



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

Кафедра метеорологических прогнозов

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(бакалаврская работа)

На тему «Канадские внезапные стратосферные потепления»

Исполнитель Окуличева Арина Андреевна ПМ-Б17-2-3
(фамилия, имя, отчество)

Руководитель кандидат физико-математических наук
(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)

«29» сентября 2021 г.

Санкт-Петербург
2021

Оглавление

Введение	3
1. Канадское внезапное стратосферное потепление	5
1.1 Понятие ВСП.....	5
1.2 Влияние ВСП на стратосферу и тропосферу.....	5
1.3 Канадское ВСП.....	10
1.4 Моделирование ВСП	10
2. Используемые данные	14
2.1 JRA55.....	14
2.2 MERRA2	15
3. Полученные результаты	18
3.1 Случаи КВСП на 30-40 км.....	18
3.2 Случаи КВСП на высоких уровнях стратосферы	24
4. Отклик КВСП на стратосферный полярный вихрь	32
Заключение	46
Список используемой литературы	48

ВВЕДЕНИЕ

Наиболее яркий процесс, когда проявляется динамическое взаимодействие тропосферы, стратосферы и верхних слоев атмосферы, является событие внезапных стратосферных потеплений (ВСП). ВСП – это сильные и внезапные повышения температуры в полярной и субполярной стратосфере зимой, иногда на 50° и более, продолжающиеся в течение нескольких суток или недель [1]. Наблюдения показывают, что потепление влияет на погоду в стратосфере, на стратосферные процессы и опосредовано на погоду в тропосфере, в том числе и средних широт. Проявления влияния ВСП не заканчиваются механизмами нагрева и охлаждения. Такое явление в стратосфере и мезосфере также вносит изменения в атмосферный химический состав в этих регионах. Вклад ВСП заключается в изменение распределения атмосферных газов, в том числе стратосферного озона.

В зависимости от степени развития и длительности, ВСП классифицируют. Всемирная метеорологическая организация (ВМО) определяет канадские ВСП (КВСП), как ВСП, которые происходят в начале зимы в стратосфере Северного полушария (СП), обычно в середине ноября или в начале декабря. Несмотря на то, что определение ВСП и их классификации были сформулированы уже давно, именно о КВСП мало что известно. В научных статьях упоминается только их классификация, но остаются открытыми вопросы: наблюдаются ли они в последние годы и являются ли значимыми для динамики стратосферы.

Целью данной работы является определение частоты образования КВСП и анализ их проявления в зимней стратосфере СП. Для осуществления обозначенных целей служат следующие задачи:

Задачи работы:

1. Построение и анализ графиков отклонения средне-зональной составляющей ветра от климатических значений на высотах стратосферы с использованием данных реанализа JRA-55 и Merra2
2. Построение и анализ графиков аномалии температуры на высотах стратосферы с использованием данных реанализа JRA-55 и Merra2
3. Выявление КВСП - ранних ВСП в ноябре и начале декабря
4. Построение и анализ распределения геопотенциальной высоты в полярной стратосфере, с целью определения влияния канадских ВСП на стратосферный полярный вихрь
5. Анализ полученных результатов и выявление закономерностей

1. Внезапное стратосферное потепление

1.1 Понятие ВСП

Крупное внезапное стратосферное потепление (ВСП) – это радикальное и быстрое потепление, наблюдаемое в основном в Арктической стратосфере в зимнее время, за исключением сентябрьского 2002 года ВСП над Антарктикой [2,3]. Когда происходят события ВСП, температура полярной шапки внезапно повышается и увеличивается на десятки кельвинов в течение нескольких дней. Тем временем стратосферная циркуляция также меняется: западные ветры в полярном регионе значительно уменьшаются и даже меняют знак на восточный; стратосферный циклон в высоких широтах постепенно смещается из полярной области, меняет свою форму и даже распадается на два родственных вихря [4,5]. С тех пор, как это явление было впервые обнаружено автором работы [6], было проделано много исследований по ВСП, включая их теорию [7,8], классификацию [9], влияние на погоду и климат поверхности [10,11], моделирование процессов [12,13] и прогнозы [14,15].

1.2 Влияние ВСП на стратосферу и тропосферу

Стратопауза характеризуется обратным изменением скорости атмосферного понижения давления примерно на 50 км (~1 ГПа). В то время как стратосферный озоновый нагрев отвечает за присутствие стратопаузы в освещенных солнцем широтах, западное гравитационное волновое сопротивление (и в меньшей степени стационарное гравитационное волновое сопротивление) поддерживает стратопаузу в полярном струйном течение [16]. Действительно, разрыв западной и стационарной гравитационной волны (ГВ) вызывает мезосферный меридиональный поток к зимнему полюсу с ограниченной нисходящей кривой над вихрем. Это приводит к потеплению около 60 км и, таким образом, к разделению между полярной стратопаузой и стратопаузой нижней широты, причем климатологическое зонально усредненное

летнее полушарие и стратопауза нижней широты обычно расположены на более низкой высоте, чем зимняя стратопауза.

Исследователи [17] провели ежемесячное климатическое обследование стратопазы в двух полушариях с использованием семилетних спутниковых данных микроволнового устройства для зондирования лимба Земли (MLS). Их исследование особенно сосредоточено на связи между стратопазой, полярным циклоном и средними атмосферными зимними антициклонами. Они показывают, что в октябре, когда нагрев полярного солнца уменьшился, северная полярная стратопауза внутри циклона больше не вызвана нагревом озона, а поддерживается ослаблением на запад, управляемыми ГВ на большей высоте. В то время как максимум высоты стратопазы расположен над вихрем, минимум температуры стратопазы расположен над Канадой, на краю циклона. В ноябре циклон становится сильнее и может достичь более высокого критического уровня для западной ГВ и, следовательно, более высокой стратопазы.

