сведения

1.1. Стратосфера

Стратосфера – это слой атмосферы, находящийся между тропосферой и мезосферой в слое 11 – 55 км. Характерным для этого слоя является незначительное изменение температуры примерно до 25 км и повышение от 25 км до 40 км. По сравнению с тропосферой в стратосфере среда более однородна по причине того, что с высотой происходит уменьшение плотности газа и поэтому относительная диэлектрическая проницаемость очень мала и оказывает малое влияние на радиоволны, которые распространяются в стратосферу.

1.2. Стратосферный полярный вихрь

В зимнем полушарии циркумполярные западные вихри планетарного масштаба, известные как стратосферный полярный вихрь, окружают средние и высокие широты в стратосфере [2]. В отличие от тропосферного полярного вихря, который дует во все времена года, стратосферный полярный вихрь существует только с осени до весны. Полярный вихрь ограничен интенсивными западными ветрами и большими меридиональными градиентами потенциальной завихренности или геопотенциальной высоты, изолируя холодный воздух с высокой завихренностью внутри от теплого и воздуха с низкой завихренностью в средних широтах. Из-за топографии и контраста суши и моря в Северном полушарии северный зимний стратосферный полярный вихрь большую часть времени смещается от Северного полюса, его форма искажается из-за круговой симметрии. Как модельные, так и наблюдательные исследования показывают, что изменения в местоположении или силе стратосферного полярного вихря могут существенно влиять на приземную погоду и климат [3]. Слабому стратосферному полярному вихрю обычно предшествует сильная волновая активность в верхней тропосфере и нижней стратосфере и сопровождается повышением стратосферных температур и высот над Северным полюсом [4,5].

Периоды сильного стратосферного полярного вихря и слабого тропосферного полярного вихря связаны с аномальным нисходящим потоком ВП из стратосферы в тропосферу, преимущественно индуцированным планетарными волнами 1 и 2. Аномалии тепла возникают вдоль побережий Северной Атлантики, тогда как аномалии холода очевидны над Восточной Европой и Восточной Азией. Периоды слабого стратосферного полярного вихря и сильного тропосферного полярного вихря демонстрируют аномальный восходящий поток ВП в высоких широтах с доминирующей волной 1 и аномальный нисходящий поток ВП в средних широтах, где доминирует волна 2. Аномалии тепла наблюдаются над Северной Америкой, Западной Европой и северной частью Оманского залива. Периоды сильного стратосферного полярного вихря и сильного тропосферного полярного вихря характеризуются аномальным нисходящим потоком ВП в высоких широтах, где доминирует волна 1, и аномальным восходящим потоком ВП в средних широтах с преобладанием волны 2. Аномалии преобладают над Северо-Восточной Азией, Южной Европой и Северной Америкой у поверхности. Периоды слабого стратосферного полярного вихря и слабого тропосферного полярного вихря характеризуются аномальным восходящим потоком ВП в средних и высоких широтах, преимущественно с волной 1. [6]

Опираясь на недавнее исследование [7], можно говорить о том, что с высотой стратосферный полярный вихрь становится шире, а также о том, что наблюдаются большие межполушарные различия в структуре вихрей. Арктический вихрь имеет более короткую продолжительность существования (распад происходит более чем на месяц раньше, чем антарктический вихрь), смещен дальше от полюса и более вытянут. Арктический вихрь более изменчив, максимум изменчивости приходится на конец зимы. Большая изменчивость связана отчасти с возникновением экстремальных явлений, при которых вихрь может существенно меняться.

Чаще всего состояние стратосферного полярного вихря оценивается по геопотенциальной высоте. Чтобы описать поле давления воздуха было

введено понятие геопотенциальной высоты. Геопотенциал является характеристикой потенциальной энергии частицы в точке пространства, а также геопотенциальных поверхностей, содержащих совокупность таких частиц с одинаковым геопотенциалом. Высотный профиль температуры атмосферы определяется также относительно геопотенциальной высоты. Геопотенциальная высота измеряется в геопотенциальных метрах $1 \text{ дам} = 10 \text{ гп.м.}$ Геопотенциальный метр (гп.м.) равен работе, совершаемой для поднятия единичной массы на высоту, равную 1 м, при стандартном ускорении силы тяжести геопотенциальный метр равен $=9,80665 \text{ м}^2/\text{с}^2$.

1.3. Взаимодействие стратосферы с тропосферой

За последние четыре десятилетия Арктика нагревалась в четыре раза быстрее, чем остальная часть земного шара [8]. Это «арктическое усиление» было связано с очевидными изменениями в наблюдаемых зимах в северных средних широтах за счет изменений тропосферного струйного течения [9]. Однако точный механизм такой связи остается неясным [10]. Некоторые исследования предполагают, что эта телесвязь может включать стратосферный путь, в котором потепление в Арктике модулирует распространяющиеся вверх планетарные волны, ослабляющие стратосферный полярный вихрь (СПВ) [11]. Предполагается, что в этом потеплении присутствует зонально асимметричная составляющая, при которой региональное потепление порождает волны Россби в высоких широтах [12]. В качестве альтернативы предлагается зонально-симметричная составляющая для ослабления температурного градиента от экватора к полюсу, влияние которого на циркуляцию в средних широтах может модифицировать волны, распространяющиеся вверх: именно на этот компонент мы и ориентируемся в данном исследовании. При достаточно сильном движении волн это может повысить вероятность внезапного стратосферного потепления (ВСП), собственные аномалии которого могут распространяться вниз и влиять на погоду на поверхности в течение нескольких недель [13]. Таким образом,

понимание потенциальных изменений в СПВ в связи с потеплением в Арктике имеет как научное, так и общественное значение, но остается крайне неопределенным.

Недавние исследования показывают, что реакция СПВ на изменение климата зависит от модели. В нескольких исследованиях специально изучается реакция СПВ на таяние морского льда или полярный нагрев. Из них идеализированные модельные симуляции и мультимодельные средние из более комплексных исследований обычно показывают ослабление вихря при таких воздействиях, хотя последнее не является надежным. Например, анализ симуляций проекта РАМІР (Polar Amplification Model Intercomparison Project) указывает на большой межмодельный разброс в стратосферной реакции на таяние арктического морского льда [14]. Разные модели показывают изменения средних стратосферных ветров разной магнитуды и даже разных знаков. Аналогичное распространение наблюдается и в более общих исследованиях изменения климата, таких как СМІР5 и СМІР6 [15,16]. Арктика представляет собой один из источников неопределенности в прогнозах СПВ, которая может привести к неопределенности в отклике поверхности [17,18]. Тем не менее, лишь в немногих исследованиях изучалась степень, в которой зависимость модели в ответе СПВ на изменение климата обусловлена модельной зависимостью в реагировании на изменение климата в Арктике. Диапазон стратосферных откликов для последних объясняется различиями в моделях, в том числе в вертикальном разрешении, верхней части модели, параметризации волн и представлении динамических процессов [19].

Одним из факторов, обуславливающих различия в моделируемой реакции СПВ, могут быть различия в смоделированной температурной реакции на таяние морского льда. Хотя наблюдения указывают на то, что зимнее потепление распространяется на верхние слои тропосферы [20], смоделированное потепление в Арктике в комплексных климатических моделях, как правило, слабее и мельче [21]. Например, в РАМІР потеря

морского льда прописана одинаково во всех моделях, что представляет собой лишь одну из возможных реализаций будущего изменения климата [22]. Но из-за различий в моделях некоторые из них демонстрируют более сильную и/или глубокую реакцию на потепление, чем другие. Кроме того, температурная реакция на таяние морского льда в моделировании только атмосферы, как правило, более приглушенная и пространственно ограниченная, чем в полностью связанных моделях, поскольку они недооценивают перенос водяного пара к полюсам и вертикальное перемешивание [23].

Несколько исследований показывают, что глубокое тропосферное потепление может быть ключом к разгадке механизмов, связывающих потепление в Арктике с экстремальными зимними явлениями в средних широтах [24]. Их выводы свидетельствуют о том, что моделирование нереалистично мелкой температурной реакции на таяние морского льда может недооценивать связь между Арктикой и средними широтами. Это включает в себя стратосферный путь, поскольку различия в структуре атмосферного нагрева могут влиять на ветры и распространение волн. Таким образом, если модели демонстрируют различные температурные реакции на таяние морского льда, это может внести свой вклад в диапазон моделируемых стратосферных реакций.

Другой потенциальной причиной диапазона стратосферных реакций могут быть смоделированные различия в стратосферной климатологии. Сила полярного вихря модулирует его собственную изменчивость, влияя на способность планетарных волн распространяться по вертикали. В слабых состояниях СПВ вихревые ветры, как правило, относительно устойчивы, но медленны. Напротив, достаточно сильная СПВ допускает значительное распространение планетарных волн вверх. Вместе с этим приходят среднестратосферные волноразрушающие волны и ВСП; указывает на «активную» стратосферу. Однако распространение волн с более низкими волновыми числами уменьшается по мере ускорения низкостратосферных

ветров. Кроме того, все более сильные среднестратосферные зональные ветры также требуют все более сильных воздействий для создания крупномасштабного разрушения волн, необходимого для разворота ветра на юго-западе [25]. В то время как некоторые исследования показывают, что особенно сильная аномальная тропосферная волновая активность достаточна для замедления СПВ [26], другие требуют вихря, который структурирован таким образом, чтобы фокусировать и даже усиливать восходящую волновую активность. Таким образом, сила и структура смоделированных СПВ, вероятно, влияют на величину или даже признак их реакции на воздействие.

Двусторонняя связь между СПВ и тропосферной циркуляцией также означает, что неопределенность в стратосферном отклике может усугубить неопределенность в тропосферном отклике. Многие исследования, в том числе наблюдательные, связывают стратосферные явления с изменениями погоды на поверхности, при этом слабые вихревые явления часто связаны со смещением тропосферной струи к экватору. Характер изменчивости в обоих случаях сопоставим; в тропосфере паттерн «кольцевой моды» представляет собой широтную флуктуацию положения струи, а в стратосфере — флуктуацию силы СПВ [27]. В условиях активной стратосферы устойчивость аномалий в тропосфере имеет тенденцию к увеличению, при этом вихревые обратные связи считаются ключевыми в этой взаимосвязи [28]. Тем не менее, в таком сложном модельном исследовании, как РАМІР, знак реакции тропосферной струи в средних широтах, по-видимому, в значительной степени не зависит от такового у СПВ. В ответ на будущую таяние морского льда в Арктике наблюдается устойчивое смещение зимнего струйного течения к экватору [29]. Это говорит о минимальном вкладе стратосферного пути. Тем не менее, другие исследования подчеркивают роль стратосферы в приповерхностном ответе [30]. Некоторые исследования показывают, что более слабая реакция тропосферы на полярные воздействия подавляется, поскольку атмосферные аномалии, возникающие во время событий усиления или ослабления вихрей,

могут мешать приповерхностной циркуляции [31]. Действительно, активная стратосфера связана с более устойчивыми экскурсиями струи, а также с большим смещением экватора в ответ на потепление полюсов [32].

Еще один способ, с помощью которого неопределенность модели в стратосфере может влиять на неопределенность тропосферы, заключается в влиянии стратосферы на тропосферную климатологию. Климатологическое положение струи определяет величину реакции струи на воздействие изменения климата, при этом те, которые расположены ближе к экватору, имеют тенденцию к большему смещению [33]. Это было связано с большей устойчивостью такой струи, согласно теореме о флуктуациях-диссипации, а также с силой обратных связей вихревого среднего потока [34]. Идеализированные модельные исследования указывают на устойчивую взаимосвязь между прочностью СПВ и расположением тропосферной струи. Сильные/слабые СПВ связаны с большим количеством тропосферных струй, направленных к полюсам/экватору [35] предлагают климатологическую силу СПВ в качестве слабого эмерджентного ограничения на реакцию тропосферного зонального ветра в РАМІР (на дополнительном рисунке 1). Это наводит на мысль о механизме, с помощью которого сильное вихревое состояние может привести к тому, что струя займет положение, которое сделает ее более восприимчивой к потеплению в Арктике. В целом, различия в средней силе СПВ могут влиять на тропосферную реакцию на полярный нагрев двумя способами; (а) за счет изменения реакции СПВ на полярный нагрев и (b) за счет изменения среднего тропосферного состояния и, следовательно, его чувствительности к воздействию. Относительная важность этих двух механизмов остается неясной. [36]

1.4. Внезапные стратосферные потепления

Иногда зимой глобальная атмосферная циркуляция сильно нарушается, что сопровождается заметным усилением планетарных волн. Одновременно за несколько дней температура полярной стратосферы значительно возрастает на

несколько десятков градусов Кельвина. Такое резкое потепление называется внезапным стратосферным потеплением (ВСП). Двумя основными категориями ВСП являются мажорные и минорные потепления. Изменение зонального градиента средней температуры на 60° является признаком как мажорных, так и минорных событий. Кроме того, изменение зонального среднего зонального ветра на широте 60° и уровне давления 10 гПа является характеристикой крупного ВСП. Более того, на основе структуры полярного вихря ВСП можно далее классифицировать как событие типа «вихревое смещение» или «вихревое расщепление».

Несмотря на то, что ВСП является полярным стратосферным явлением, оно может оказывать воздействие на глобальную атмосферную систему от тропосферы до термосферы в обоих полушариях [37]. ВСП чаще встречается в Северном полушарии, чем в Южном полушарии. Такая полушарная асимметрия возникновения ВСП обусловлена, прежде всего, более высокой планетарной волновой активностью в северном полушарии из-за большего орографического различия и контраста суши и моря, а во-вторых, из-за более сильного полярного ВСП. В переходный период сезонные изменения, вызванные солнечным радиационным процессом, и динамическим процессом, в основном обусловленным повышенной активностью планетарных волн, играют решающую роль в ослаблении полярного вихря и, в конечном итоге, приводят к восточному ветру. [38] Переход от западной к восточной циркуляции, называемый окончательным стратосферным потеплением, может быть поздним и очень плавным, контролируемым в основном радиационными процессами, или резким, динамически обусловленным усиленными планетарными волнами [39].

1.5. Влияние извержений вулканов на состояние стратосферного полярного вихря

Крупные извержения вулканов могут привести к выбросу серы в стратосферу, которая образует сульфатные аэрозоли и приводит к снижению

средней глобальной приземной температуры и изменениям атмосферной циркуляции в последующие годы [40]. Особое внимание было обращено на возможное усиление полярного вихря в арктической зимней стратосфере, поскольку посредством динамической связи стратосферы и тропосферы это было связано с изменениями тропосферной циркуляции, приводящими, например, к сигналу о приземном зимнем потеплении в Северной Евразии, хотя последнее в последнее время оспаривается [41].

Стратосферные аэрозоли сульфатов вулканов не только рассеивают солнечную радиацию, но и поглощают солнечное ближнее инфракрасное и земное инфракрасное излучение и тем самым нагревают стратосферу. Предполагается, что более сильный аэрозольный нагрев в низких широтах и более слабый нагрев во время полярной ночи приведет к аномалии меридионального градиента температуры в нижнем стратосферном зимнем полушарии и через баланс теплового ветра к усилению стратосферных зимних западных ветров. В статье [42] авторы утверждают, что усиление полярного вихря (с центром около 60° с.ш.), скорее всего, не связано напрямую с градиентом аномалии скорости нагрева, который является самым сильным около 35° с.ш., но включает динамическое распространение сигнала через средневолновое взаимодействие потоков. Точный вклад прямых и косвенных эффектов теплового ветра в усиление вихрей неясен. Кроме того, неясно, в какой степени потенциальное воздействие извержений вулканов на стратосферный озон и на распространение планетарных волн в стратосферу может способствовать усилению вихря.

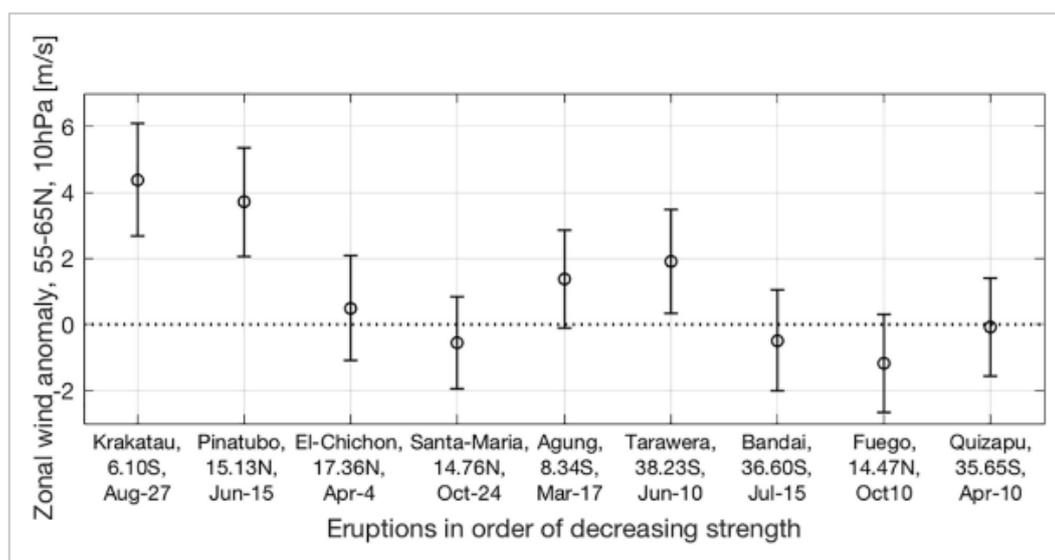
Прямые наблюдения аномалий стратосферной циркуляции после крупных извержений вулканов ограничиваются спутниковой эрой, которая включает только два извержения с крупными выбросами стратосферной серы: Эль-Чичон в 1982 г. и Пинатубо в 1991 г. Из-за высокой внутренней изменчивости зимней стратосферы неясно, насколько репрезентативны наблюдаемые случаи для средней реакции на извержения вулканов. Поэтому исследования

изменений циркуляции в значительной степени полагаются на моделирование с использованием моделей общей циркуляции.

Некоторые ранние исследования по моделированию указывали на усиление арктического полярного вихря как реакцию на извержения вулканов. Позже несколько исследований, анализирующих «исторические» симуляции (с 1850 года по настоящее время) на разных этапах Проекта взаимного сравнения связанных моделей (CMIP), пришли к выводу, что последние поколения климатических моделей плохо воспроизводят такое усиление [43]. Авторы в статье [44] показали, однако, что модели Фаза 5 сценарных прогнозов на основе глобальных моделей (CMIP5) в среднем моделируют принудительное усиление вихря, если анализ ограничивается первой зимой после извержения и двумя сильнейшими извержениями с 1850 года, Кракатау (1883 г.) и Пинатубо (1991).