С декабря по февраль усиливается активность планетарной волны (ПВ). Поскольку она легче распространяется вверх, ПВ-1 (планетарная волна с волновым числом 1) доминирует в температурном поле стратопазы (ПВ-2 в основном формируется в тропосфере и стратосфере), а бароклиническая структура развивается в средней атмосфере [18,19]. Таким образом, высота стратопазы максимальна внутри вихря, минимальна внутри антициклона и находится в квадратуре с температурой стратопазы во время пика активности ПВ. Авторы статьи [20] связывают климатологические аномалии температуры теплой/холодной стратопазы с локальным не геострофическим спуском/подъемом, связанным с бароклинической структурой из-за распространения и разрушения ПВ. В среднем стратопауза на 20 Кельвинов холоднее и на 5-10 км ниже в пределах Алеутского антициклона, чем в окружающем воздухе, и самые холодные температуры наблюдаются на западном краю циклона, что согласуется со спутниковыми наблюдениями [21]. В марте циклон и антициклон ослабевают, бароклиническая структура распадается, солнечный свет и

озоновый нагрев начинают нагревать стратопазу средних широт, а температура и высота стратопазы становятся обратно коррелированными.

Северная зимняя стратосфера зачастую страдает от экстремальных явлений, которые называются внезапными стратосферными потеплениями. Эти события следуют за сильной активностью ПВ в средней атмосфере и характеризуются быстрым потеплением полярной стратосферы, сильным ослаблением циклона и изменением его формы [22-23]. Эти события можно разделить на две группы: ВСП со смещением, когда полярный вихрь смещается от полюса, и ВСП с расщеплением, когда циклон делится на два меньших [24]. В последних работах подчеркивается важность изучения поверхностного климата до [25] и после [26] таких событий. Кроме того, многие исследования показали, что возникновение волновых событий могут быть обусловлены некоторыми внешними факторами, такими, как 11-летним циклом солнечной активности [27], квази-двухлетних колебаний (КДЦ) [28-29], Эль-Ниньо-Южное колебание [30], Мэдден–Джулиан колебание [13,31,32], и стратосферные зональные озоновые аномалии [33].

Во время зимы в Северном полушарии (СП), на которое влияют внезапные стратосферные потепления (ВСП), особенности стратопазы резко отличаются от климатологии. По данным ракетных исследований, автор статьи [34] показал снижение стратопазы и потепление во время наступления ВСП и ее разрушение на пике потепления, когда нижняя мезосфера – верхняя стратосфера почти изотермичны. Это потепление стратопазы может быть резким, и его температура часто может достигать значений выше 300 К [35]. Более того, исследователи [36] использовали зондирование атмосферы с помощью данных широкополосной эмиссионной радиометрии для изучения проникновения оксидов азота (NO_x) и монооксида углерода (CO) из высокой мезосферы в стратосферу во время особенно сильного ВСП 2005-2006 годов. Они указывают на необычное вертикальное смещение полярной стратопазы на 80 км после потепления.

Считается, что высокая активность ПВ во время потепления и ее движение в направлении полюса и вниз по воздуху отвечает за вторжение NOx в стратосферу[37]. Учёные[38] привели подробное описание конкретного внезапного потепления 2006 года. Когда полярный циклон начинает восстанавливаться в верхней стратосфере примерно через 10 дней после пика ВСП, прохладная стратопауза поднимается выше 75 км, остается приподнятой примерно на 20 дней, а затем опускается до своей климатологической высоты. Эти экстремальные события называются "повышенные событиями стратопаузы" (далее-события ПС) и происходят от 2 до 4 раз в каждое десятилетие [20]. Изменение стратопаузы приписывается мезосферной активности ГВ после ВСП [34] и отличается колебанием ГВ в мезосфере [39-40].

Ключевая деятельность исследований, касающихся структуры стратопаузы Северного полюса, в основном изучалась во время конкретных событий ПС, но, насколько известно, ни одно исследование не выявило общих характеристик стратопаузы во время всех событий ВСП, независимо от того, следует ли за ними событие ПС. Более того, большинство исследований стратопаузы были сосредоточены на последнем десятилетии из-за отсутствия спутниковых данных до этого. Для того чтобы понять возникновение событий ПС в последние десятилетия и их формирование после определенных событий ВСП, первый подход может заключаться в изучении общих особенностей стратопаузы во время событий ВСП, также в большом наборе данных, таком как метеорологический реанализ. Исследователи[41] изучили влияние типа (смещение/расщепление) ВСП на формирование ПС и обнаружили, что 68% событий ПС последовали за событием расщепления в 52-летнем моделировании в климатической модели мирового атмосферного сообщества. Поэтому интересно сравнить и сопоставить поведение стратопаузы во время двух типов ВСП, чтобы лучше понять механизм событий ПС, особенно используя данные реанализа, которые демонстрируют верхнюю стратосферу и нижнюю мезосферу. Точно так же полезно посмотреть, является ли структура стратопаузы хорошим индикатором средне-атмосферной циркуляции во

время двух типов событий ВСП, особенно когда многие события ВСП начинаются на больших высотах и спускаются через стратосферу.

Стратосфера также оказывает значительное влияние на тропосферу, поскольку аномальные сигналы в стратосфере, связанные с ВСП, могут распространяться вниз [42-43]. Таким образом, ВСП имеют значительные и глубокие последствия при прогнозировании погодных условий и климатических аномалий в тропосфере [44], что обусловлено особенностью зональных средних сигналов, распространяющихся вниз из стратосферы в тропосферу. В частности, после событий ВСП индексы Арктической осцилляции (АО) и Северной Кольцевой Моды (СКМ) имеют тенденцию становиться отрицательными, наряду с повышением давления/высоты в циркумполярных широтах и падением в средних широтах, в то время как сильный полярный вихрь обычно соответствует положительному АО/СКМ [2]. Поскольку хорошее понимание значительных изменений стратосферной циркуляции, особенно событий ВСП, полезно для улучшения прогнозов погоды и прогнозирования климата, было приложено много усилий для разработки моделей, понимающих стратосферу [45].

Комплексный анализ событий смещения и расщепления позволил выделить несколько различий между двумя типами ВСП, причем не только для стратопаузы, но и для всей средней атмосферы. Структура высокоширотной зимней стратопаузы тесно зависит от активности ГВ и связанных с ней остаточных аномалий циркуляции. В то время как во время события смещения верхняя стратосфера подвергается постоянному воздействию ГВ, которое начинается примерно за 15 дней до даты начала, во время событий расщепления она подвергается быстрой (за несколько дней) атаки ГВ вокруг даты начала. Последующее нисхождение над полюсом, связанное с положительной геопотенциальной аномалией, приводит к зональному среднему полярному спуску стратопаузы. Это зональное среднее падение стратопаузы углубляется, и зональная средняя температура и зональные средние аномалии ветра более статистически значимы для событий смещения, чем для со-

бытий расщепления. Кроме того, сразу после событий смещения появляется диполь расхождения потока Эллиассена-Пальма (EP) верхней стратосферы нижней мезосферы, который помогает восстановлению вихря на больших высотах. Это приводит к высокой зональной средней аномалии стратопазузы над полюсом. Это явление не очень заметно для событий расщепления.

1.3 Канадское ВСП

Канадское внезапное стратосферное потепление – это резкое повышение температуры в течение суток, которое происходит в полярной и субполярной стратосфере в ноябре и начале декабря. Самое главное отличие КВСП от ВСП (классического) это то, что оно является самым ранним и захватывает конец осени и начало зимы. Также следует отметить факт отсутствия аналогов КВСП в Южном полушарии. Они хорошо выражены в полярной и приполярной зоне и имеют заметное проявление в средних широтах.

На данный момент, в научных публикациях упоминают только существование данной классификации ВСП. Известно, что КВСП характеризуются не большой величиной отклонения температуры от климатических значений и обращением средне-зональной *u* компоненты ветра. Более подробного описания КВСП нет. Однако оно имеет место быть, так как результаты, полученные при анализе данных реанализа подтвердили их наличие с 1958г. в начале холодно времени года в Северном полушарии, на классических высотах и, следовательно, обнаружено их влияние на динамику стратосферы.

1.4 Моделирование ВСП

Большое внимание было уделено не только моделированию событий ВСП и их влиянию на тропосферу и поверхность [46], но и оценке предсказуемости событий ВСП в моделях прогноза системы в самых последних иссле-

дованиях путем анализа конкретных случаев и использования различных моделей [15,47–50].

Предсказуемость событий ВСП была рассмотрена в работе Tripathi et al. [46], которая варьируется от нескольких дней до почти месяца в зависимости от различных исследований. Во многих исследованиях рассматривалась предсказуемость единичных случаев ВСП на основе конкретных моделей (например, четыре SSWs/the European Centre For Medium Range Weather Forecasts model (ECMWF) in Simmons et al. [47]; December 2001/the Japan Meteorological Agency model (JMA) in Mukougawa et al. [14]; January 2004/JMA in Hirooka et al. [48]; January 2009/the Navy Operational Global Atmospheric Prediction System (NOGAPS) in Kim and Flatau; January 2010/ECMWF in Dörnbrack et al. [12]; February 2018/the China Meteorological Administration Beijing Climate Center model (CMA-BCC) in Rao et al. [13]).

Следует отметить, что лишь немногие исследования систематически оценивают повторяемость ВСП в течение длительного периода времени с точки зрения статистики и динамики. Как одна из самых современных моделей разрешения стратосферы, модель сообщества Земной системы Версия 1 — атмосфера сообщества климатической модели (CESM1-WACCM), которая является одной из моделей, участвующих в сопряженной модели Проект Intercomparison Phase 5 (CMIP5) показывает хорошее поведение стратосферы в межгодовом масштабе времени [23,49].

В среднем крупные события ВСП, основанные на определении ВМО (Всемирной метеорологической организации) [8], происходят 5-6 раз в десятилетие в ходе повторных анализов JRA55 и NCEP/NCAR, что реалистично воспроизводится CESM1-WACCM. Сезонное распределение ВСП в зимнее время также хорошо моделируется, хотя некоторые незначительные различия между реанализом и моделью замечаются. События ВСП в январе занимают первое место в процентном отношении (35%), за которым следует февраль; в то время как события ВСП в ноябре занимают последнее место в процентном отношении, что также реалистично воспроизводится моделью. Учитывая

большую неопределенность реанализов (особенно NCEP/NCAR) и большую изменчивость в стратосфере, различные проценты встречаемости ВСП между повторными анализами и моделью в течение нескольких месяцев (декабрь и март) могут не указывать на плохую репрезентацию событий ВСП в модели. В общем случае процент ВСП в середине зимы от модели падает между двумя реанализами.

Редкость событий ВСП в течение нескольких десятилетий может отражать внутреннюю изменчивость стратосферы. Поскольку исторический пробег представляет собой эксперимент «atmosphere-ocean coupled run», ВСП и морской лед генерируются моделью. Таким образом, модель показывает другое число ВСП в противовес реанализам в каждом десятилетии.

Интенсивность ВСП, измеренная циркумполярными восточными аномалиями, аномалиями температуры полярной шапки и аномалиями высоты полярной шапки, хорошо моделируется. Завышенная продолжительность событий ВСП в более ранней версии WACCM (WACCM3.5 [50]) не видна в этой версии (WACCM4). Кроме того, модель может хорошо воспроизводить нисходящее распространение восточных аномалий и отрицательное NAM, представленное положительными аномалиями высоты полярной шапки после начала ВСП.

Аномалии теплой температуры полярной шапки распространяются из верхней стратосферы в верхнюю тропосферу во всех наборах данных. Усиленная волновая активность, оцененная вихревым тепловым потоком до начала ВСП, также реалистично воспроизводится, а подавленная волновая активность после ВСП довольно схожа в реанализе и модели.

Как результаты моделирования, так и результаты наблюдений указывают на то, что ВСП протекают по положительной схеме (Тихоокеанский регион-Северная Америка) и отрицательной модели WP (колебание западной части Тихого океана) в тропосфере, что благоприятствует усилению и восходящему распространению внетропических волн в периоды до ВСП. Модель

может хорошо имитировать отрицательный пример WP и положительный пример PNA (Тихоокеанский регион-Северная Америка) колебаний перед ВСП. Отрицательный NAO (Североатлантическом колебании) развивается на протяжении всего жизненного цикла ВСП, который моделируется как наиболее отрицательный в модели после ВСП, и реакция NAO, по-видимому, слабее, чем у модели WP.