Авторы статьи [44] проанализировали историческое моделирование Большого ансамбля Института Макса Планка (MPI-GE), состоящего из 100 членов, выполненное с использованием Модели системы Земли Института Макса Планка (MPI-ESM). Они обнаружили, что если их анализ ограничивается зимними сезонами после извержений Кракатау и Пинатубо, значительное усиление вихрей можно диагностировать только у семи членов ансамбля, но это число увеличивается, когда включаются более мелкие извержения. На рисунке 1 показаны средние по ансамблю аномалии полярных вихрей из того же набора моделирования для девяти сильнейших извержений вулканов с 1850 года. Сила извержения измеряется в этом случае аномалиями средней оптической толщины вулканического аэрозоля в тропиках (AOD), предписанными в моделировании. Понятно, что для более мелких извержений не моделируется существенное усиление вихря, для некоторых из них даже отмечается ослабление вихря. Это объясняет менее сильное усиление вихрей для анализа, включающего большее количество извержений. Однако это вызывает вопрос, почему меньшие извержения не приводят к вынужденному усилению вихря. Девять проанализированных извержений вулканов

различаются не только по силе извержения, но и по местоположению, времени года и граничным условиям во время извержения. Авторы статьи [45] предположили, что даже относительно небольшие различия в распределении аэрозолей могут влиять на реакцию атмосферной циркуляции. Чтобы исключить все другие факторы, кроме силы извержения, здесь мы представляем анализ моделирования ансамбля из 100 членов с идеализированными распределениями вулканического аэрозоля, создаваемого генератором вынуждающего воздействия Easy Volcanic Aerosol (EVA), отличающимся только количеством впрыскиваемой серы. Основная цель - определить, может ли существовать порог силы извержения для усиления вихря и какие механизмы могут быть задействованы в создании нелинейностей.



Среднезональные аномалии зонального ветра на высоте 10 гПа в среднем составляли более 55–65 ° с.ш. в течение первой зимы (декабрь – февраль) после извержений девяти крупнейших вулканов с 1850 года, как было смоделировано в ансамбле исторического моделирования, состоящем из 100 членов [46]. Аномалии для отдельных извержений рассчитываются относительно периодов вулканического затишья различной продолжительности перед соответствующими извержениями, как описано в

статье [44]. Извержения упорядочены по убыванию силы, как это определено глобальным тропическим средним значением AOD на расстоянии 0,55 мкм. Столбики ошибок обозначают удвоенную стандартную ошибку, то есть 95%-ный диапазон вероятности средней аномалии. AOD — оптическая плотность аэрозоля.

Усиление арктического полярного вихря часто связывают с аномальным зимним потеплением поверхности Северной Евразии, наблюдаемым после нескольких крупных извержений [47], однако, оспаривали причинно-следственную связь между вулканическим воздействием на стратосферную циркуляцию и характером зимнего потепления в Пинатубо. Они утверждали, что вынужденное усиление полярного вихря будет слишком слабым (они показали, что полярный вихрь зимой 1991/1992 года не был аномально сильным), а зимний климат Северного полушария слишком изменчивым, так что весьма вероятно, что извержение Пинатубо сыграло бы роль существенной роли в возникновении зимнего потепления не имеют. Эта точка зрения была поддержана [48], которые проанализировали бореальную зиму после извержения Кракатау 1883 года с помощью реконструкций приземной температуры, данных реанализа и модельных ансамблей. Хотя данные реконструкций и реанализа подтверждают евразийское потепление в декабре-феврале зимы 1883/1884 гг., оно находится в пределах двух стандартных отклонений от наблюдаемой изменчивости, и ни ансамбль MPI-ESM, ни ансамбль моделей CMIP5 не показывают значительное вынужденное евразийское потепление. Авторы в своей статье [49], однако, обнаружили статистически значимое потепление на уровне 90% в ансамбле CMIP5 при усреднении за первые зимы после извержений Пинатубо и Кракатау. Здесь мы анализируем в наших идеализированных ансамблях, может ли возникновение модели зимнего потепления зависеть от силы извержения. Используя достаточно большой ансамбль моделей со 100 реализациями для каждого

сценария, мы сможем различать вынужденное реагирование и внутреннюю изменчивость.

1.6. Цикл солнечной активности

Солнечный цикл, период около 11 лет, в течение которого происходят изменения количества и размеров солнечных пятен. Группы солнечных пятен имеют магнитное поле с северным и южным полюсами, и в каждом 11-летнем подъеме и падении одна и та же полярность лидирует в одном полушарии, а противоположная полярность — в другом. При каждом подъеме и падении широта извержения солнечных пятен начинается примерно с 30° и смещается к экватору, но магнитные поля последующих пятен перемещаются к полюсу и меняют полярное поле. В следующий 11-летний период магнитные полярности меняются местами, но будут следовать той же схеме. Следовательно, магнитный период равен 22 годам [50].

Одним из индексов для оценки солнечной активности является индекс F10.7/ Индекс F10.7 — это мера уровня шума, создаваемого Солнцем на длине волны 10.7 см на земной орбите. Глобальное ежедневное значение этого индекса измеряется в полдень по местному времени в Радиоастрофизической обсерватории Доминиона (DRAO) в Пентиктоне, Канада. Исторически этот индекс использовался в качестве входных данных для моделей ионосферы в качестве замены солнечной энергии на длинах волн, которые вызывают фотоионизацию в ионосфере Земли (в ультрафиолетовых диапазонах). Жирная пунктирная линия указывает максимальный наблюдаемый поток 10.7 см для этого солнечного цикла.

Индекс F10.7, полученный с помощью GPS, выводится из коэффициентов модели ионосферы, передаваемых в навигационном сигнале GPS. Эта модель, разработанная Дж. Клобучаром специально для пользователей одночастотной GPS, дает оценки влияния ионосферы на частоты GPS в зависимости от местоположения на Земле, времени суток, сезона и солнечной радиации на расстоянии 10.7 см. радиопоток (F10.7). Этот индекс генерируется ежедневно

в NWRA на основе последних значений ионосферных коэффициентов GPS, полученных с сайта NOAA NGS CORS . Коэффициент A0 из полного набора используется для вывода F10.7, используемого для генерации коэффициентов в сообщении GPS, посредством интерполяции в таблице A0 как функции дня года и F10.7. [51]

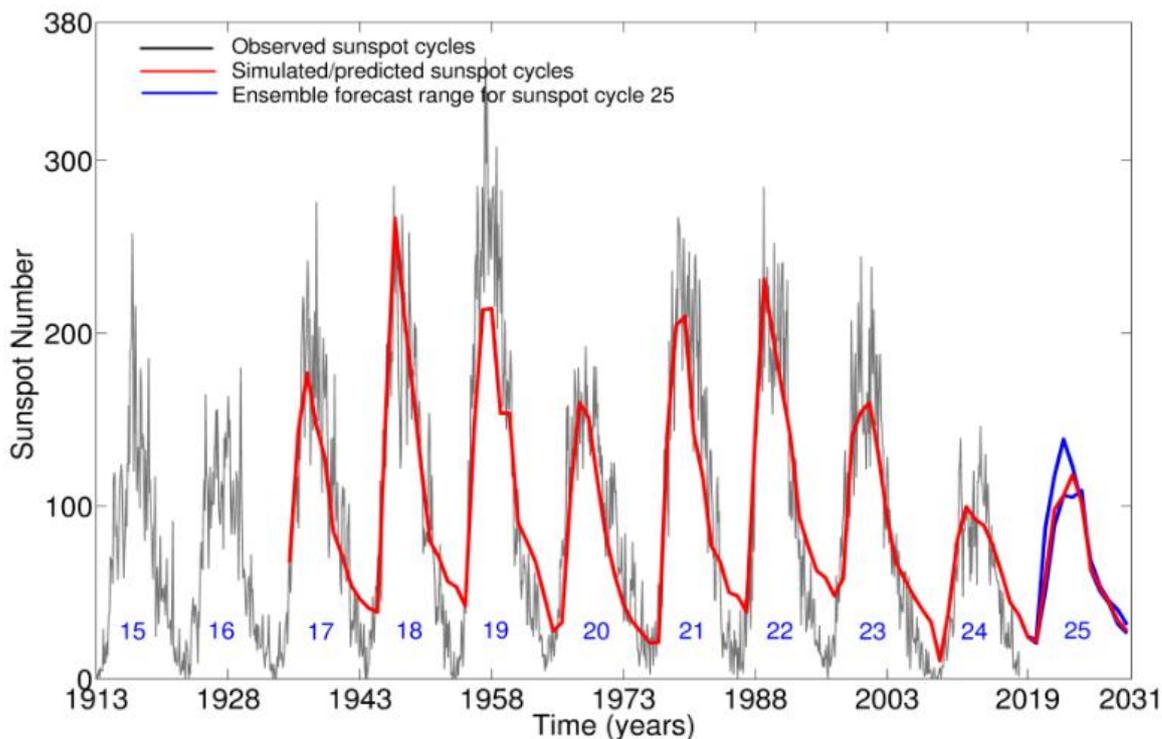


Рисунок 1.5.1 – Циклы солнечной активности

2. Используемые данные и методы анализа

2.1. Реанализ

Климатические повторные анализы объединяют наблюдения с современной погодной моделью для получения полной и последовательная картина прошлой погоды. Таким образом, повторный анализ обеспечивает всестороннее исторические записи глобального климата, максимально приближенные к реальности. Повторные анализы относятся к числу наиболее используемых наборов данных в геофизических науках. Они предоставляют удобные «карты без пробелов» с глобальным (а иногда и региональным) покрытием на протяжении каждого часа, не только не только об атмосфере, но и об океане и поверхности суши.

MERRA-2 состоит из системы ассимиляции атмосферных данных Системы наблюдения за Землей имени Годдарда (GEOS ADAS), которая включает в себя схему анализа глобальной статистической интерполяции (GSI) Wu et al. (2002). В системе используется пересмотренная версия глобальной модели атмосферы GEOS. Основной мотив для замены MERRA на MERRA-2 заключается в том, что MERRA (год выпуска 2008 г.) не способен ассимилировать важные новые типы данных, а старение и выход из строя старых спутниковых приборов значительно сократили объем данных, доступных для ассимиляции для более раннего повторного анализа. Система GEOS MERRA-2 (версия 5.12.4) способна ассимилировать данные от новейших микроволновых приборов и от приборов гиперспектрального инфракрасного излучения.

В то время как наборы данных с грубым разрешением использовались для сохранения объема данных в MERRA, все выходные наборы данных MERRA-2 предоставляются в одной и той же глобальной сетке ($1/2^\circ$ широты \times $5/8^\circ$ долготы). Модель GEOS, используемая в MERRA-2, выполняет вычисления на сетке в виде кубической сферы, что позволяет лучше представить

динамические процессы в высоких широтах. Распределенные наборы данных пространственно интерполируются в сетку широта-долгота для удобства пользователей. В используемых вертикальных сетках изменений нет: переменные предоставляются либо на исходной вертикальной сетке модели (на 72 слоях гибридных сигм или 73 ребрах), либо интерполируются на 42 стандартных уровня давления.

Преимущества модели:

- Высокое пространственное ($1/2^\circ$ широты, $5/8^\circ$ долготы, 72 модельных уровня) и временное (почасовое) разрешение;
- Включает в себя наблюдения с помощью более современных спутниковых приборов;
- Улучшенные оценки баланса поверхностной массы и температуры поверхности ледяного покрова.

Недостатки модели:

- В полях граничных условий морского льда и ТПИМ возникают разрывы, которые влияют на анализ определенных временных рядов;
- Разрывы, связанные с основными изменениями системы наблюдений, действительно имеют место;
- Считается, что осадки слишком велики над полярными океанами и чрезмерны над высоким рельефом в тропических широтах. [52]

2.2. Критерий t-test

Для оценки статистической значимости был использован критерий t-test.

t-критерий — это статистический критерий, который используется для сравнения средних значений двух групп. Он часто используется при проверке гипотез, чтобы определить, действительно ли процесс или лечение оказывают влияние на интересующую популяцию, или две группы отличаются друг от друга.

Нулевая гипотеза (H_0) заключается в том, что истинная разность между этими групповыми средними равна нулю.

Альтернативная гипотеза (H_a) заключается в том, что истинная разность отличается от нуля.

t-критерий может быть использован только при сравнении средних значений двух групп (т.е. парное сравнение). Если вы хотите сравнить более двух групп или выполнить несколько парных сравнений, используйте тест ANOVA или тест

t-критерий является параметрическим критерием разности, что означает, что он делает те же предположения о ваших данных, что и другие параметрические тесты. t-критерий предполагает, что ваши данные:

- Независимы
- (приблизительно) нормально распределены
- имеют одинаковую дисперсию в каждой сравниваемой группе (т.е. однородность дисперсии);

Критерий t оценивает истинную разницу между двумя групповыми средними с использованием отношения разности средних групп к объединенной стандартной ошибке обеих групп. Можно рассчитать его вручную по формуле или воспользоваться программным обеспечением для статистического анализа.

Формула T-критерия

Формула 1 двухвыборочного t-критерия (также известного как t-критерий Стьюдента) приведена ниже.

$$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{s^2 \left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2} \right)}}$$

Формула 1. Двухвыборочный t-критерий

В формуле t — значение t , x_1 и x_2 являются средними значениями двух сравниваемых групп, s_2 — суммарная стандартная ошибка двух групп, а n_1 и n_2 — количество наблюдений в каждой из групп.

Большее значение t показывает, что разница между средними значениями групп больше, чем объединенная стандартная ошибка, что указывает на более значимую разницу между группами.

Можно сравнить вычисленное значение t со значениями на диаграмме критических значений (например, в таблице t Стьюдента), чтобы определить, является ли значение t больше, чем можно было бы ожидать случайно. Если это так, нулевая гипотеза может быть отвергнута и будет сделан вывод, что эти две группы на самом деле различны.

2.3. Программа GrADS

GrADS – Grid Analysis and Display System – интерактивное программное обеспечение, используемое в задачах доступа, обработки и визуализации геофизических данных. GrADS работает с наборами данных в двоичном формате, GRIB, NetCDF или HDF-SDS, в котором переменные могут иметь до 5 измерений (долгота, широта, вертикальные уровни, время и ансамбль), как указано в файл дескриптора (файла управления). В настоящее время GrADS является одним из наиболее широко используемых программных продуктов сообществ оперативных и метеорологических исследований по всему миру. Это программное обеспечение было первоначально разработано исследователем Брайаном Доти из COLA (<http://cola.gmu.edu/cola.php>) в конце 1980-х годов. Его распространение совершенно бесплатно через официальный сайт: <http://cola.gmu.edu/grads/grads.php>. Матрицы данных могут содержать одну или несколько переменных, расположенных в регулярной сетке, нелинейной, гауссовой, стационарной или переменного разрешения. Переменные можно отображать и комбинировать с использованием различных типов графиков, которые можно записанные в формате PostScript или различных форматах графических изображений (PNG, GIF, JPEG и т. д.).

GrADS имеет язык сценариев, с помощью которого можно разрабатывать сложные анализы, полученные приложения для расчета переменных и автоматической визуализации (графические интерфейсы с кнопками и раскрывающиеся меню кликабельны). Внутри скриптов можно развивать интерактивность. с функциями, выражениями или внешними процедурами, написанными на других языках программирования. (FORTRAN, C++, UNIX Shell и др.), а также с командными строками операционных систем (MS-DOS, Windows, Linux, UNIX). Текущие версии содержат широкий спектр встроенных функций (GrADS 'собственные функции), но пользователь также может добавить свою собственную функцию, используя внешние подпрограммы. разработанный на FORTRAN или другом языке. GrADS может работать в пакетном режиме и, следовательно, сценарии можно использовать для выполнения автоматических задач без необходимости прямого присутствия пользователя [54].

3 Полученные результаты

3.1 Оценка изменчивости геопотенциальной высоты

В процессе выполнения рабы была рассмотрена осредненная геопотенциальная высота за каждый месяц с ноября по апрель каждого из 4-х периодов и отдельно климата на высоте 30 км. Анализируя полученные результаты на рисунках 3.1.1 – 3.1.4 отмечено, что центр вихря, т.е. область с минимальной геопотенциальной высотой, располагается ближе к Скандинавскому полуострову и положение центра стратосферного полярного вихря относительно полюса меняется от 11-летия к 11-летию. Это может возникать в связи с климатической изменчивостью и из-за ВСП, в связи с этим может происходить вытягивание стратосферного полярного вихря, смещение относительно центра или расщепление вихря.

В ноябре геопотенциальная высота в центре вихря была около 27400 гп.м за все периоды, в том числе и за среднеклиматическое за 43 года.

В декабре периода 1980/91 гг. высота центра полярного вихря составила 27000 гп.м, в следующем периоде 27200 гп.м, в третьем и четвертом периодах 26900 гп.м. При этом среднеклиматическое значение геопотенциальной высоты в центре вихря было равным 26900 гп.м. Стратосферный полярный вихрь в декабре 1 и 2 периода был слабее, чем в декабре 3 и 4 периода, и слабее декабря климатического;

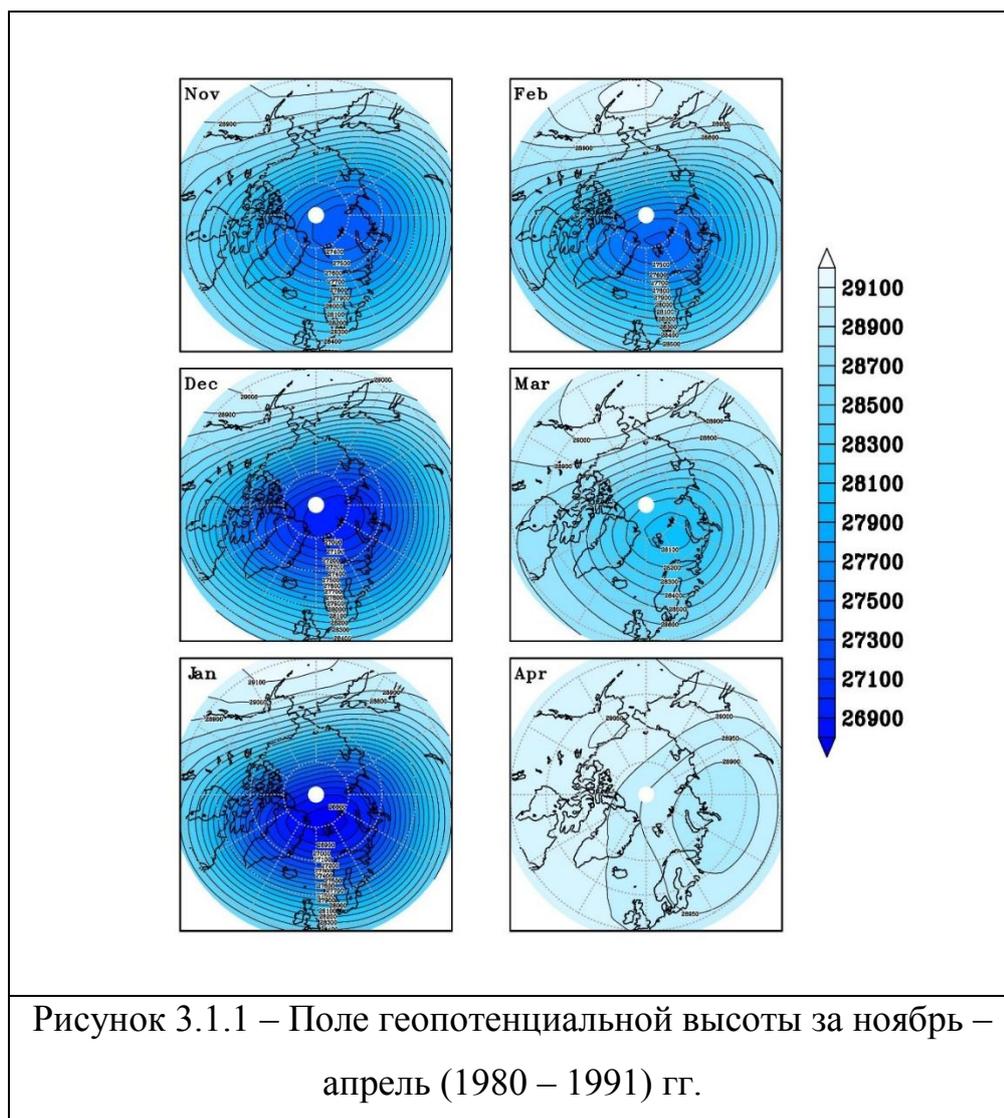
В январе в первом и втором периодах высота центра полярного вихря составила 26800 гп.м, в третьем периоде 27200 гп.м, в четвертом 27000 гп.м. Климатическое значение геопотенциальной высоты в центре вихря было равным 27000 гп.м.

В феврале в первом периоде в центре полярного вихря значение геопотенциальной высоты было равным примерно 27400 гп.м, во втором периоде 27100 гп.м, в третьем 27700 гп.м и в четвертом 27200 гп.м, а

среднеклиматическое значение геопотенциальной высоты в центре стратосферного полярного вихря было равным 27900 гп.м.

В марте по данным заметно, что вихрь начал ослабевать и давление в центре увеличивалось. В первом периоде в центре полярного вихря значение геопотенциальной высоты было равным примерно 28100 гп.м, во втором периоде 27800 гп.м, в третьем 27900 гп.м и в четвертом 27700 гп.м, а среднеклиматическое значение геопотенциальной высоты в центре стратосферного полярного вихря было равным 27900 гп.м.

В апреле за период с ноября по апрель 1980 – 1991 гг. высота в центре полярного вихря равнялась 28900 гп.м, во втором периоде и в третьем около 28700 гп. м и в четвертом 28800 гп.м



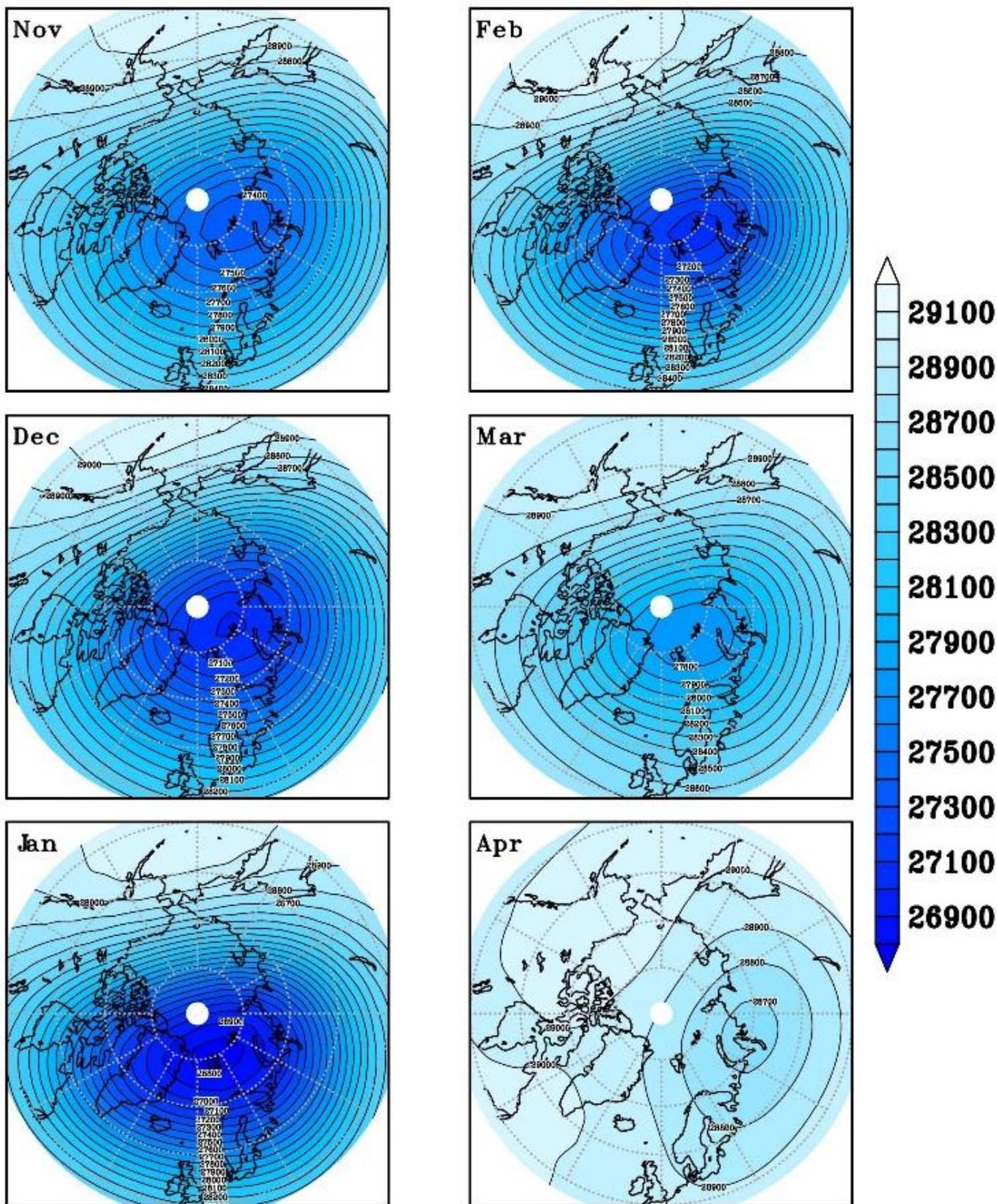


Рисунок 3.1.2 – Поле геопотенциальной высоты за ноябрь – апрель (1991 – 2002) гг.

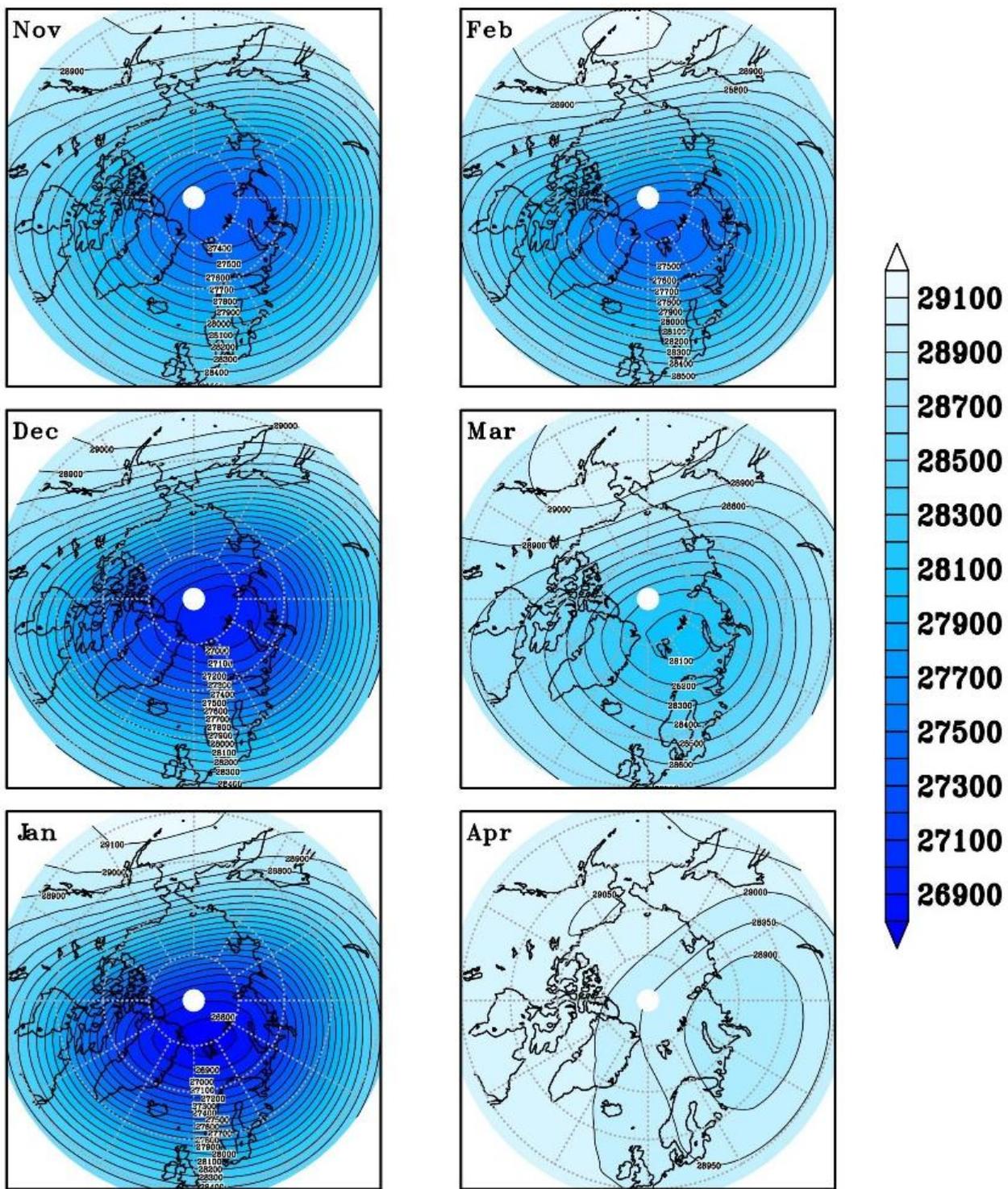


Рисунок 3.1.3 – Поле геопотенциальной высоты за ноябрь – апрель (2002 – 2013) гг.

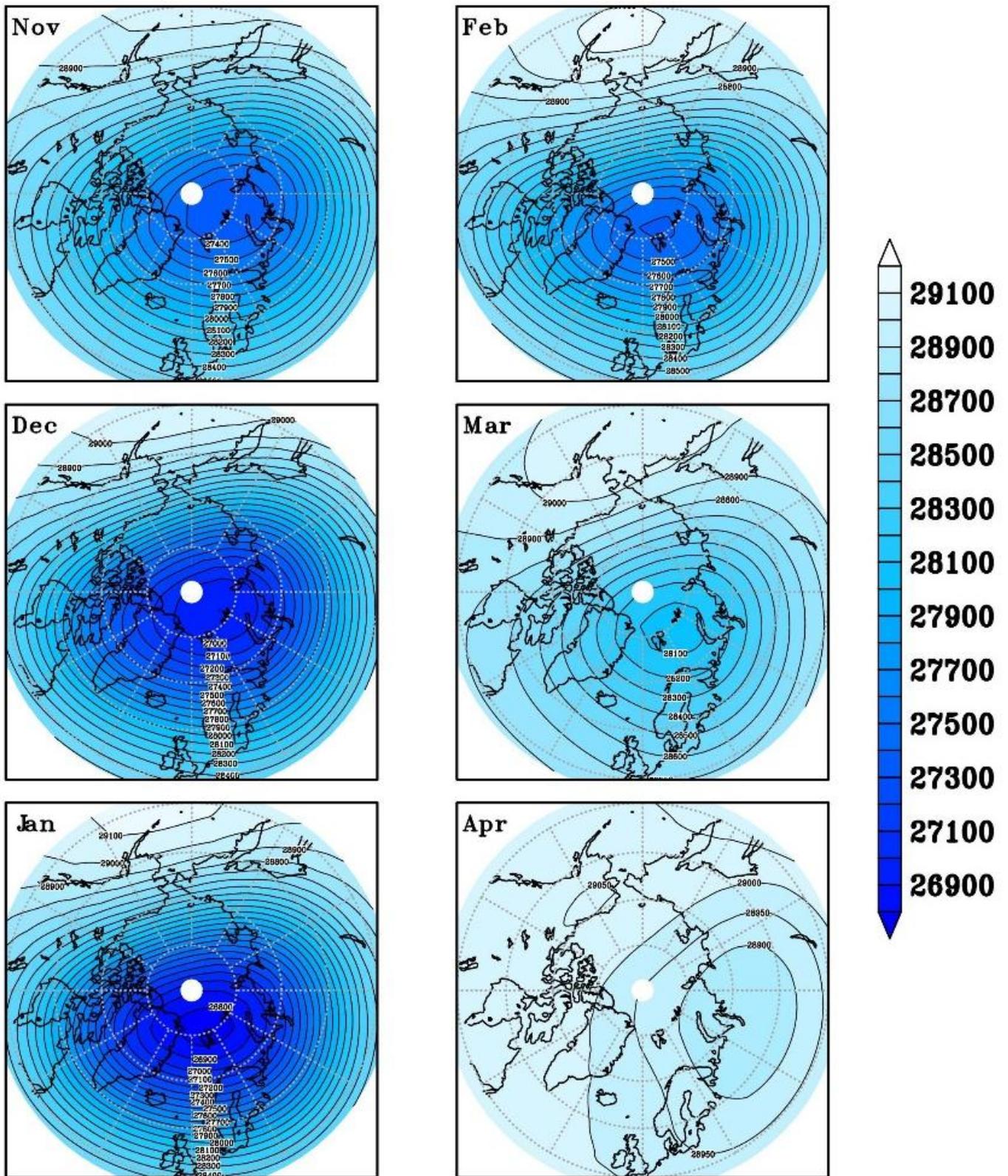


Рисунок 3.1.4 – Поле геопотенциальной высоты за ноябрь – апрель (2002 – 2013) гг.

На примере января (рисунки 3.1.1 – 3.1.4) можно сказать, что в первые два периода положение центра стратосферного полярного вихря отличается от последующих двух периодов, где центр смещен к Новой Земле, находится в границах от 0° в.д. до 65° в.д. и в пределах 82° с.ш. и 72° с.ш., тогда как границы центра в первые два периода находятся в промежутке от 20° з.д до 60° в.д. и в пределах 85° с.ш. до 75° с.ш. Это говорит о смещении вихря в последние два 11-летних периода. При этом климатический центр полярного вихря расположен шире – в пределах 88° с.ш. и до 72° с.ш., а по долготе от 30° з.д до 65° в.д. Низкое значение геопотенциальной высоты за январь рассматриваемых периодов наблюдалось в первом и втором периоде, значения составили 26800 гп.м, тогда, как климатическое значение в январе было равным 27000 гп.м, т.е. отклонение от климата за эти периоды составило 200 гп.м. Низкие значения геопотенциальной высоты говорят о том, что была область низкого давления и скорости полярного ночного струйного течения, которое формируется в средних широтах, были максимальные, температуры минимальные. Следовательно, относительно климата, в первые два периода стратосферный полярный вихрь был сильным. Наибольшая геопотенциальная высота наблюдалась в январе периода 2002-2013 гг., она составила 27200 гп.м, что на 200 гп.м выше климата – это говорит о том, что в январе периода 2002-2013 давление в центре вихря было выше климатического и вихрь был слабее, ссылаясь на предыдущее исследование в этот период наблюдались частые и сильные ВСП, которые отразились на состоянии стратосферного полярного вихря.

3.2 Аномалии геопотенциальной высоты относительно климата

Расчеты аномалий были произведены для уровней 20, 30 и 45 км (рисунки 3.2.1-3.2.12, синий цвет – отрицательная аномалия, красный цвет – положительная аномалия). За временной интервал с ноября 1980 года по апрель 2022 года. Этот промежуток времени был разбит на четыре периода – 3 периода по 11 лет и последний период – 9 лет: ноябрь 1980 г. – апрель 1991

г., ноябрь 1992 г. – апрель 2002 г., ноябрь 2002 г. – апрель 2013 г., ноябрь 2013 г. –апрель 2022 г. Каждый период аномалий был вычислен относительно климатического.

На рисунке 3.2.1 на уровне 20 км за холодный период с ноября по апрель с 1980 г. по 1991 г. в ноябре центр отрицательной аномалии находился над Баренцевым морем и отклонение в центре составило 80 гп.м, а значение положительной аномалии, находящейся с центром над Канадой, составило 30 гп.м, в декабре центр отмечался над Северной Канадой и отрицательное отклонение составило 90 гп.м, а значение в центре положительной аномалии, расположенной над Северным морем было равным 40 гп.м, в январе центр располагался ближе к полюсу и имел наибольшую отрицательную аномалию равную 140 гп.м, а положительная наблюдалась вблизи 60° с.ш. и была равной 40 гп.м, в феврале вихрь становился слабее, но центр оставался над полюсом и значение отрицательной аномалии соответствовало 60 гп.м, при этом в центре положительной аномалии значение отклонения составило 40 гп.м, в марте над всем Северным полушарием наблюдались положительные аномалии со значением 110 гп.м в центре – это говорит об ослаблении стратосферного полярного вихря и его перестройки на летний режим. В апреле отрицательные аномалии наблюдались с центром над Аляской и были равны 30 гп.м, а над Баренцевым морем наблюдался центр положительных аномалий со значением 70 гп.м. Наименьшее значение отрицательной аномалии (140 гп.м) наблюдалось в январе, а наибольшее значение (110 гп.м) положительной аномалии – в марте.

На рисунке 3.2.2 на уровне 20 км за холодный период с ноября по апрель с 1991 г. по 2002 г. в ноябре наблюдалось два центра отрицательной аномалии: над Гренландским заливом, где отрицательная аномалия в центре была равной 60 гп.м, и центр слабее – над Сибирью, в нем значение отрицательной аномалии составило 20 гп.м. Центр положительной аномалии был расположен над территорией США и в нем наблюдалась величина аномалии равная 50

гп.м. В декабре отрицательная аномалия наблюдалась над всей Евразией и центр аномалии находился над Дальним Востоком, имея отклонение 70 гп.м, центр положительной аномалии расположился в этом месяце над Канадой и отклонение составило 110 гп.м.