Холодный Евразийский континент – теплый североамериканский континент – такая картина наблюдается в некоторые периоды до ВСП, континенты аномально холодны в некоторые периоды после ВСП. Эта модель позволяет получить распределение температурных аномалий 850 гПа до и после начала ВСП, включая холодную Евразия – теплую Северная Америка до начала ВСП и холодную Евразию – холодную северную Америку после ВСП.

2. Используемые данные

2.1 JRA55

Реанализ-это процесс, в котором используется неизменная система ассимиляции данных для обеспечения последовательной обработки метеорологических наблюдений, обычно охватывающих расширенный сегмент исторической записи данных. Реанализ был создан с целью предоставления высококачественного набора данных о климате. Он способен создавать набор данных для многочисленных типов метеорологических переменных, также для которых наблюдения являются редкими, в физически последовательном, пространственно-временном порядке. Реанализ в первую очередь предназначен для изучения предсказуемости, мониторинга климата и исследования механизмов климатической системы Земли.

Изначально в Японии японский 25-летний реанализ (JRA-25) был совместно проведен Японским метеорологическим агентством (JMA) и Центральным научно-исследовательским институтом электроэнергетики (CRIEPI)[51]. Основными недостатками реанализа JRA-25 является холодное смещение в нижней стратосфере и сухое смещение в бассейне Амазонки. Также он является недостаточно длинным для изучения многодекадной изменчивости и климатических изменений, так как охватывает период только с 1979 года.

Японское метеорологическое агентство (JMA) провело второй японский глобальный реанализ атмосферы, названный японским 55-летним реанализ или JRA-55. Он охватывает период с 1958 года, когда начались регулярные радиозондовые наблюдения на глобальной основе. JRA-55-первый комплексный реанализ, охватывающий последние полвека со времени 45-летнего реанализа Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ERA-40), и первый, который применил четырехмерный вариационный анализ к этому периоду. Основные цели JRA-55 состояли в том, чтобы решить проблемы, обнаруженные в предыдущих реанализах, и создать всеобъемлю-

щий атмосферный набор данных, пригодный для изучения многодекадной изменчивости и изменения климата.

JRA-55 был произведен с версией TL319 операционной системы ассимиляции данных JMA по состоянию на декабрь 2009 года, которая была значительно улучшена после японского 25-летнего реанализа (JRA-25), включая пересмотренную схему длинноволнового излучения, 4D-Var и VarBC для спутникового излучения. Когда это было возможно, в JRA-55 использовались новые доступные гомогенизированные наблюдения. Двумя основными проблемами JRA-25 были холодный уклон в нижней стратосфере, который был уменьшен, и сухой уклон в бассейне Амазонки, который был смягчен. Временная согласованность температурного анализа также была значительно улучшена по сравнению с предыдущими продуктами реанализа.

2.2 MERRA2

MERRA-2-это глобальный атмосферный реанализ, произведенный Управлением глобального моделирования и ассимиляции НАСА (GMAO). MERRA-2 охватывает диагностику поверхности суши за период с 1980 года по настоящее время с пространственным разрешением $0,5^\circ \times 0,625^\circ$ и временным разрешением 1 час. MERRA-2 использует сетку кубической сферы, что позволяет относительно равномерно распределить расстояние между сетками на всех широтах.

MERRA-2 был введен для замены оригинального продукта MERRA и отражает последние достижения в области атмосферного моделирования и ассимиляции данных. MERRA-2 предназначен в качестве промежуточного реанализа, который использует последние разработки GMAO в области моделирования и ассимиляции данных для решения некоторых известных ограничений MERRA, но также обеспечивает ступеньку к долгосрочной цели GMAO-разработке возможностей комплексного анализа систем Земли

(IESA), объединяющих ассимиляционные системы для атмосферы, океана, суши и химии.

MERRA-2 была разработана с двумя основными целями: обеспечить непрерывный климатический анализ спутниковой эры почти в реальном времени, который устраняет известные ограничения завершено в настоящее время реанализа MERRA (январь 1979-февраль 2016) и продемонстрировать прогресс в развитии будущего потенциала IESA. "MERRA-2" достигла этих целей в нескольких отношениях. Они включают в себя ассимиляцию спутниковых наблюдений, недоступных MERRA, которая не ассимилировала никаких новых спутниковых наблюдений после *NOAA-18* (запущено в 2005 году) - уменьшение некоторых смещений и дисбалансов в круговороте воды, а также уменьшение паразитных тенденций и скачков в осадках, связанных с изменениями в системе наблюдений. В качестве шага на пути к будущей IESA, MERRA-2 включает в себя ассимиляцию аэрозольных данных и улучшенные представления аспектов криосферы и стратосферы, включая озон, по сравнению с MERRA[52].

В то же время из-за довольно быстрого графика разработки, необходимого для своевременной замены "MERRA", другим аспектам разработки "MERRA-2" уделялось меньше внимания. Например, мало внимания было уделено подготовке и совершенствованию входных традиционных типов данных и минимальной настройке физики модели для текущего применения. К заметным недостаткам MERRA-2 по сравнению с MERRA относятся повышенное теплое смещение в верхней тропосфере, выявленное фоновым прогнозом, соответствующим радиозондовым температурным наблюдениям и среднему анализу приращений температуры, а также чрезмерное количество осадков над высоким рельефом в тропиках и, в меньшей степени, над северными высокими широтами. Последующие эксперименты показывают, что на это поведение в наибольшей степени влияют модельные параметризации глубокой конвекции и гравитационного волнового сопротивления в си-

стеме наблюдения Земли Годдарда (GEOS), а также представление топографии.

Разработка системы ассимиляции данных GEOS и проект MERRA-2 финансировались программой моделирования, анализа и прогнозирования NASA. Вычислительные ресурсы и поддержка для выполнения MERRA-2 были предоставлены проектом NASA High-End Computing Capability Project и Центром моделирования климата NASA.