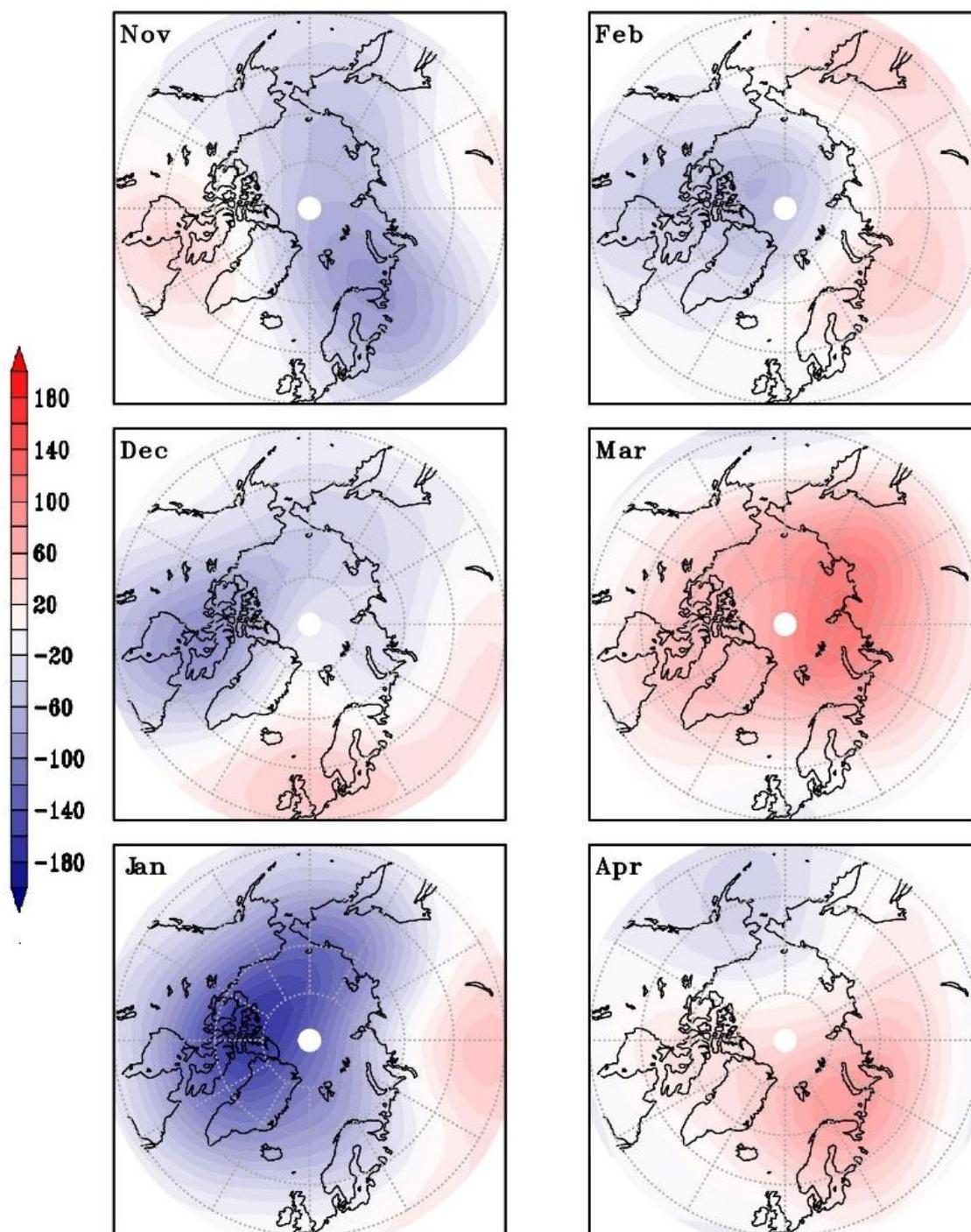


Рисунок 3.2.1 – Аномалии геопотенциальной высоты за период:
ноябрь 1980 – апрель 1991 гг. 20 км

В январе практически всё Северное полушарие охватывали отрицательные аномалии, наблюдалось три центра. Первый был над Гренландией и имел значение аномалий равное 70 гп.м, второй центр – над США, третий распространился над европейской территорией России. В феврале центр находился практически над полюсом и отрицательное отклонение составило 220 гп.м, а положительное – 50 гп.м, в марте центр сместился к Гренландии и отрицательная аномалия в центре была равной 140 гп.м, положительной аномалии в этом месяце не наблюдалось. В апреле над полюсом прослеживалась положительная аномалия и в центре её наблюдалось отклонение 10 гп.м, а над Уралом находился центр отрицательной аномалии со значением 80 гп.м. Наименьшее значение отрицательной аномалии наблюдалось в феврале (220 гп.м), а наибольшее значение положительной аномалии – в декабре (140 гп. м).

На рисунке 3.2.3 на уровне 20 км за холодный период с ноября по апрель с 2002 г. по 2013 г. в ноябре центр отрицательной аномалии со значением 30 гп.м наблюдался над территорией США, а положительной аномалии со значением 60 гп.м – над Гренландией. В декабре центр отрицательной аномалии со значением 50 гп.м находился над Гренландским морем, а положительной с отклонением в центре на 90 гп.м – над Дальним Востоком. В январе наблюдалось значительное увеличение площади с положительной аномалией и значение в центре было 200 гп.м над Гренландией, отклонение в центре отрицательных аномалий равнялось 20 гп.м. В феврале центр положительных аномалий находился над полюсом и имел максимальное значение за этот период – 300 гп.м, а отрицательная аномалия наблюдалась в средних широтах и значение в центре составило 60 гп.м.

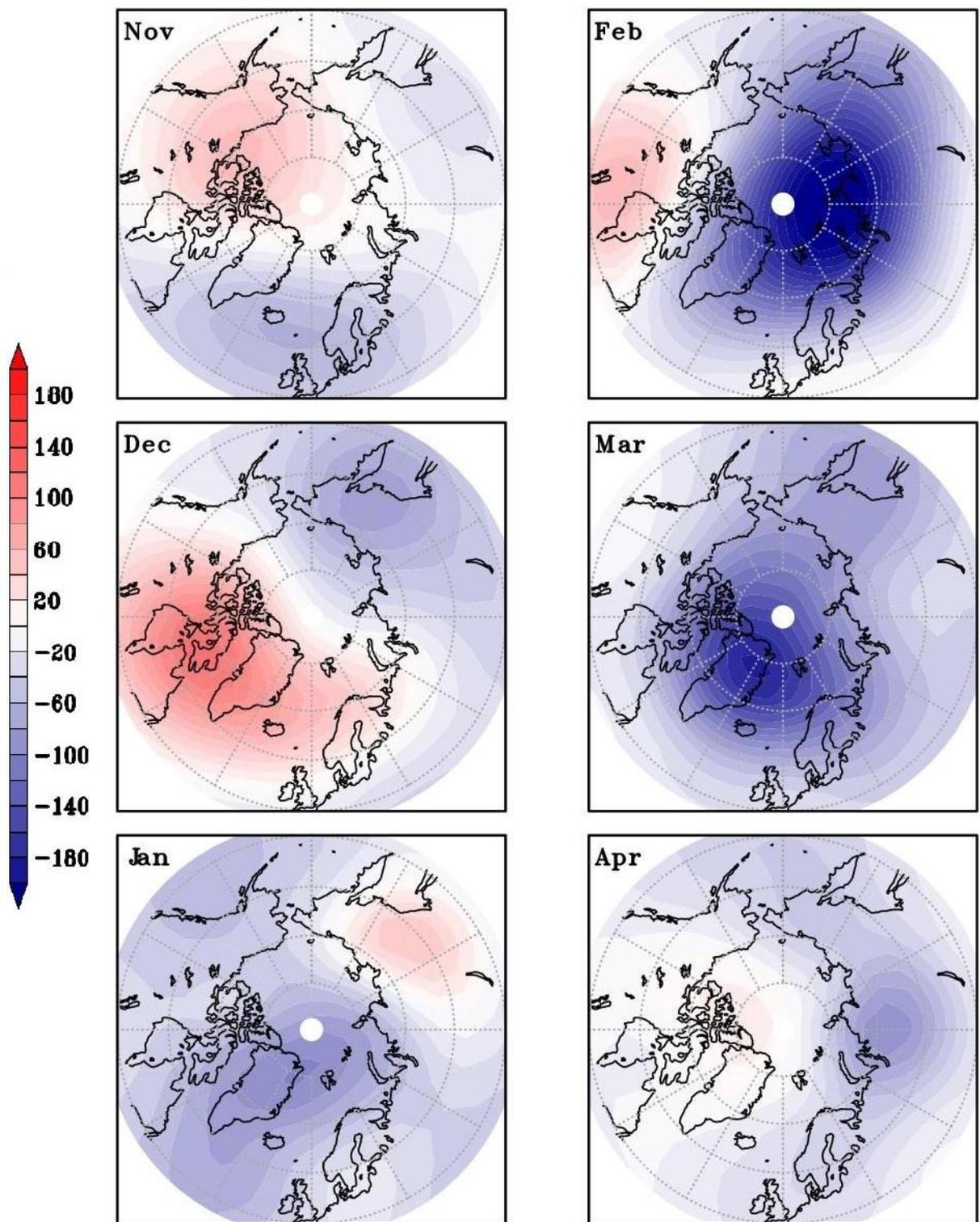


Рисунок 3.2.2 – Аномалии геопотенциальной высоты за период:
ноябрь 1991 – апрель 2002 гг. 20 км

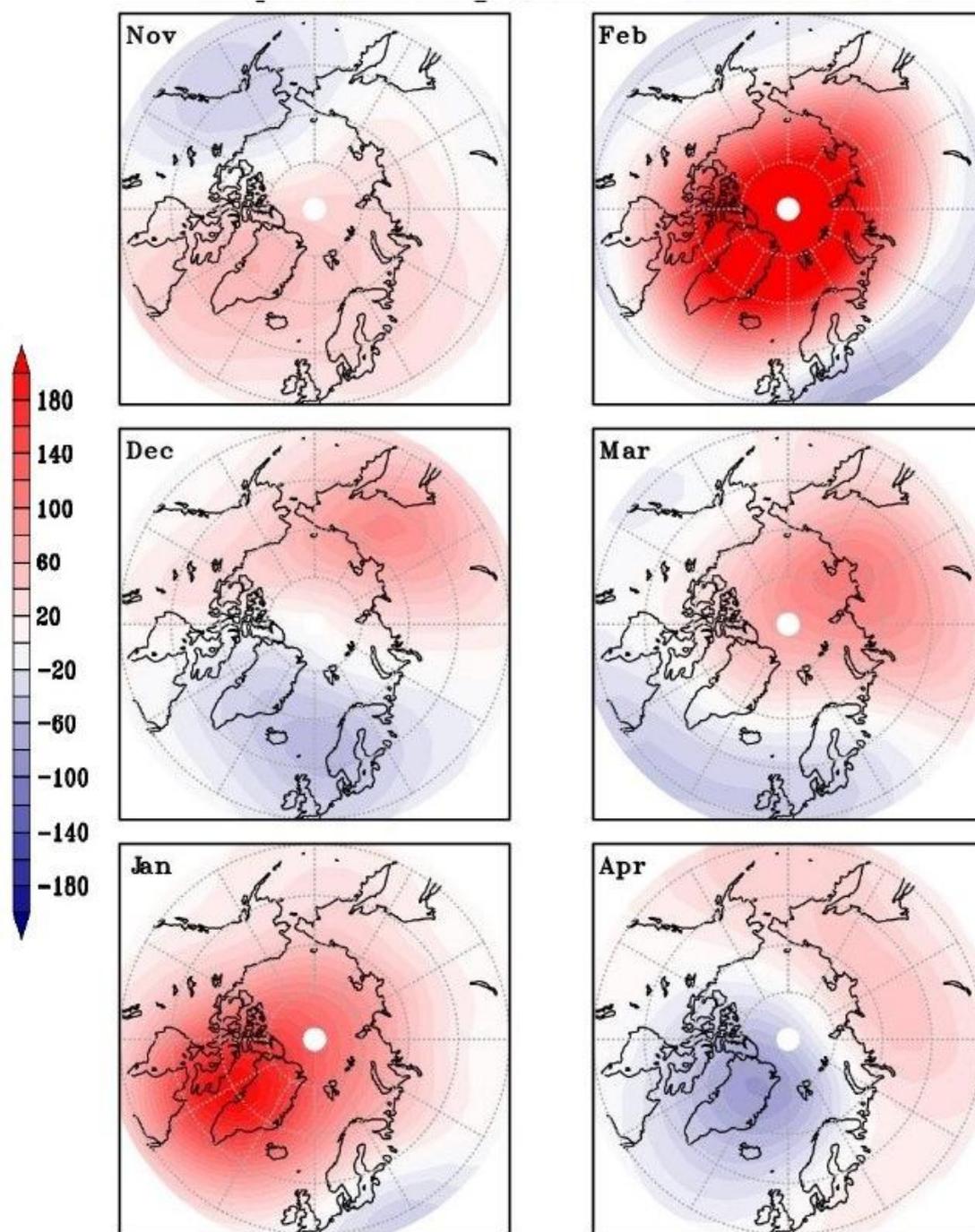


Рисунок 3.2.3 – Аномалии геопотенциальной высоты за период:
ноябрь 2002 – апрель 2013 гг. 20 км

В марте положительная аномалия уже имела меньшие значения по сравнению с февралем – 100 гп.м в центре, но расположение все еще оставалось над полюсом, а отрицательная аномалия стала наблюдаться над Европой и Атлантическим океаном, центр был со значением 40 гп.м. В апреле центр отрицательной аномалии прослеживался над Гренландией и значение в

центре составило 80 гп.м, а положительная аномалия сместилась по сравнению с предыдущими месяцами на территорию России и ее центр был равен 40 гп.м. Наименьшее значение отрицательной аномалии наблюдалось в апреле 80 гп.м, а наибольшее значение положительной аномалии – в феврале 300 гп.м.

На рисунке 3.2.4 на уровне 20 км за холодный период с ноября по апрель с 2013 г. по 2022 г. в ноябре центр отрицательной аномалии находился на севере Канады, в декабре отрицательные аномалии прослеживались над Гренландией и территорией России, в марте над полюсом наблюдались положительная аномалия, а центры отрицательных аномалий наблюдались над Канадой и Западной Сибирью. В феврале центр отрицательной аномалии был над Гренландией, а в марте центр прослеживался над Западной Сибирью. В апреле на востоке Северного полушария наблюдалась отрицательная аномалия, а на западе – положительная. Значения в центре отрицательной аномалии было равным: в ноябре 80 гп.м, в декабре 30 гп.м, в январе 30 гп.м и 40 гп.м (так как прослеживалось два центра), в феврале 150 гп.м, в марте 210 гп.м, в апреле 50 гп.м. Значения в центре положительных аномалий были равны: в ноябре 60 гп.м и 40 гп.м (так как прослеживалось два центра), в декабре 40 гп.м, в январе 90 гп.м, в феврале 90 гп.м, в марте 60 гп.м, в апреле 60 гп.м и 50 гп.м(так как прослеживалось два центра). Наименьшее значение отрицательной аномалии наблюдалось в марте, а наибольшее значение положительной аномалии – в январе.

На рисунке 3.2.5 на уровне 30 км за холодный период с ноября по апрель с 1980 г. по 1991 г. в ноябре отрицательные аномалии наблюдались по востоку Северного полушария, в декабре на территории Канады, США и востоку России. В январе центр отрицательной аномалии находился над полюсом. В феврале центр отрицательной аномалии располагался над севером Канады, в марте на всем Северном полушарии наблюдалась положительная аномалия, в апреле центр отрицательной аномалии отмечался над Беринговым проливом.

Значения в центре отрицательной аномалии были равны: в ноябре 80 гп.м, в декабре 90 гп.м, в январе 180 гп.м, в феврале 60 гп.м, в марте 10 гп.м, в апреле 30 гп.м. Значения в центре положительной аномалии были равны: в ноябре 30 гп.м, в декабре 40 гп.м, в январе 40 гп.м, в феврале 40 гп.м, в марте 110 гп.м, в апреле 70 гп.м. Наименьшее значение отрицательной аномалии наблюдалось в январе, а наибольшее значение положительной аномалии – в марте.

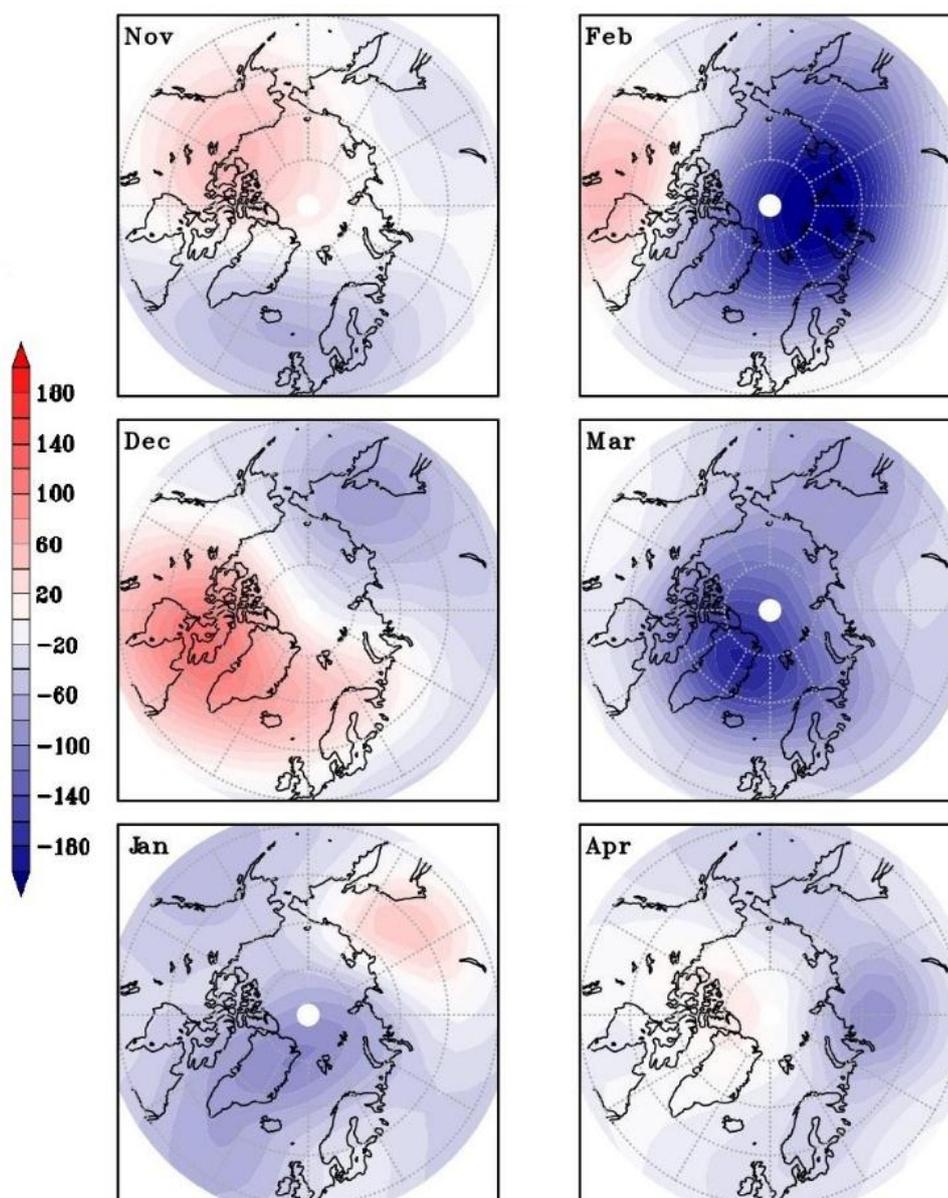


Рисунок 3.2.4 – Аномалии геопотенциальной высоты за период:
ноябрь 2013 – апрель 2022 гг. 20 км

На рисунке 3.2.6 на уровне 30 км за холодный период с ноября по апрель с 1991 г. по 2002 г. в ноябре центр отрицательной аномалии наблюдался над Гренландским морем, а положительной – вблизи полюса. В декабре положительная аномалия занимала обширную территорию над полюсом, Канадой, США и Гренландией, а отрицательная аномалия занимала всю территорию Евразии, в январе центр отрицательной аномалии находился над Гренландией, а положительной – над Дальним Востоком. В феврале наблюдался максимум отрицательной аномалии, а центр находился над полюсом и был наклонен в сторону Евразии. В марте центр отрицательной аномалии оставался над полюсом, в феврале ближе к полюсу, а над Гренландией наблюдалась область положительной аномалии, отрицательная аномалия сместилась на Евразию. Значения в центре отрицательной аномалий были равны: в ноябре 120 гп.м, в декабре 80 гп.м, в январе 160 гп.м, в феврале 300 гп.м, в марте 160 гп.м, в апреле 90 гп.м. Значения в центре положительной аномалии были равны: в ноябре 100 гп.м, в декабре 180 гп.м, в январе 80 гп.м, в феврале 50 гп.м, в марте положительных аномалий не наблюдалось, в апреле 40 гп.м. Наименьшее значение отрицательной аномалии наблюдалось в феврале, а наибольшее значение положительной аномалии – в декабре.

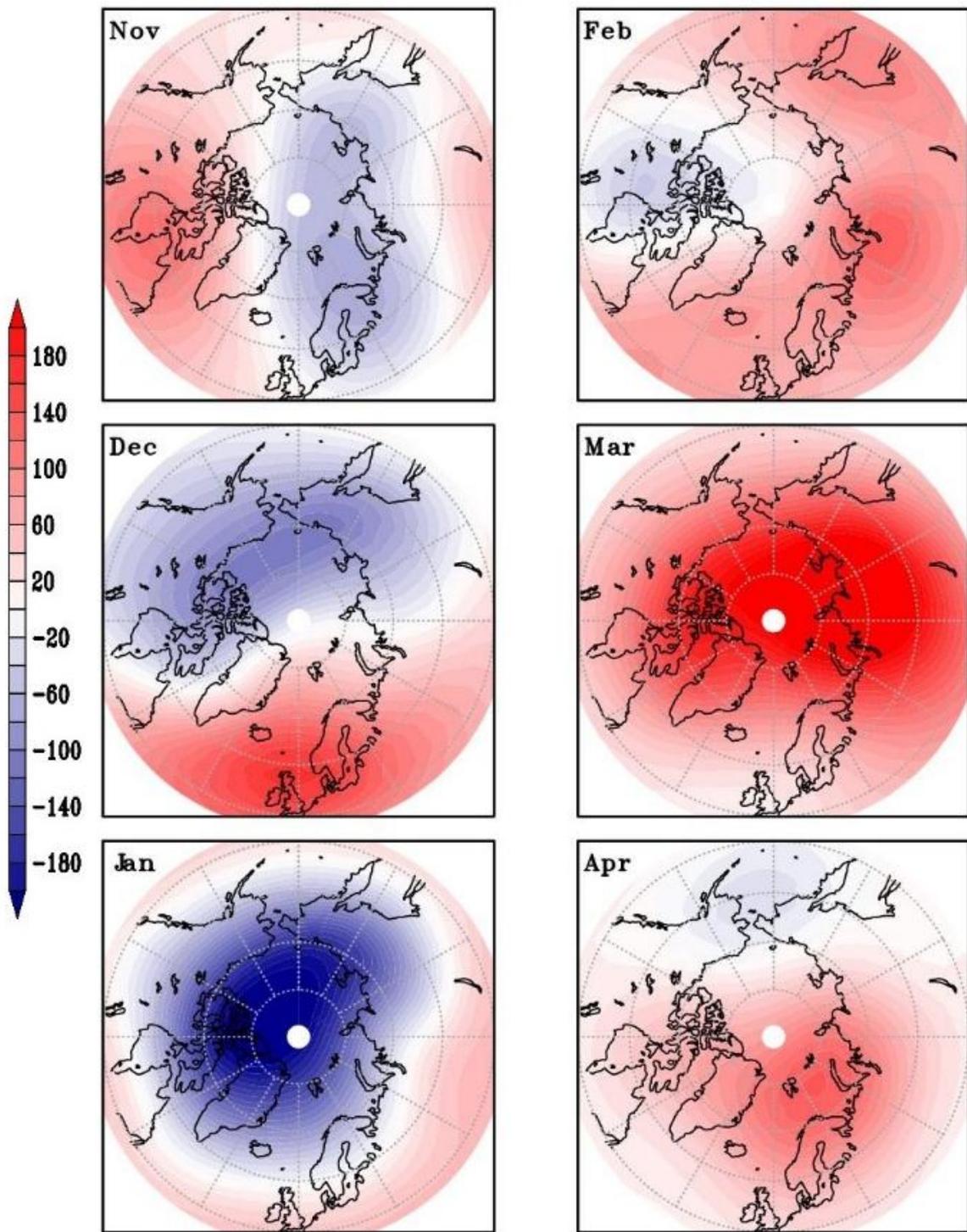


Рисунок 3.2.5 – Аномалии геопотенциальной высоты за период:
ноябрь 1980 – 1991 апрель 2002 гг. 30 км

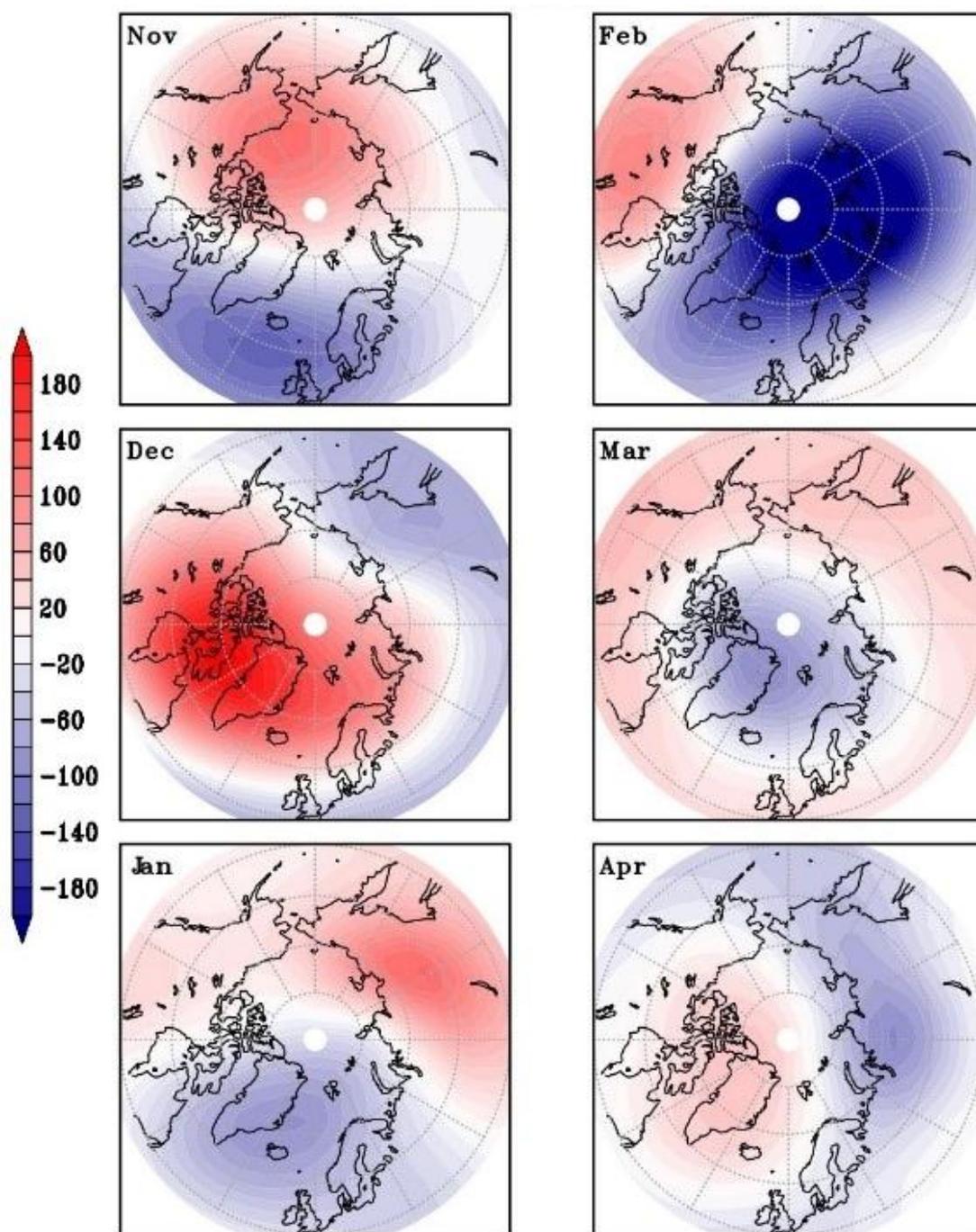


Рисунок 3.2.6 – Аномалии геопотенциальной высоты за период:
ноябрь 1991 – апрель 2002 гг. 30 км

На рисунке 3.2.7 на уровне 30 км за холодный период с ноября по апрель с 2002 г. по 2013 г. в ноябре отрицательная аномалия наблюдалась с центром над Дальним Востоком и США, в декабре ситуация противоположная и центр отрицательной аномалии был над Гренландским морем. В январе и феврале ситуации схожи – центр максимальных значений положительной аномалии наблюдался прямо над полюсом, но в январе форма была более вытянутой, а

положительная аномалия наблюдалась в средних широтах. В марте и апреле центр отрицательной аномалии был над Гренландией, а положительной аномалии наблюдался над Евразией. Значения в центре отрицательной аномалии были равны: в ноябре 120 гп.м, в декабре 150 гп.м, в январе 50 гп.м, в феврале 50 гп.м, в марте 180 гп.м, в апреле 180 гп.м. Значения в центре положительной аномалии были равны: в ноябре 100 гп.м, в декабре 150 гп.м, в январе 350 гп.м, в феврале 300 гп.м, в марте 40 гп.м, в апреле 40 гп.м. Наименьшее значение отрицательной аномалии наблюдалось в апреле, а наибольшее значение положительной аномалии – в январе и феврале.

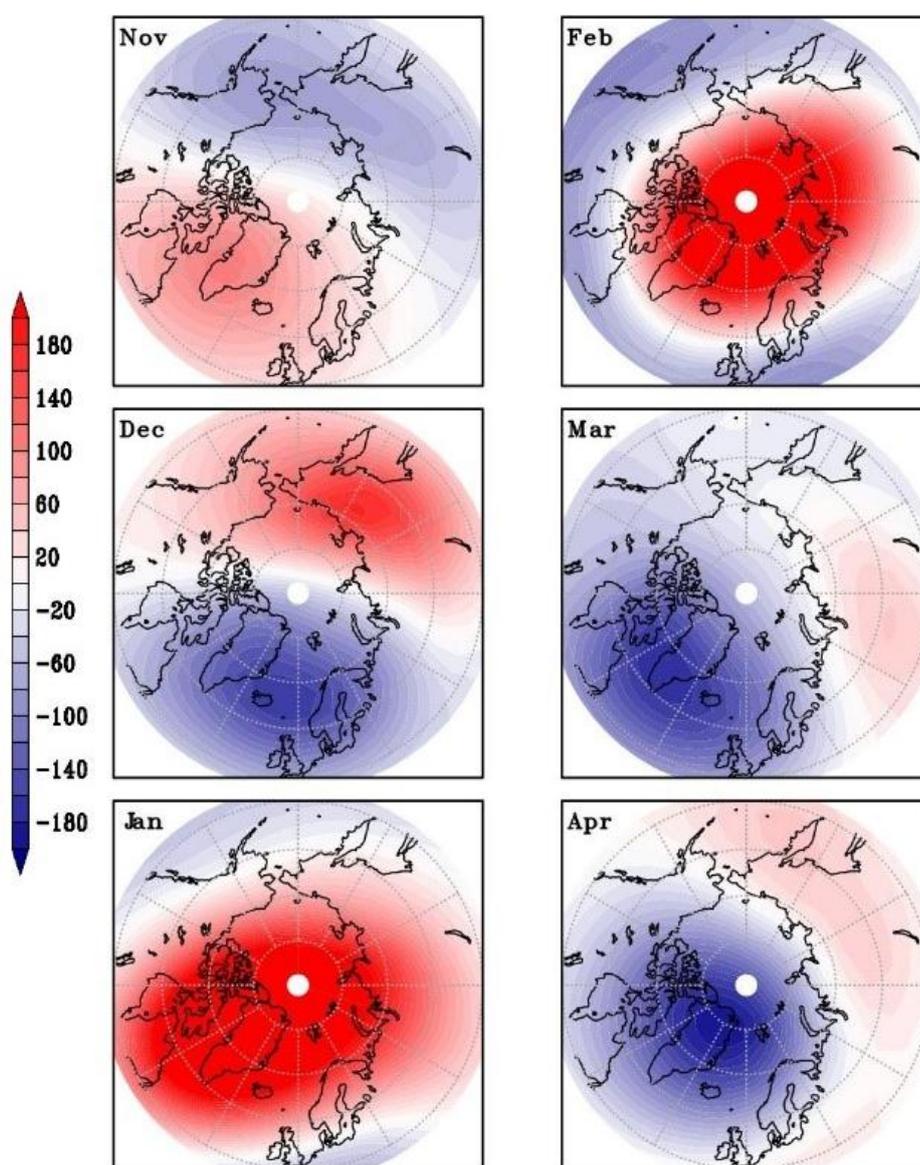


Рисунок 3.2.7 – Аномалии геопотенциальной высоты за период:
ноябрь 2002 – апрель 2013 гг. 30 км

На рисунке 3.2.8 на уровне 30 км за холодный период с ноября по апрель с 1991 г. по 2002 г. в ноябре центр отрицательной аномалии был над севером Канады. В декабре отрицательная аномалия находилась на территории Евразии, Гренландии и Канады. В январе наблюдалось два центра отрицательной аномалии: один над территорией России, второй над Канадой, а положительная аномалия наблюдалась над полюсом. В феврале центр отрицательной аномалии располагался над полюсом, в марте значительная площадь отрицательной аномалии сместилась на территорию России, но все еще прослеживались над полюсом, а центр положительной аномалий наблюдался над Гренландским морем. В апреле вихрь стал распадаться и, следовательно, над полюсом образовалась область положительной аномалии, а отрицательная аномалия прослеживалась над европейской территорией России. Значения в центре отрицательной аномалии были равны: в ноябре 180 гп.м, в декабре 100 гп.м и 90 гп.м (так как прослеживалось два центра), в январе 100 гп.м и 90 гп.м (так как прослеживалось два центра), в феврале 240 гп.м, в марте 300 гп.м, в апреле 30 гп.м. Значения в центре положительной аномалии были равны: в ноябре 90 гп.м и 60 гп.м (так как прослеживалось два центра), в декабре 40 гп.м, в январе 120 гп.м и 90 гп.м, в феврале 60 гп.м, в марте 150 гп.м, в апреле 70 гп.м. Наименьшее значение отрицательной аномалии наблюдалось в феврале, а наибольшее значение положительной аномалии – в марте.

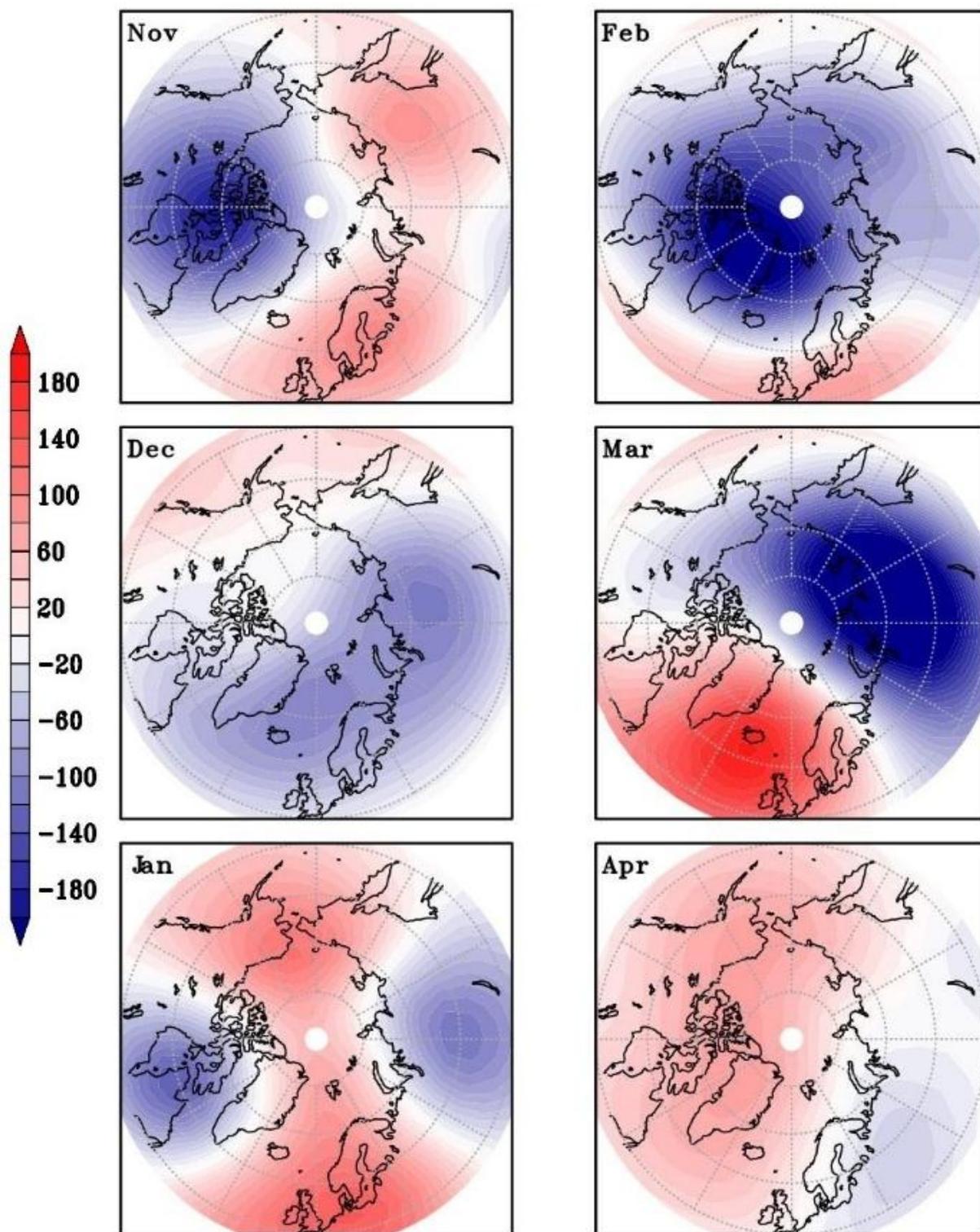


Рисунок 3.2.8 - Аномалии геопотенциальной высоты за период:
ноябрь 2013 – апрель 2022 гг. 30 км

На рисунке 3.2.9 на уровне 45 км за холодный период с ноября по апрель с 1980 г. по 1991 г. в ноябре над Северным полушарием наблюдалась лишь положительная аномалия со значением 280 гп.м в центре, в декабре отрицательная аномалия прослеживалась над Дальним Востоком и значение в центре составляло 100 гп.м, а в центре положительной аномалии значение составило 350 гп.м, в январе отрицательная аномалия наблюдалась над полюсом и значение в центре было равным 100 гп.м, а положительная аномалия равнялась 200 гп.м. Наименьшее значение отрицательной аномалии наблюдалось в феврале, а наибольшее значение положительной аномалии – в декабре.