3. Полученные результаты

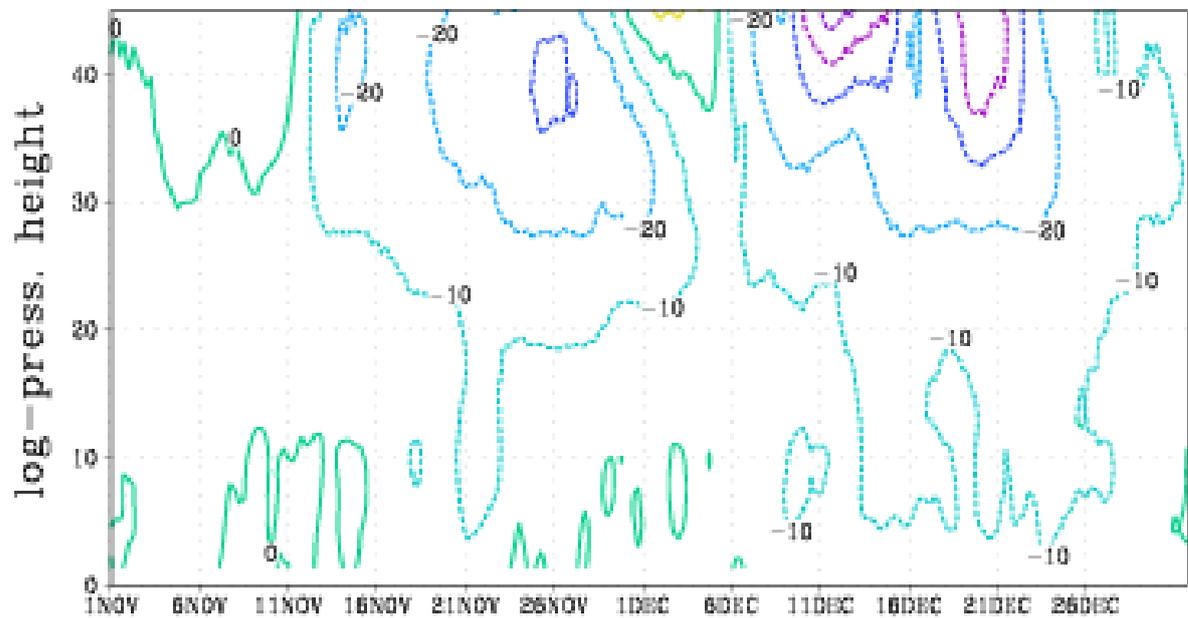
3.1 Случаи КВСП на 30-40 км (классической высоте)

Используя данные реанализа за каждую зиму, начиная с 1958г, было построено средне-зональное распределение *и* компоненты *и* аномалия температуры с учетом климатических значений для ноября и начала декабря. Климатическая составляющая рассчитана за период с 1958-2015гг. по японскому реанализу JRA-55.

Потепление фиксируют, когда состояние зональной составляющей *и* компоненты имеет отрицательный знак, ее традиционно смотрят на средних широтах, а отклонение температуры с положительным знаком в полярной области. ВМО рекомендует смотреть отклонение средне-зональной составляющей ветра от климатических значений на высоте 40-50 км, а аномалию температуры на 30 км. По полученным результатам для примера представлен 2000 год (рис.1). В 2000г. зональная компонента была отрицательной продолжительное время с 12 ноября по 3 декабря (верхняя панель рис.1), тогда как аномалия температуры наблюдалась с 21 ноября по 2 декабря (нижняя панель рис.1) на рекомендованных высотах ВМО. Последующее ВСП наблюдается через несколько дней после канадского и фиксируется на 30-40 км. Оно является «классическим», так как потепление наблюдается в декабре, и аномалия температуры достигает 50К.

Результаты данных лет показали, что аномалия по температуре в ноябре наблюдается, как правило, недолго, а вот поведение зональной компоненты различно. Следовательно, можно разделить случаи КВСП по временной продолжительности, на более (рис. 2) и менее (рис. 3, рис.4) продолжительное обращение зональной составляющей ветра.

Zonal wind (m/s) – CLIMATE, LAT=62.5N



Temperature (K) – CLIMATE, LAT=77.5–87.5

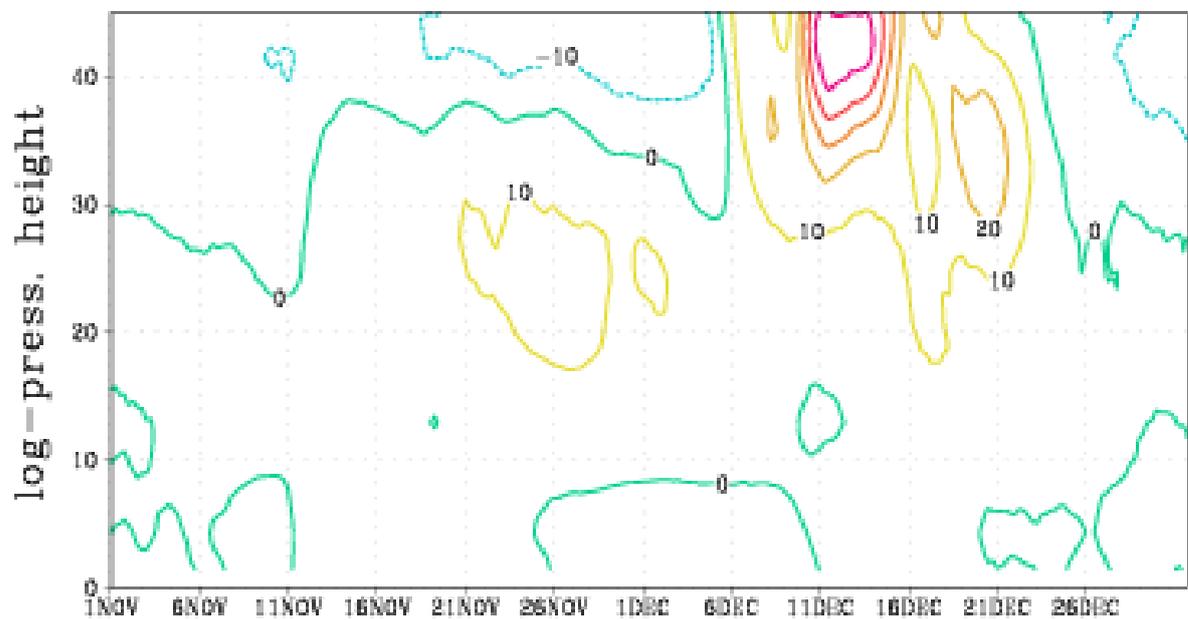
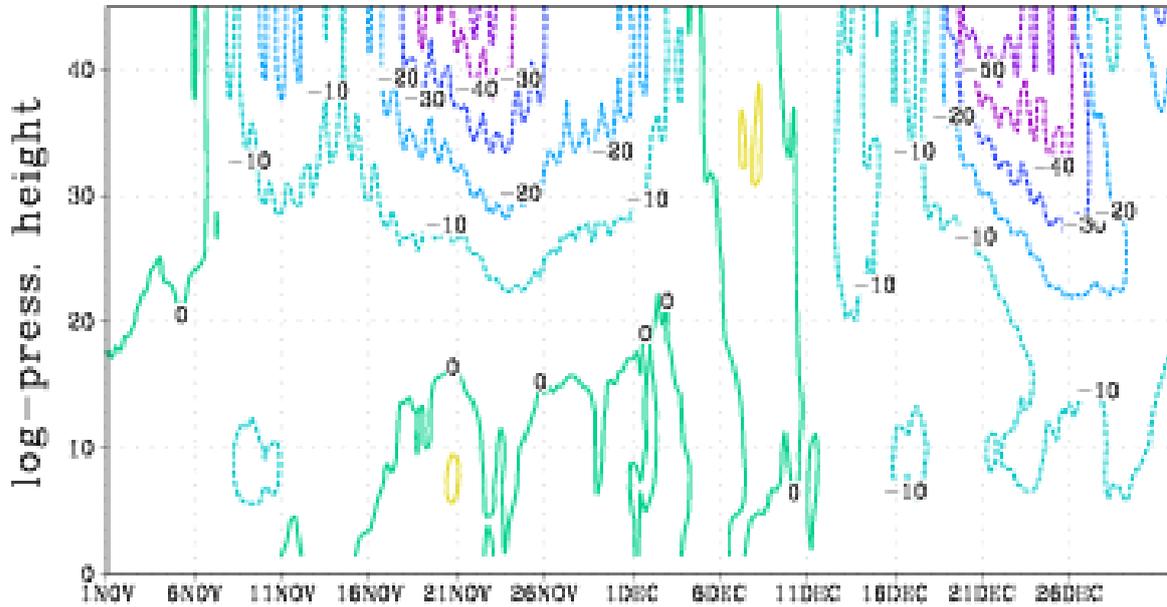