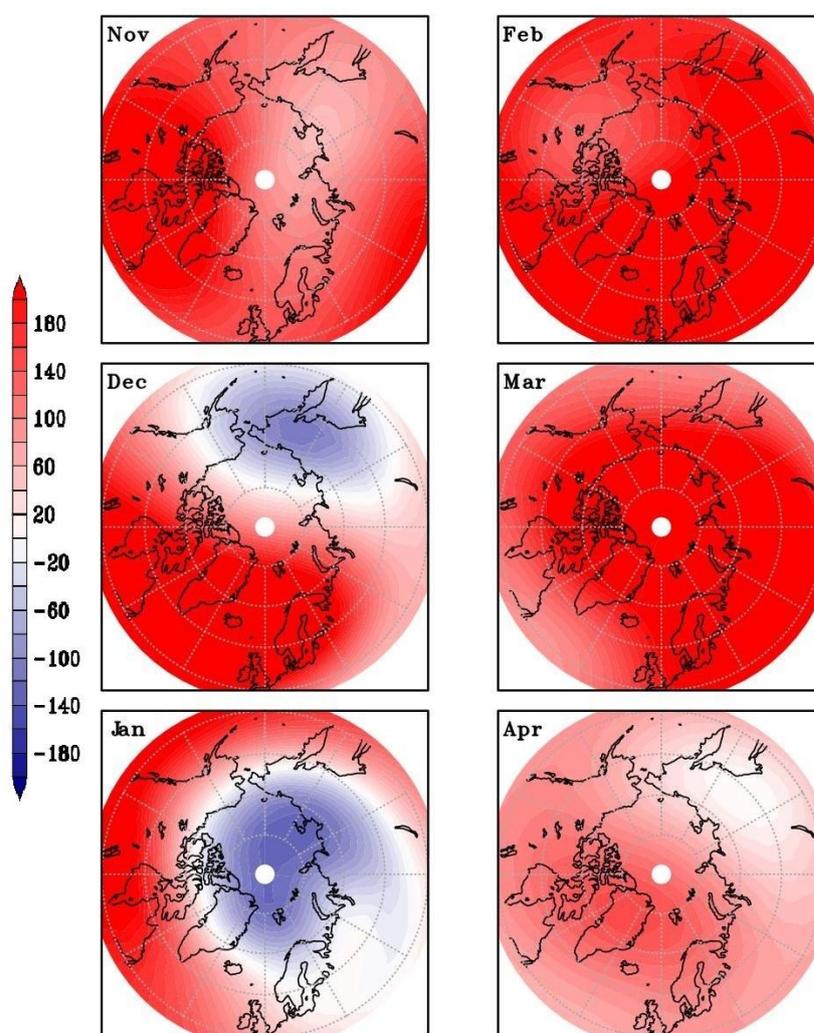


Рисунок 3.2.9 – Аномалии геопотенциальной высоты за период:
ноябрь 1980 – апрель 1991 гг. 45 км

На рисунке 3.2.10 на уровне 45 км за холодный период с ноября по апрель с 1991 г. по 2002 г. максимум отрицательной аномалии наблюдался в январе над Гренландией. В остальные месяцы над полюсом преимущественно наблюдалась положительная аномалия. Значения в центре отрицательной аномалии были равны: в ноябре 50 гп.м, в декабре не наблюдалось, в январе 250 гп.м, в феврале 100 гп.м, в марте 20 гп.м, в апреле 20 гп.м. Значения в центре положительной аномалии были равны: в ноябре 200 гп.м, в декабре 300 гп.м, в январе 50 гп.м, в феврале 300 гп.м, в марте 70 гп.м и 70 гп.м (так как прослеживалось два центра), в апреле 100 гп.м. Наименьшее значение отрицательной аномалии наблюдалось в январе, а наибольшее значение положительной аномалии – в декабре.

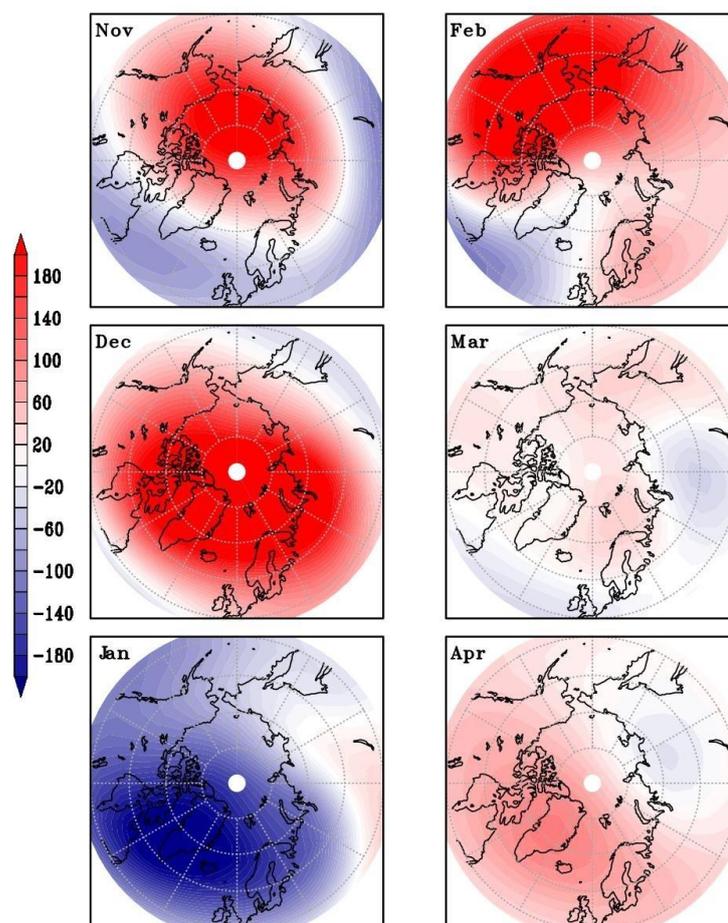


Рисунок 3.2.10 – Аномалии геопотенциальной высоты за период:
ноябрь 1991 – апрель 2002 гг. 45 км

На рисунке 3.2.11 на уровне 45 км за холодный период с ноября по апрель с 1991 г. по 2002 г. отрицательная аномалия наблюдалась преимущественно по всему Северному полушарию во все месяцы, за исключением декабря, когда положительная аномалия была над Дальним Востоком и в январе, когда положительная аномалия наблюдалась над полюсом и наблюдалась над Канадой и территорией России. Значения в центре отрицательной аномалии были равны: в ноябре 210 гп.м, в декабре 250 гп.м, в январе 150 гп.м, в феврале 330 гп.м, в марте 500 гп.м, в апреле 240 гп.м. Значения в центре положительной аномалии были равны: в ноябре 50 гп.м, в декабре 150 гп.м, в январе 450 гп.м, в феврале не наблюдалось, в марте не наблюдалось, в апреле 30 гп.м. Наименьшее значение отрицательной аномалии наблюдалось в марте, а наибольшее значение положительной аномалии – в январе.

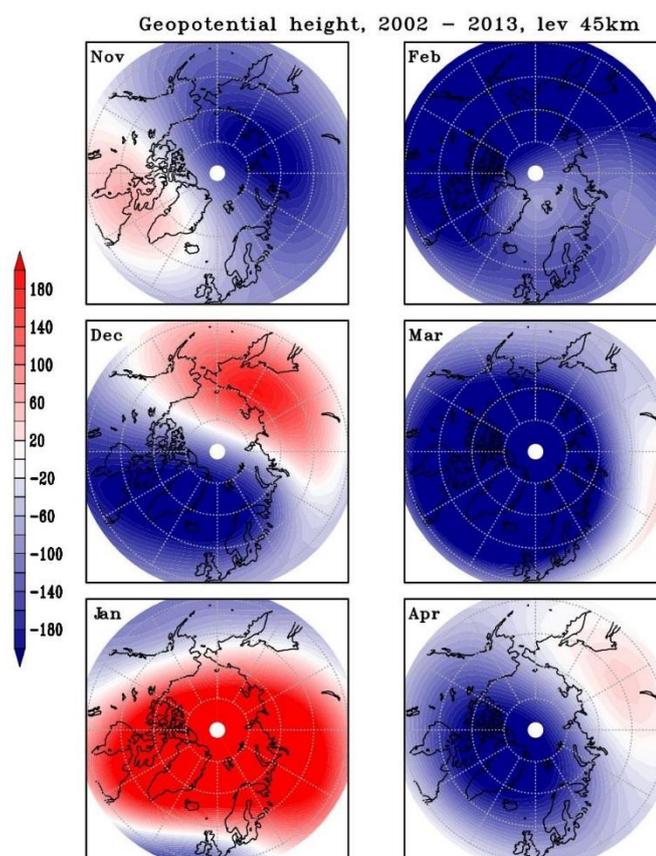


Рисунок 3.2.11 - Аномалии геопотенциальной высоты за период:
ноябрь 2002 – апрель 2013 гг. 45 км

На рисунке 3.2.12 на уровне 45 км за холодный период с ноября по апрель с 1991 г. по 2002 г. В ноябре центр отрицательной аномалии наблюдался над США и Канадой. В декабре и феврале центр находился над полюсом. В январе марте и апреле прослеживалась положительная аномалия. В январе и марте положительная аномалия наблюдалась над Гренландским морем и Гренландией, в апреле над полюсом. Значения в центре отрицательной аномалии были равны: в ноябре 350 гп.м, в декабре 350 гп.м, в январе два центра с отклонением на 200 гп.м, в феврале 350 гп.м, в марте 300 гп.м, в апреле 80 гп.м. Значения в центре положительной аномалии были равны: в ноябре 50 гп.м, в декабре не наблюдалось, в январе два центра с отклонением на 50 гп.м и 150 гп.м, в феврале не наблюдалось, в марте 250 гп.м, в апреле 90 гп.м. Наименьшее значение отрицательной аномалии наблюдалось в декабре и феврале, а наибольшее значение положительной аномалии – в марте.

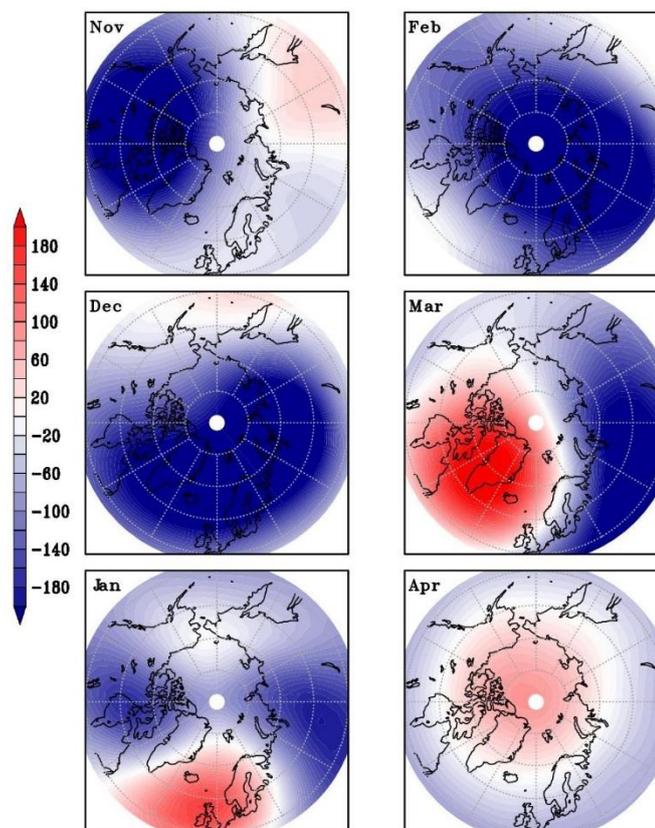


Рисунок 3.2.12 – Аномалии геопотенциальной высоты за период:
ноябрь 2013 – апрель 2022 гг. 45 км

Сравнивая ноябрь первого периода на уровне 20 км (рисунок 3.2.1) с ноябрем во втором периоде на уровне 20 км (рисунок 3.2.2) отмечается схожесть положения аномалий. Расстояние между центрами аномалий выглядит одинаковым и разница в значениях тоже невелика. В ноябре первого периода центр отрицательной аномалии равен 80 гп.м, а в ноябре второго периода 60 гп.м, а значения в центре положительных аномалий 30 гп.м и 20 гп.м соответственно. Но отличие в том, что отрицательная аномалия в периоде 1991 – 2002 гг. смещена к Атлантике, а положительная аномалия в этом же периоде смещена к Канаде. Декабрь первого периода отличается от декабря второго периода, положения аномалий за этот месяц противоположны друг другу в сравниваемых периодах. Положительные аномалии говорят о том, что потеплений было больше за 11 лет в декабре первого периода. Январь в обоих периодах схож, отличие только в значениях аномалий (в январе первого периода вихрь был сильнее, так как значения отрицательных аномалий меньше). Февраль, март и, следовательно, апрель отличаются в рассматриваемых периодах.

Сравнивая второй период с третьим (рисунки 3.2.2, 3.2.3), можно отметить, что ноябрь третьего 11-летия становится еще больше аномально теплым – это говорит о том, что становление вихря либо проходит с потеплениями в ноябре, либо становление вихря становится более сложным. В декабре снова отмечается смещение центров против часовой стрелки. Январь, февраль и март третьего периода были аномально слабыми, что может быть обусловлено частыми ВСП. Апрель за второй период отличается наличием отрицательных аномалий, возможно, это связано с тем, что в январе и феврале второго периода было большое количество потеплений и было позднее разрушение вихря, т.е. вихрь еще существовал.

Анализируя третий и четвертый периоды (рисунки 3.2.3, 3.2.4) отмечено, что ноябрь по-прежнему сложный, есть центр низких аномалий, но и область высоких аномалий существенна – это может быть связано со

следующими причинами – климатическая изменчивость, недостаточно данных в 80-х годах, а также ссылаясь на источник [26] было несколько извержений вулканов, которые привели к аномальному состоянию стратосферного полярного вихря, так как потепление в стратосфере после их извержения наблюдалось более 1 года. Декабрь четвертого периода близкий к норме, так как аномалии незначительные. Январь периода 2013 – 2022 гг. отмечается также потеплениями, но не такими большими, как в предыдущие 11 лет. Февраль и март 2013 – 2022 гг. похожи на эти же месяцы в периоде 1991 – 2002 гг. И в апреле отмечается разрушение стратосферного полярного вихря.

Сравнение положений аномалий геопотенциальной высоты на уровнях:
20 км, 30 км, 45 км

Сравнивая на разных высотах аномалии геопотенциальной высоты относительно климатических значений для десятилетия 1980 – 1991 гг. на рисунках 3.2.1, 5, 9 видно, что в ноябре положение отрицательных аномалий на каждой высоте идентично друг другу, аномалии имеют вытянутую форму и смещены к территории России, при этом на высоте 20 км центр находится над Баренцевым морем, на 30 км аномалии вытянуты вдоль севера России и на 45 км центр смещен на Дальний Восток. В ноябре на высоте 30 км центр отрицательных аномалий сильнее, в центре давление более низкое относительно климата, чем на высоте 20 км. Но положительные аномалии прослеживаются с высотой лучше, чем отрицательные. В апреле с высотой отрицательных аномалий становится больше, меняется их положение, аномалии распространяются с высотой от территорий Канады до США и России, минимумы аномалий с высотой увеличиваются. В январе положение отрицательных аномалий на каждой высоте подобно, но занимаемая площадь и минимум с высотой увеличиваются, в феврале аномалии прослеживались только на высоте 20 км над полюсом и на высоте 30 км были смещены к Канаде, а на 45 км практически не прослеживались. В марте отрицательные

аномалии прослеживались только на высоте 45 км в средних широтах. В апреле незначительные отрицательные аномалии прослеживались над Беринговым проливом на высотах 20 км и 30 км, а над полюсом наблюдались положительные аномалии, но на высоте 45 км область отрицательных аномалий была больше и наблюдалась практически по всему полушарию за исключением Гренландии. Это объясняется перестройкой стратосферы на летний режим и тем, что разрушение полярного вихря начинается снизу и поэтому на высоте 45 км аномалии наблюдаются еще отрицательные аномалии, несмотря на то, что на нижних уровнях аномалии уже положительные. За этот период лучше всего прослеживаются с высотой положительные аномалии за исключением апреля.

В следующие 11 лет 1991-2002 гг. в ноябре с высотой над полюсом положительные аномалии более выражены и занимают большую площадь, в декабре отрицательные аномалии наблюдались только на высоте 20 км, выше всё полушарие охватывали положительные аномалии, в январе положение отрицательных и положительных аномалий на высотах совпадало, в феврале положение вихря на высоте 20 км и 30 км совпадало, а на 45 км над полушарием преимущественно наблюдались положительные аномалии, в марте на высоте 20 км отрицательные аномалии наблюдались по всему полушарию, на 30 км над отрицательные аномалии наблюдаются только над полюсом, на 45 км над полушарием наблюдаются преимущественно положительные аномалии, в апреле на высоте 20 км зафиксированы отрицательные аномалии, что отлично от высот 30 км и 45 км, где в основном прослеживаются положительные аномалии. Лучше всего с высотой сохраняются и увеличиваются по площади положительные аномалии, кроме аномалий в январе на уровне 45 км.

В третьем периоде 2002-2013 гг. в ноябре с высотой над полюсом отрицательные аномалии более выражены и занимают большую площадь, в декабре в западной части полушария по высотам прослеживались

отрицательные аномалии, а в восточной части – положительные аномалии, в январе положительные аномалии занимали на каждой высоте обширную площадь, что свидетельствует о том, что в этом месяце и за этот период часто могли наблюдаться ВСП, в феврале над полюсом всё так же сохраняются положительные аномалии, но на высоте 45 км над полушарием наблюдались отрицательные аномалии, в марте на высоте 20 км наблюдаются над полюсом положительные аномалии, а выше – отрицательные, это говорит о том, что снизу давление начинает расти и вихрь начинает ослабевать, а на уровнях 30 км и 45 км давление остается низким и вихрь еще остается сильным. В апреле над полюсом наблюдались отрицательные аномалии, что может говорить о поздней перестройке атмосферы. За этот период лучше прослеживались отрицательные аномалии, кроме января – в этот месяц значения положительных аномалий с высотой увеличивались.

В четвертом периоде 2013-2022 в ноябре отрицательные аномалии прослеживались по всем высотам на одной и той же площади имея наклон в сторону Канады, на 45 км занимаемая территория увеличилась, что является естественным, так как с высотой полярный вихрь расширяется. В декабре ситуация аналогичная ноябрьской: отрицательные аномалии прослеживаются на всех высотах, распространяются по тем же территориям и на 45 км охватывают практически всё полушарие, на высотах 20 км и 30 км вихрь имеет вытянутую форму и смещен на территории Европы и Азии. В январе отмечаются два центра вихря, смещенных с полюса и это прослеживается по всем высотам, на высоте 45 км отрицательные аномалии тоже имеют два центра, но над полюсом они на этой высоте наблюдаются – это говорит о том, что распад стратосферного полярного вихря на высоте происходит позже и стоит предположить - это может связано с влиянием тропосферы на состояние полярного вихря, есть вероятность, что в этом месяце и в этом периоде относительно климата - наиболее часто случались ВСП. В феврале отрицательные аномалии смещены в сторону Гренландии, что может

указывать на ослабление полярного вихря и с высотой положение центра отрицательных аномалий существенно не меняется, а площадь распространения увеличивается. В марте центр отклонен на территорию России и прослеживается в том же месте на всех высотах, а положительные аномалии с высотой увеличиваются и смещаются ближе к полюсу, что говорит о начале перестройки на летний режим. За этот период лучше прослеживались отрицательные аномалии и центр отрицательных аномалий увеличивается.