Рисунок 1 - Распределение с высотой отклонения средне-зональной составляющей ветра (верхняя панель), аномалии температуры (нижняя панель) от климатических значений в ноябре-декабре 2000г

Zonal wind (m/s) – CLIMATE, LAT=62.5N



Temperature (K) – CLIMATE, LAT=77.5–87.5

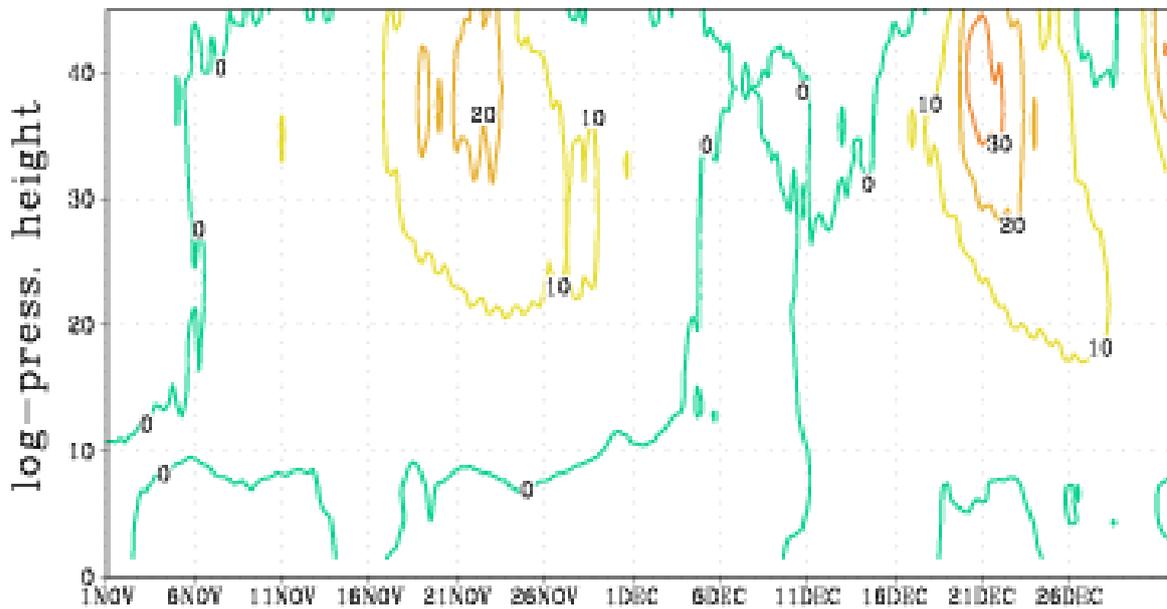


Рисунок 2 - Распределение с высотой отклонения средне-зональной составляющей ветра (верхняя панель), аномалии температуры (нижняя панель) от климатических значений в ноябре-декабре 1976г

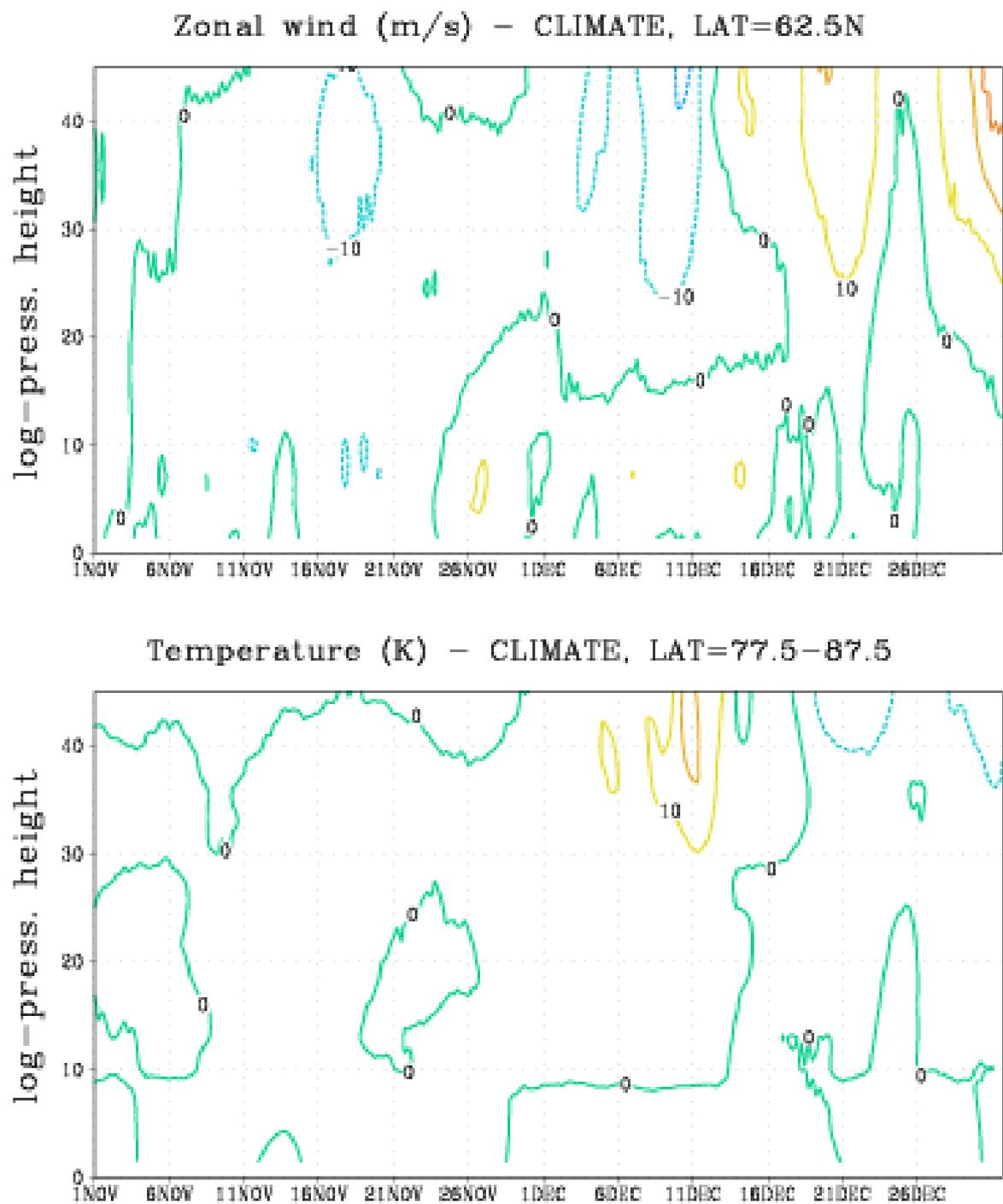
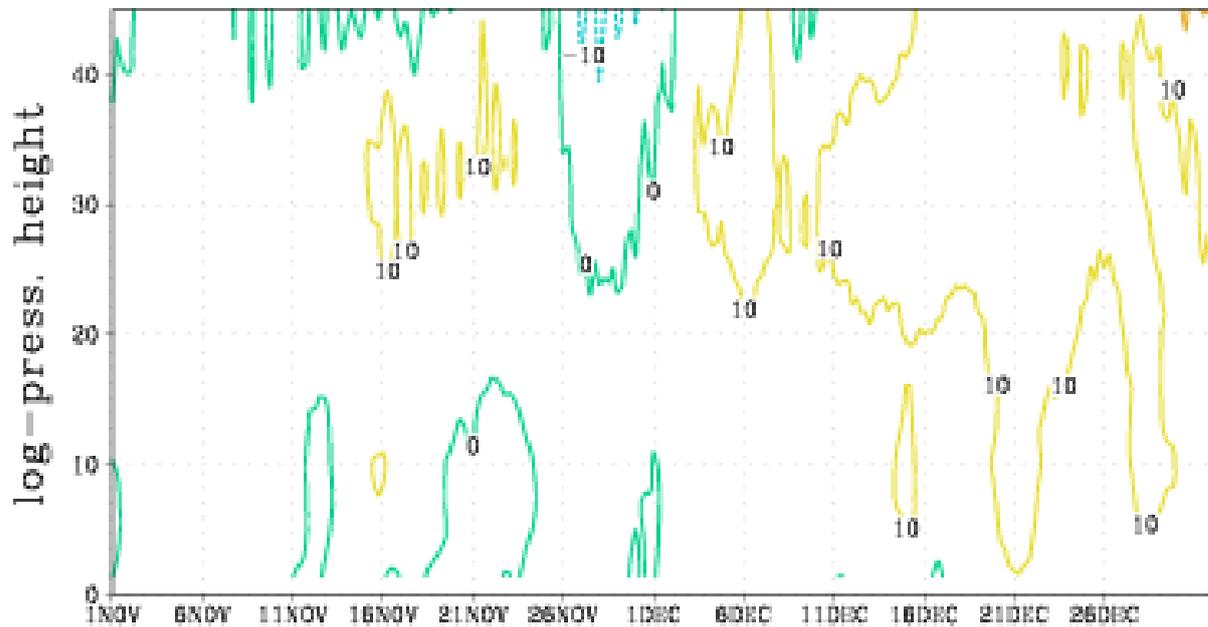


Рисунок 3 - Распределение с высотой отклонения средне-зональной составляющей ветра (верхняя панель), аномалии температуры (нижняя панель) от климатических значений в ноябре-декабре 1962г.