Анализируя результаты был сделан вывод о том, что аномалии с высотой в разные месяцы и разные периоды проявляют себя по-разному.

Отрицательные аномалии характеризуют область низкого давления. Низкое давление является показателем того, что давление в среднем за исследуемое десятилетие было ниже, следовательно, стратосферный полярный вихрь имел большую силу. Положительная аномалия описывает то, что давление за десятилетие выше, чем климатическое. Высокое давление свидетельствует о слабом состоянии стратосферного полярного вихря.

В первый период с ноября 1980 по апрель 1991 г. стратосферный полярный был наиболее сильным в январе и прослеживался по всем исследуемым уровням. Аномальные состояния вихря отмечались в ноябре, декабре и феврале - в эти месяцы вихрь был смещен с полюса и имел не стандартную для себя форму. В декабре смещение вихря прослеживалось до уровня 45 км. В ноябре и феврале на уровне 45 км отмечались только положительные аномалии – это говорит о том, что давление на уровне 45 км было высоким, а вихрь слабым. Наименьшую силу вихрь имел в марте, так как на всех уровнях давление было высоким и вихрь был ослаблен. Сравнивая полученные результаты с прошлым исследованием [27], аномальные состояния в феврале и марте могут быть связаны с частыми ВСП, происходящими в эти месяцы, а также аномалии в марте могут быть связаны с рано начавшейся перестройкой на летний режим. Стоит еще учесть тот факт,

что этот период является началом изучения стратосферы и данные могут быть недостаточно качественными.

В следующем периоде с ноября 1991 по апрель 2002 г. следует выделить следующие месяцы: ноябрь, декабрь, и февраль на высоте 45 км. Более существенная аномалия наблюдалась в декабре, так как по всем высотам над полюсом наблюдалась положительная аномалия и, следовательно, именно в этом месяце относительно климата, наиболее часто происходили процессы, влияющие на состояние полярного вихря. Ссылаясь на предыдущее исследование, такое поведение стратосферного полярного вихря можно объяснить сильными ВСП, происходящими в декабре. А на потепление на уровне 45 км в феврале могла оказать влияние мезосфера.

В третьем периоде с ноября 2002 по апрель 2013 г. в ноябре и декабре прослеживалось смещение вихря с полюса, а в январе и феврале над полюсом наблюдалось высокое давление, которое характеризует ослабление вихря, в январе потепление прослеживалось по всем высотам. Такое состояние полярного вихря объясняется частыми и сильными ВСП, которые были рассмотрены в предыдущей работе [27], период ВСП как раз-таки прослеживался с середины декабря до конца марта и пик пришелся на январь. В феврале потепление на высоте 45 км не прослеживалось, так как потепление могло индуцироваться снизу, следовательно, аномалии могут не прослеживаться на верхних уровнях.

В четвертом периоде с ноября 2002 по апрель 2013 г. в ноябре, декабре, феврале и марте наблюдалось смещение отрицательных аномалий, следовательно, в эти месяцы вихрь мог бы быть ослаблен. Но значительное повышение было в январе, отрицательные аномалии имели два центра и прослеживалось это до 30 км, а на уровне 45 км вихрь имел низкое давление, так как наблюдались отрицательные аномалии. Ссылаясь на итоги предыдущего исследования [27] в январе наблюдались резкие скачки температуры за продолжительный период, что и могло привести к потеплению.

Случаи, когда положительные аномалии наблюдались в марте – апреле могут говорить о том, что в стратосфере происходит перестройка на «летний режим». Аномальная зона будет шире на высоте 45 км связана с тем, что с высотой вихрь расширяется и занимает большее пространство. Отличие аномалий на разных уровнях могут свидетельствовать о том, что потепление может быть индуцировано, т.е. запущено из мезосферы и тогда реакция на 45 км и 30 км может быть одинаковой, а если потепление индуцируется снизу, то тогда аномалии на высоте 45 км будут отличны от аномалий на высоте 20 км и 30 км.

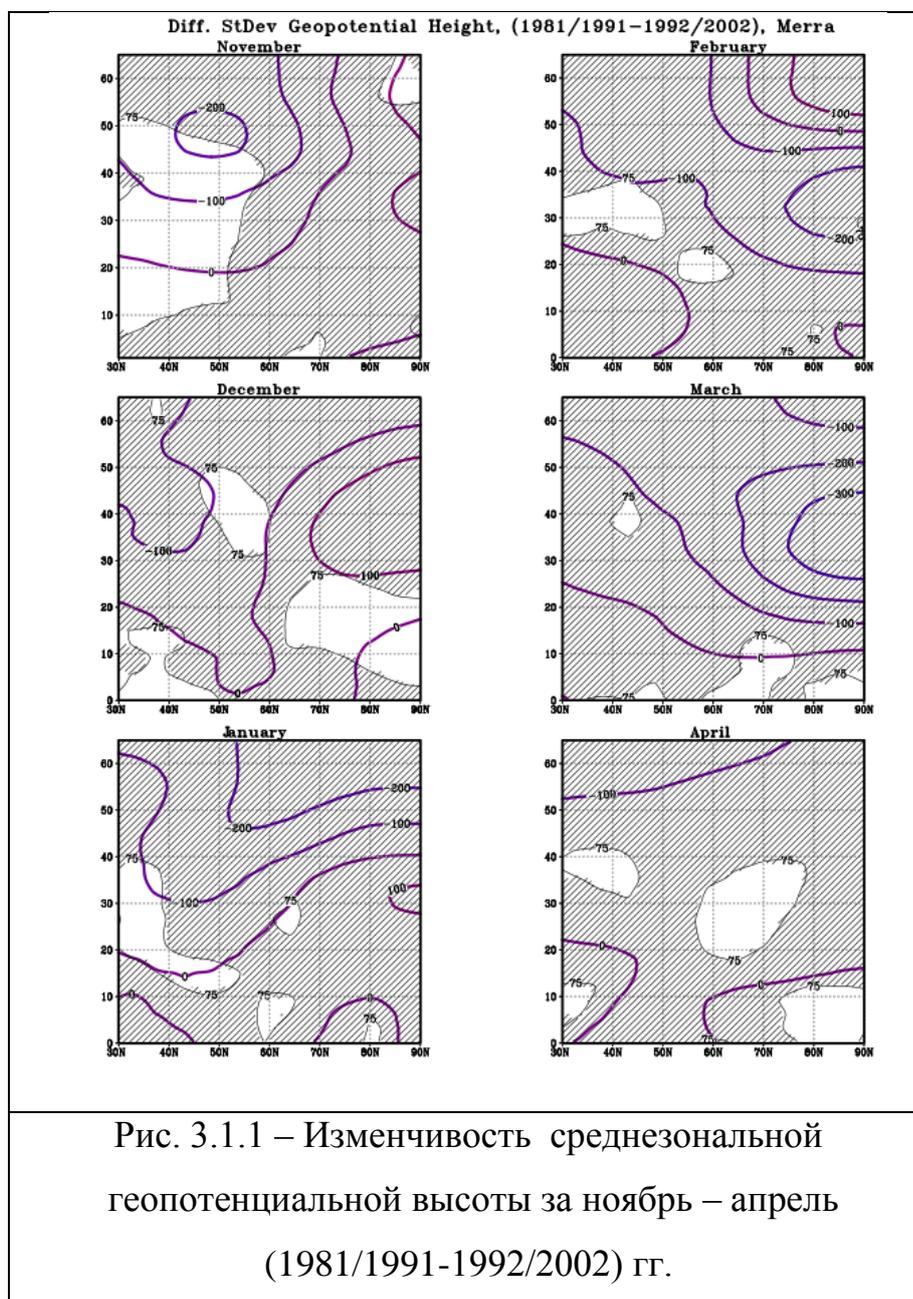
3.3 Оценка значимости изменчивости среднезональной геопотенциальной высоты

Для временного периода данных модели реанализа MERRA2 была рассчитана среднезональная геопотенциальная высота для оценки межгодовой изменчивости в пределах, рассматриваемых трех 11-летних интервалов и одного 9-летнего интервала. Далее была вычислена разница между 1991-2002 и 1980-1991 гг., 2002-2013 гг. и 1991-2002 гг., 2022-2013 гг. и 2002-2013 гг. А также была рассчитана статистическая значимость этих изменений. Для расчета статистической значимости использовался t-тест.

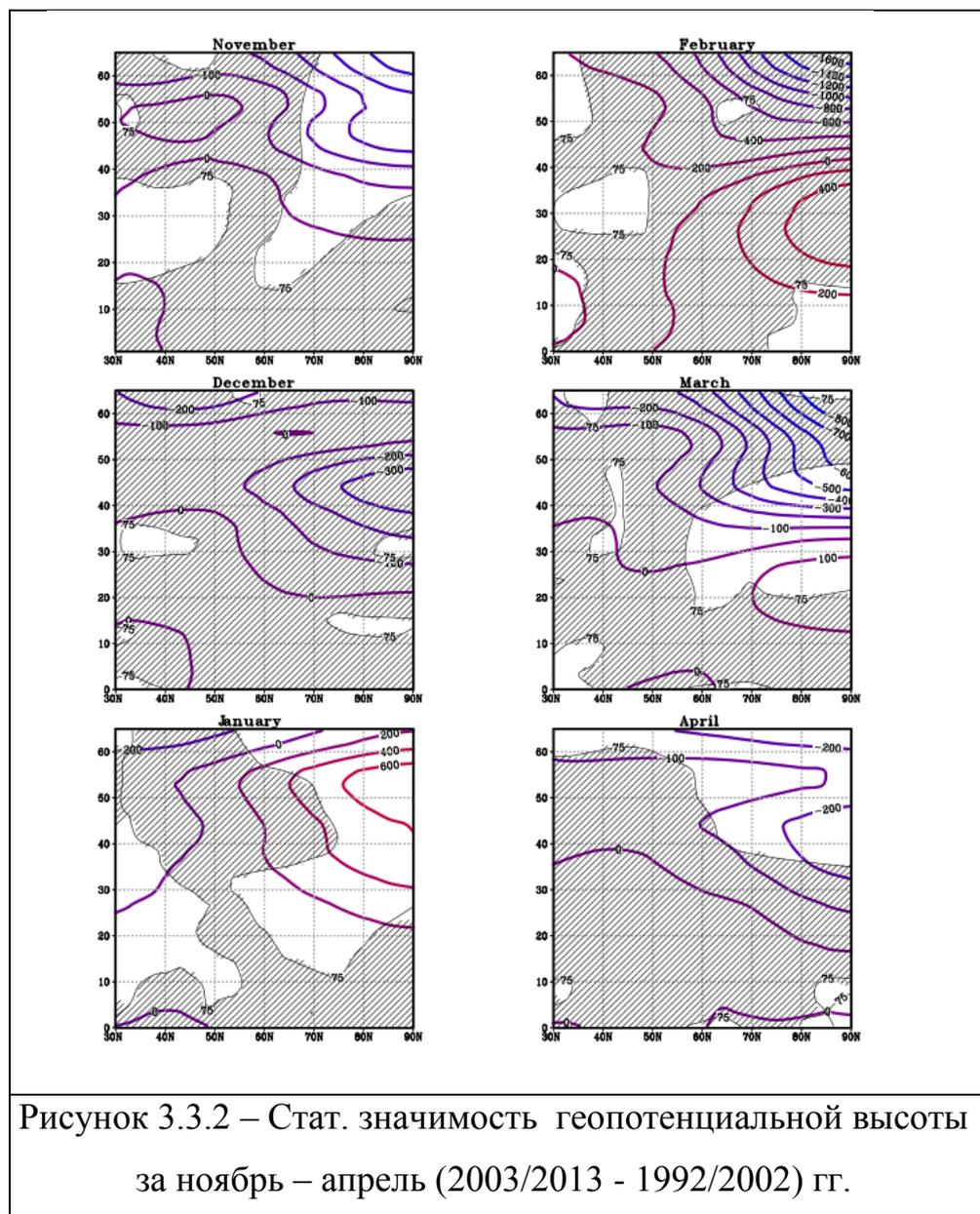
На рисунках 3.3.1 – 3.3.3 представлены результаты.

По данным на рисунке 3.1.1 в ноябре в стратосфере стат.значимости более 75% не наблюдается, при этом изменчивость от одного периода к другому составляет около 100 гп.м. В декабре, на широтах 60° - 90° с.ш. и уровнях 20 – 60 км наблюдалась положительная изменчивость, стат.значимость при этом в нижней стратосфере была выше 75%, в то время как изменчивость была менее 100 гп.м, а в верхней стратосфере и мезосфере изменчивость была около 100 гп.м и выше, но области эти были незначимы. В январе в стратосфере наблюдалась положительная изменчивость, но стат.значимость была менее 75%, в феврале отмечается отрицательная изменчивость по абсолютным значениям более 200 гп.м, объясняется это тем, что давление в период 1992 –

2002 гг. было ниже, чем в период 1981 – 1991 гг., стат.значимость в стртосфере в этот месяц была менее 75%, В марте в стртосфере и мезосфере наблюдалась отрицательная изменчивость и стат.значимость составила менее 75%, а в нижней стратосфере и тропосфере наблюдалась положительная изменчивость и стат.значимость в этих областях более 75%. В апреле стат.значимость более 75% наблюдалась широтами иежду 60° с.ш и 70° с.ш в слое, при этомм изменчивость была менее 100 гп.м, а между широтами 75°с.ш.



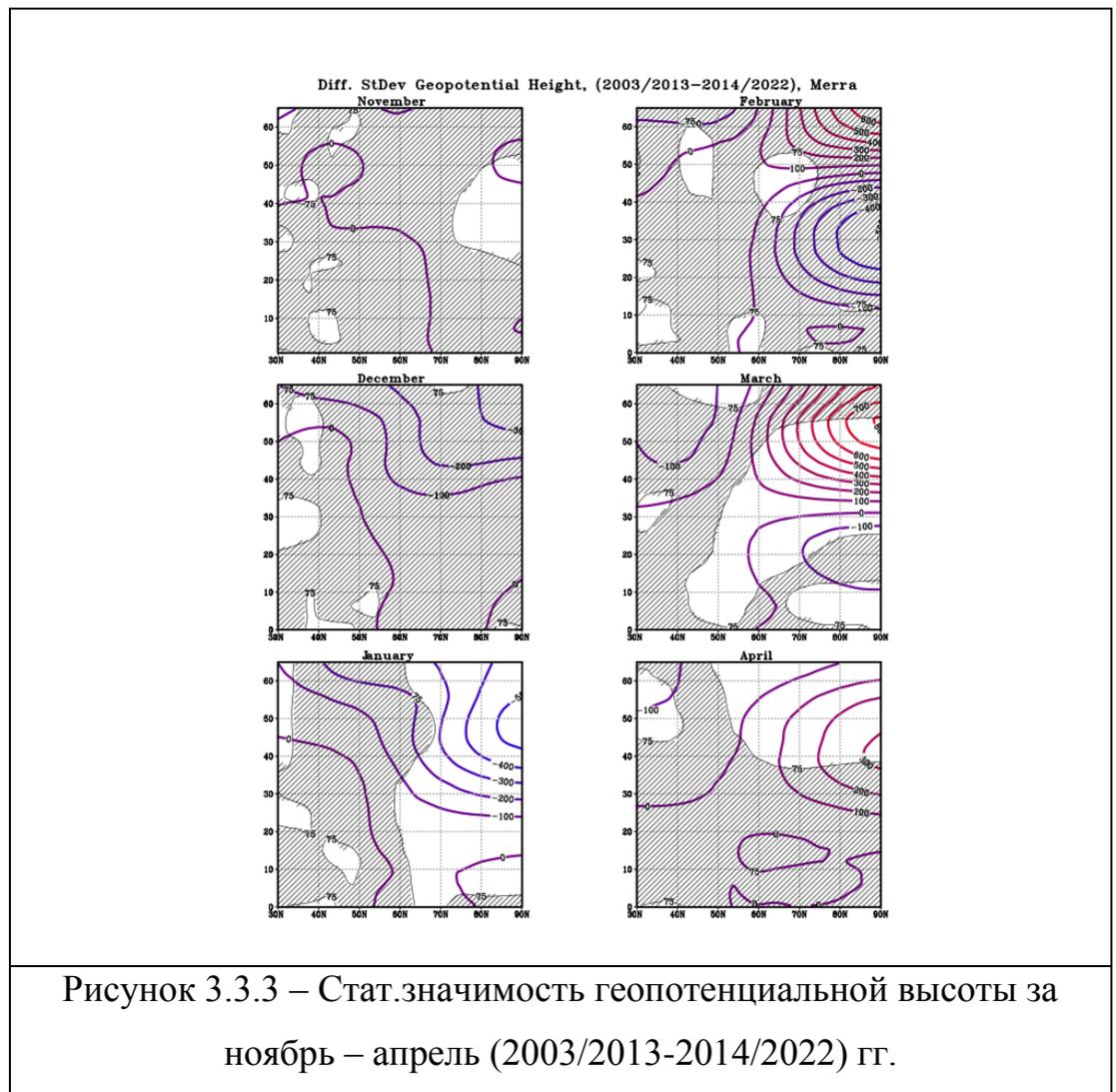
На рисунке 3.1.2 в ноябре наблюдается обширная зона стат. значимости выше 75% в верхних широтах, в верхней стратосфере и нижних слоях мезосферы, изменчивость при этом менее 100 гп.м. В декабре стат.значимость зафиксирована менее 75%, изменчивость отрицательная от 100 до 300 гп.м в верхней стратосфере и в мезосфере. В январе по абсолютному значению изменчивость в мезосфере намного выше, чем в стратосфере, при этом первые два периода между собой незначимы. Если оценивать только стратосферу, изменчивость равна приблизительно 100 гп.м. В феврале стат. значимость выше 75% в пределах 75° с.ш и 85° с.ш. до 5 км, геопотенциал при этом возрастал до 200 гп.м, а выше на уровне 30 км – до 500 гп.м, но стат.значимость на этом уровне отсутствовала, выше 40 км наблюдалось уменьшение геопотенциала до 1600 гп.м, но стат.значимость была менее 75%. В марте стат. значимость выше 75% прослеживалась в слое 25 км – 45 км между 70° с.ш и 90° с.ш, геопотенциал выше 30 км уменьшался до 600 гп.м. На уровне 50 км и выше, геопотенциал уменьшился до 900 гп.м, но стат. значимость была менее 75%. В апреле геопотенциал уменьшался от 20 км и выше, его значение составило ниже 200 гп.м, а стат.значимость между 70° с.ш и 90° с.ш. была выше 75%.



На рисунке 3.3.3 в ноябре геопотенциал отрицательный и с высотой уменьшается, а стат.значимость в пределах 80° с.ш и 90° с.ш. в слое 30 км – 50 км становится выше 75%. В декабре геопотенциал отрицательный, стат. значимость менее 75%. В январе геопотенциал отрицательный и с высотой уменьшается до значений ниже 450 гп.м, стат.значимость в интервале 65° с.ш и 75° с.ш. составляет 95 % в слое 5 км – 25 км и выше до 65 км стат.значимость около 75% в пределах 65° с.ш и 90° с.ш. В феврале от 10 км до 45 км геопотенциал отрицателен и доходит до значений ниже 400 гп.м, выше 50 км геопотенциал положительный и увеличивается до 600 гп., но при этом стат.

значимость менее 75%. В марте геопотенциал положительный, с высотой увеличивается и достигает 800 гп.м, стат. значимость при этом более 75 %. В апреле геопотенциал положительный и с высотой увеличивается, стат. значимость равна 95% в пределах 65° с.ш и 90° с.ш. и слое 50 км – 65 км.

Оценивая среднезональные значения отмечается смещение акцентов, если смотреть по абсолютным значениям, то изменчивость в январе в мезосфере в два раза выше, чем в стратосфере, но они оба не значимы относительно одного 11-летия от другого. Если оценивать следующие периоды, то изменчивость наблюдается еще больше около 700 гп.м в районе тропопаузы и нижней мезосферы (рисунок 3.3.2) и значимость тоже прослеживалась между мезосферой и стратосферой – 480 гп.м (рисунок 3.3.3), при этом область достаточно значима. В тропосфере значения изменчивости близки к друг к другу около 300 гп.м, но знак при этом разный – в январе при разницы 3 и 2 периодов знак положительный, а при разнице 4 и 3 – отрицательный. В ноябре стат.значимость увеличилась до 95% как в стратосфере, так и в мезосфере, отклонения геопотенциала при этом наблюдались отрицательные; в декабре при разности второго и первого Периода наблюдалось увеличение стат.значимости в тропосфере и нижних слоях стратосферы до 95%, при этом отклонение геопотенциала было положительным; в остальные периоды стат.значимость не наблюдалась; в январе от периода к периоду статистическая значимость увеличивалась, при разности между периодами 2002/13-1991/02 наблюдалось увеличение отклонения геопотенциала и рост стат.значимости от тропосферы до стратосферы в пределах 75% - 95%, а при разности периодов 2013/22-2002/2013 наблюдалось отрицательные отклонения геопотенциала, при этом стат.значимость достигала в мезосфере 95% ; в феврале существенной значимости не наблюдается, при разности второго и первого периода



отклонение геопотенциала в стратосфере отрицательное, а в мезосфере - положительное, при разности третьего и второго периода отклонение геопотенциала положительное, а в мезосфере отрицательное, при разности между четвертым и третьим периодом в стратосфере наблюдается отрицательная аномалия, а в мезосфере положительная, значимость при этом около 70 % между 40 км и 50 км; в марте при разности между вторым и первым периодом стат.значимость не наблюдалась, а отклонения геопотенциала были отрицательными, при разности между третьим и вторым периодом стат.значимость увеличилась, охватывая стратосферу, и отклонение геопотенциала до 30 км было положительным, а выше – отрицательным, при разности последних периодов вертикальная протяженность стат. значимости

увеличилась, а отклонение геопотенциала были положительными; в апреле при разности первых двух периодов в слое 20 – 30 км наблюдалась область стат.значимости и отрицательного отклонения геопотенциала, при разности следующих двух периодов протяженность стат.значимости увеличилась и была в пределах 70% - 95%, тогда как отклонения геопотенциала были отрицательными, и при разности последних двух периодов площадь значимости 95% увеличилась, а отклонение было положительным. Низкая стат.значимость указывает на то, что месяцы очень сильно варьируют от года к году и от десятилетия к десятилетию, следовательно, такие месяцы трудно прогнозируемые и термодинамические процессы в эти месяцы абсолютно разные, слабый вихрь может разрушиться легче и после него могут возникнуть волны холода в средних широтах.

ВЫВОД

Проанализировав полученные результаты была выявлена тенденция к изменению состояния стратосферного полярного вихря.

Значения геопотенциальной высоты в центре стратосферного полярного вихря на высоте 30 км наименее изменчивы от периода к периоду в ноябре, а наиболее изменчивы в феврале и марте.

Стратосферный полярный вихрь в декабре 1 и 2 периода был слабее, чем в декабре 3 и 4 периода, и слабее декабря климатического.

Стратосферный полярный вихрь в январе 1 и 2 периода был сильнее, чем в январе 3 и 4 периода и сильнее января климатического.

Стратосферный полярный вихрь в феврале 1 и 2 периода был сильнее, чем в феврале 3 и 4 периода и сильнее февраля климатического.

Стратосферный полярный вихрь в марте 1 периода был слабее, чем в 2,3,4 периоды и слабее марта климатического, сильнее климатического марта были периоды 2 и 4.

Стратосферный полярный вихрь в апреле 2 и 3 периода был сильнее, чем в апреле 1 и 4 периода и сильнее апреля климатического.

В весенние месяцы наблюдается смещение центра геопотенциальной высоты, а также поле геопотенциала становится малоградиентным, что свидетельствует о начале перестройки вихря на летний режим.

Аномальная зона будет шире на высоте 45 км связана с тем, что с высотой вихрь расширяется и занимает большее пространство. Отличие аномалий на разных уровнях могут свидетельствовать о том, что потепление может быть индуцировано, т.е. запущено из мезосферы и тогда реакция на 45 км и 30 км будет одинаковой, а если потепление индуцируется снизу, то тогда аномалии на высоте 45 км будут отличны от аномалий на высоте 20 км и 30 км.

По абсолютным значениям самые большие аномалии относительно климатических зафиксированы для января, февраля, марта (отклонения были в эти месяцы от 200 гп.м до 500 гп.м в зависимости от уровня);

Анализ среднезональной изменчивости: область с наиболее высокими абсолютными значениями изменчивости геопотенциальной высоты (600 гп.м и более) – это верхняя граница стратосферы в январе, феврале, марте;

От периода к периоду наблюдается увеличение области с высокой стат. значимостью на высотах стратосферы в январе, марте и апреле.

Аномальные состояния стратосферного полярного вихря, ссылаясь на исследование, могут быть следствием извержения вулканов.

Низкая стат. значимость говорит о том, что от года к году изменчивость геопотенциальной высоты очень большая. Одной из причин низкой стат.значимости в первое десятилетие является то, что данные могли быть недостаточно качественными и между десятилетиями была сильная изменчивость, так как в этот период случилось извержение вулкана, что могло сказаться на стратосфере в значительной степени. При нарастании давления вихрь начинает разрушаться, поэтому при высокой стат. значимости в весенние месяцы можно говорить, что разрушение вихря происходило позднее.

Месяц с наименьшей статистической значимостью: февраль, а с наибольшей – март.

По оценке среднезональной изменчивости значимые области с наиболее высокими абсолютными значениями изменчивости геопотенциальной высоты (600 гп.м и более) – это верхняя граница стратосферы в месяцы: январь, февраль, март.

Используемая литература

1. Под ред.: проф. Ю.С. Седунов, проф. С.И. Авдюшин, проф. Е.П. Борисенков, проф. О.А. Волковицкий, Н.Н.Петров, канд. Физ-мат. Наук Р.Г. Рейтенбах, канд.техн наук В.И. Смирнов, проф. А.А. Черников Справочник «Атмосфера» - Ленинград /Гидрометеозадат. 1991.
2. Waugh, D. W., A. H. Sobel, and L. M. Polvani, 2017: What is the polar vortex and how does it influence weather? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 98, 37–44
3. Kidston, J., A. A. Scaife, S. C. Hardiman, D. M. Mitchell, N. Butchart, M. P. Baldwin, and L. J. Gray, 2015: Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather. *Nat. Geosci.*, 8, 433–440
4. Gerber, E. P., and Coauthors, 2012: Assessing and understanding the impact of stratospheric dynamics and variability on the Earth system. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93, 845–859
5. Jian Rao, Chaim I. Garfinkel, Tongwen Wu, Yixiong Lu and Min Chu. Mean State of the Northern Hemisphere Stratospheric Polar Vortex in Three Generations of CMIP Models.2022.
6. Lixin Han, Chunhua Shi, Dong Guo. Types of Coupling between the Stratospheric Polar Vortex and Tropospheric Polar Vortex, and Tropospheric Circulation Anomalies Associated with Each Type in Boreal Winter.2023.
7. Waugh, D. W., Randel W.J,1999: Climatology of Arctic and Antarctic Polar Vortices Using Elliptical Diagnostics: *Journal of the atmospheric sciences. Meteor. Soc.*1597-1597
8. Rantanen, M., Karpechko, A. Y., Lipponen, A., Nordling, K., Hyvärinen, O., Ruosteenoja, K., et al. (2022). The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979. *Communications Earth and Environment*, 3(1), 168.
9. Cohen, J., Zhang, X., Francis, J., Jung, T., Kwok, R., Overland, J., et al. (2020). Divergent consensus on Arctic amplification influence on midlatitude severe winter weather. *Nature Climate Change*, 10(1), 20–29.

10. Barnes, E. A., & Screen, J. A. (2015). The impact of Arctic warming on the midlatitude jet-stream: Can it? Has it? Will it? *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 6(3), 277–286.
11. Kretschmer, M., Coumou, D., Agel, L., Barlow, M., Tziperman, E., & Cohen, J. D. (2018). More-persistent weak stratospheric polar vortex states linked to cold extremes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(1), 49–60.
12. McKenna, C. M., Bracegirdle, T. J., Shuckburgh, E. F., Haynes, P. H., & Joshi, M. M. (2018). Arctic Sea ice loss in different regions leads to contrasting Northern Hemisphere impacts. *Geophysical Research Letters*, 45(2), 945–954.
13. Baldwin, M. P., Ayarzagüena, B., Birner, T., Butchart, N., Butler, A. H., Charlton-Perez, A. J., et al. (2021). Sudden stratospheric warmings. *Reviews of Geophysics*, 59(1).
14. Smith, D. M., Eade, R., Andrews, M. B., Ayres, H., Clark, A., Chripko, S., et al. (2022). Robust but weak winter atmospheric circulation response to future Arctic sea ice loss. *Nature Communications*, 13(1), 727.
15. Hall, R. J., Mitchell, D. M., Seviour, W. J., & Wright, C. J. (2021). Persistent model biases in the CMIP6 representation of stratospheric polar vortex variability. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126(12).
16. Karpechko, A. Y., Afargan-Gerstman, H., Butler, A. H., Domeisen, D. I. V., Kretschmer, M., Lawrence, Z., et al. (2022). Northern Hemisphere stratosphere-troposphere circulation change in CMIP6 models: 1. Inter-model spread and scenario sensitivity. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 127(18), e2022JD036992.
17. Liang, Y.-C., Kwon, Y.-O., Frankignoul, C., Gastineau, G., Smith, K. L., Polvani, L. M., et al. (2023). The weakening of the stratospheric polar vortex and the subsequent surface impacts as consequences to Arctic sea-ice loss. *Journal of Climate*, 37(1), 309–333.
18. Zheng, C., Wu, Y., Ting, M., Screen, J. A., & Zhang, P. (2023). Diverse Eurasian temperature responses to Arctic sea ice loss in models due to varying balance

- between dynamical cooling and thermodynamical warming. *Journal of Climate*, 36(24), 8347–8364.
19. Kretschmer, M., Zappa, G., & Shepherd, T. G. (2020). The role of Barents–Kara sea ice loss in projected polar vortex changes. *Weather and Climate Dynamics*, 1(2), 715–730.
20. Screen, J. A., Simmonds, I., Deser, C., & Tomas, R. (2013). The atmospheric response to three decades of observed Arctic sea ice loss. *Journal of Climate*, 26(4), 1230–1248.
21. He, S., Xu, X., Furevik, T., & Gao, Y. (2020). Eurasian cooling linked to the vertical distribution of Arctic warming. *Geophysical Research Letters*, 47(10).
22. Smith, D. M., Screen, J. A., Deser, C., Cohen, J., Fyfe, J., García-Serrano, J., et al. (2018). The polar amplification model Intercomparison Project (PAMIP) contribution to CMIP6: Investigating the causes and consequences of polar amplification. *Geoscientific Model Development*, 12(3), 1–42.
23. Xu, M., Tian, W., Zhang, J., Screen, J. A., Zhang, C., & Wang, Z. (2023). Important role of stratosphere-troposphere coupling in the Arctic mid-to-upper tropospheric warming in response to sea-ice loss. *npj Climate and Atmospheric Science*, 6(1), 9.
24. Xu, M., Tian, W., Zhang, J., Screen, J. A., Zhang, C., & Wang, Z. (2023). Important role of stratosphere-troposphere coupling in the Arctic mid-to-upper tropospheric warming in response to sea-ice loss. *npj Climate and Atmospheric Science*, 6(1), 9.
25. Hall, R. J., Mitchell, D. M., Seviour, W. J., & Wright, C. J. (2021). Persistent model biases in the CMIP6 representation of stratospheric polar vortex variability. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126(12).
26. Dunn-Sigouin, E., & Shaw, T. (2020). Dynamics of anomalous stratospheric eddy heat flux events in an idealized model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 77(6), 2187–2202.

27. Kidston, J., Scaife, A. A., Hardiman, S. C., Mitchell, D. M., Butchart, N., Baldwin, M. P., & Gray, L. J. (2015). Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather. *Nature Geoscience*, 8(6), 433–440.
28. Butchart, N. (2022). The stratosphere: A review of the dynamics and variability. *Weather and Climate Dynamics*, 3(4), 1237–1272.
29. Smith, D. M., Eade, R., Andrews, M. B., Ayres, H., Clark, A., Chripko, S., et al. (2022). Robust but weak winter atmospheric circulation response to future Arctic sea ice loss. *Nature Communications*, 13(1), 727.
30. Xu, M., Tian, W., Zhang, J., Screen, J. A., Huang, J., Qie, K., & Wang, T. (2021). Distinct tropospheric and stratospheric mechanisms linking historical Barents-Kara sea-ice loss and late winter Eurasian temperature variability. *Geophysical Research Letters*, 48(20).
31. Xu, M., Tian, W., Zhang, J., Screen, J. A., Zhang, C., & Wang, Z. (2023). Important role of stratosphere-troposphere coupling in the Arctic mid-to-upper tropospheric warming in response to sea-ice loss. *npj Climate and Atmospheric Science*, 6(1), 9.
32. Wu, Y., & Smith, K. L. (2016). Response of Northern Hemisphere midlatitude circulation to Arctic amplification in a simple atmospheric general circulation model. *Journal of Climate*, 29(6), 2041–2058.
33. Simpson, I. R., & Polvani, L. M. (2016). Revisiting the relationship between jet position, forced response, and annular mode variability in the southern midlatitudes. *Geophysical Research Letters*, 43(6), 2896–2903.
34. McGraw, M. C., & Barnes, E. A. (2016). Seasonal sensitivity of the eddy-driven jet to tropospheric heating in an idealized AGCM. *Journal of Climate*, 29(14), 5223–5240.
35. Smith, D. M., Eade, R., Andrews, M. B., Ayres, H., Clark, A., Chripko, S., et al. (2022). Robust but weak winter atmospheric circulation response to future Arctic sea ice loss. *Nature Communications*, 13(1), 727.

36. Regan Mudhar, William J. M. Seviour, James A. Screen, Ruth Geen, Neil T. Lewis, Stephen I. Thomson. Exploring Mechanisms for Model-Dependency of the Stratospheric Response to Arctic Warming, 2024.
37. N. Pedatella, J. Chau, H. Schmidt, L. Goncharenko, C. Stolle, K. Hocke, et al. How sudden stratospheric warmings affect the whole atmosphere/Eos, 99 (2018)
38. J. Rao, C.I. Garfinkel, I.P. White, C. Schwartz. The Southern Hemisphere minor sudden stratospheric warming in September 2019 and its predictions in S2S models. J. Geophys. Res. Atmos., 125 (14) (2020)
39. G. Mitra, A. Guharay. Impact of sudden stratospheric warming on middle atmospheric circulation in the southern hemisphere: A comparative study. 2024.
40. Timmreck, C. (2012). Modeling the climatic effects of large explosive volcanic eruptions. Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change, 3(6), 545–564.
41. Polvani, L. M., Banerjee, A., & Schmidt, A. (2019). Northern hemisphere continental winter warming following the 1991 Mt. Pinatubo eruption: Reconciling models and observations. Atmospheric Chemistry and Physics, 19(9), 6351–6366.
42. Bittner, M., Timmreck, C., Schmidt, H., Toohey, M., & Krüger, K. (2016). The impact of wave-mean flow interaction on the northern hemisphere polar vortex after tropical volcanic eruptions. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 121, 5281–5297.
43. Charlton-Perez, A. J., Baldwin, M. P., Birner, T., Black, R. X., Butler, A. H., Calvo, N., et al. (2013). On the lack of stratospheric dynamical variability in low-top versions of the CMIP5 models. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 118, 2494–2505.
44. Bittner, M., Schmidt, H., Timmreck, C., & Sienz, F. (2016). Using a large ensemble of simulations to assess the northern hemisphere stratospheric dynamical response to tropical volcanic eruptions and its uncertainty. Geophysical Research Letters, 43, 9324–9332.

45. Toohey, M., Krüger, K., Bittner, M., Timmreck, C., & Schmidt, H. (2014). The impact of volcanic aerosol on the northern hemisphere stratospheric polar vortex: Mechanisms and sensitivity to forcing structure. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(23), 13063–13079.
46. Maher, N., Milinski, S., Suarez-Gutierrez, L., Botzet, M., Dobrynin, M., Kornbluh, L., et al. (2019). The Max Planck Institute Grand Ensemble: Enabling the exploration of climate system variability. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11, 2050–2069.
47. Polvani, L. M., Banerjee, A., & Schmidt, A. (2019). Northern hemisphere continental winter warming following the 1991 Mt. Pinatubo eruption: Reconciling models and observations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(9), 6351–6366.
48. Polvani, L. M., & Camargo, S. J. (2020). Scant evidence for a volcanically forced winter warming over Eurasia following the Krakatau eruption of August 1883. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 20(22), 13687–13700.
49. Zambri, B., & Robock, A. (2016). Winter warming and summer monsoon reduction after volcanic eruptions in Coupled Model Intercomparison Project 5 (CMIP5) simulations. *Geophysical Research Letters*, 43, 10920–10928.
50. Harold Zirin. Sun Erupts with Largest Flare of This Solar Cycle, but Auroras Unlikely to Follow. 2024
51. Klobuchar, J.A., Ionospheric time-delay algorithm for single-frequency GPS users, *IEEE Trans. Aerospace and Electronic Sys.*, AES-23, 325-331, 1987
52. Bosilovich, Michael & Cullather, Richard & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). Last modified 2024-01-19 "The Climate Data Guide: NASA's MERRA2 reanalysis." Retrieved from <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/nasas-merra2-reanalysis> on 2024-06-03.
53. Rebecca Bevans. An Introduction to t Tests | Definitions, Formula and Examples. 2023

54. A short tutorial on GrADS – Grid Analysis and Display System from https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/international/grads/Advanced_GrADS_Manual.pdf