Zonal wind (m/s) – CLIMATE, LAT=62.5N



Temperature (K) – CLIMATE, LAT=77.5–87.5

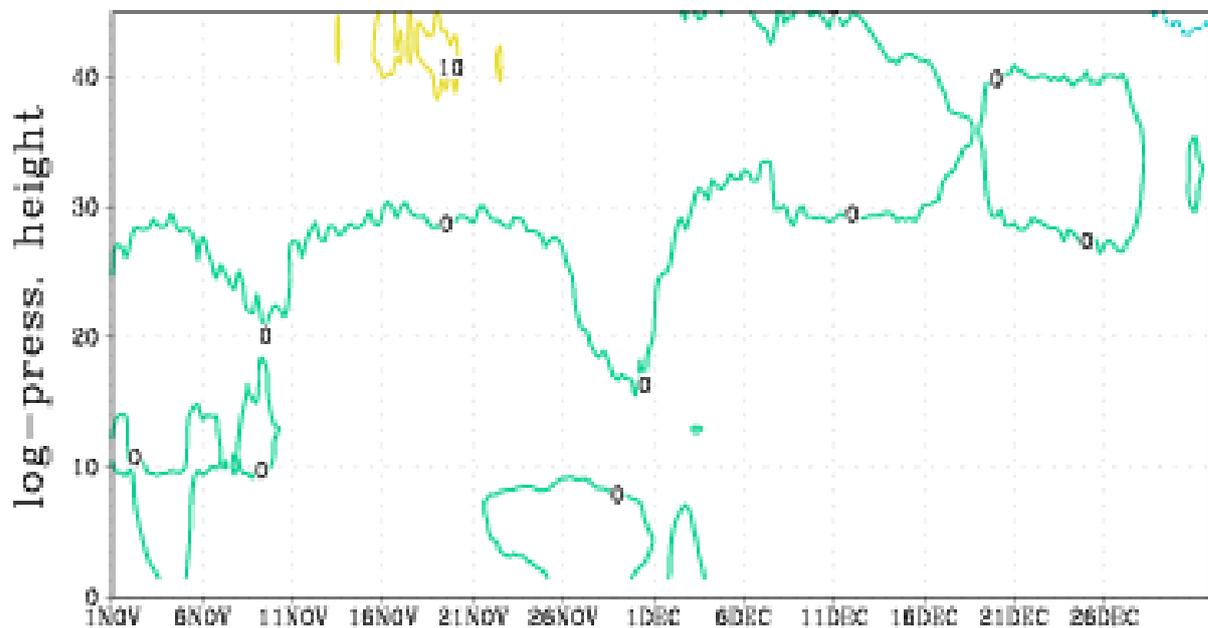


Рисунок 4 - Распределение с высотой отклонения средне-зональной составляющей ветра (верхняя панель), аномалии температуры (нижняя панель) от климатических значений в ноябре-декабре 1975 г.

В ноябре 1976г. зональная *u* компонента была отрицательной продолжительное время с 8 ноября по 3 декабря от 25 км и выше (верхняя панель рис.2). Аномалия температуры наблюдалась с 11 ноября, по 28 ноября на 20-40 км. Далее наблюдается еще одно ВСП на рекомендованных высотах ВМО, как по аномалии температуры, так и по отклонению ветра. Однако ВСП во второй половине декабря уже не является ранним ВСП (канадским).

Примером, когда отклонение средне-зональной составляющей ветра не продолжительное время на высоте 30-40 км является рисунок 3 и 4. В ноябре 1962г. отклонение ветра (-10 м/с) продолжалось примерно 5 дней (16 по 20 ноября), в декабре 6 дней (5-11 декабря). В связи с тем, что градация на данном рисунке задана через каждые 10К, температура не фиксируется в ноябре, так как меньше 10К. Если рассматривать градацию аномалия температуры, каждые 5К, то она уже фиксируется с 12 ноября. В декабре потепление достигает 20 К и также продолжалось в течение 5-11 декабря, как отклонение ветра. Оба потепление является канадским, так как происходят в период с ноября по середину декабря и аномалия по температуре не значительная. ВСП «классических» в конце декабря не наблюдалось. На рисунке 4 (1975г.) отклонение *u* компоненты также не продолжительно около 3 дней (27 ноября-1декабря) на высоте 40 км. Аномалия температуры наблюдается также не продолжительное время (13-22 ноября), но на несколько дней раньше, чем отклонение ветра. Одним из главных различий рисунка 4 от 3, является то, что аномалия температуры фиксируется на высоте выше, чем рекомендовано ВМО, начиная от 40 км

Таким образом, на основании полученных результатов во время КВСП зональная компонента *u* может иметь разную временную продолжительность, когда она принимает отрицательный знак и, следовательно, последствия будут разные. В большинстве случаев аномалия температуры в ноябре не высокая и наблюдается не продолжительное время.

3.2 Случаи КВСП на высоких уровнях стратосферы

При анализе каждой зимы с 1958г, было обнаружено, что КВСП фиксируются, как и на рекомендованных ВМО высотах, так и выше в стратосфере. В связи с этим, были также построены аномалии температуры и отклонения средне-зональной составляющей ветра от климатических значений, но уже с использованием данных реанализа MERRA2. Японский реанализ JRA-55 позволяет рассматривать высоту до 45км, а реанализ произведенный управлением глобального моделирования и ассимиляции НАСА MERRA-2 до 65км. На данных рисунках климатические значения также учтены.

На основании полученных результатов, было выявлено, что потепления, которые отмечаются выше «классических высот» также могут иметь достаточно продолжительное обращение средне-зональной составляющей ветра (рис.5) или продолжительность, которая примерно равна временному интервалу аномалии температуры - непродолжительному (рис.6).

В 1988г. (рис.5), аномалия температуры была отмечена на высоте 50 км и достигла всего 10 К, с конца октября по 11 ноября. Отклонение средне-зональной составляющей стала отрицательной на высоте 45 км и выше, с конца октября по 15 ноября. Через неделю зональная компонента *u* вновь приняла отрицательный знак с 22 ноября по 12 декабря на 45 км, тогда как аномалия температуры наблюдалась также на 50 км и не столь долго.

Случай в ноябре 1991г. (рис.6) и в декабре 1989г. (рис.7) наглядно показывают не продолжительное отклонение компоненты *u* на высоте выше «классической». В 1991г. году аномалия температуры наблюдается на 40-50 км и имеет одинаковую продолжительность с отклонением ветра, примерно 4 дня (21-24 ноября). В конце декабря также фиксируется высокое потепление. Аномалия температуры достигает 20К на 40км, отклонение средне-зональной составляющей на 50км. Потепление продолжается с 17 по 24 декабря. В декабре 1989г потепление отмечается со 2 декабря по 6, как по аномалии температуры так и по отклонению средне-зональной составляющей ветра. Ано-

малия температуры 20 К фиксируется на 40км, а отклонение ветра -20 м/с на 50км.

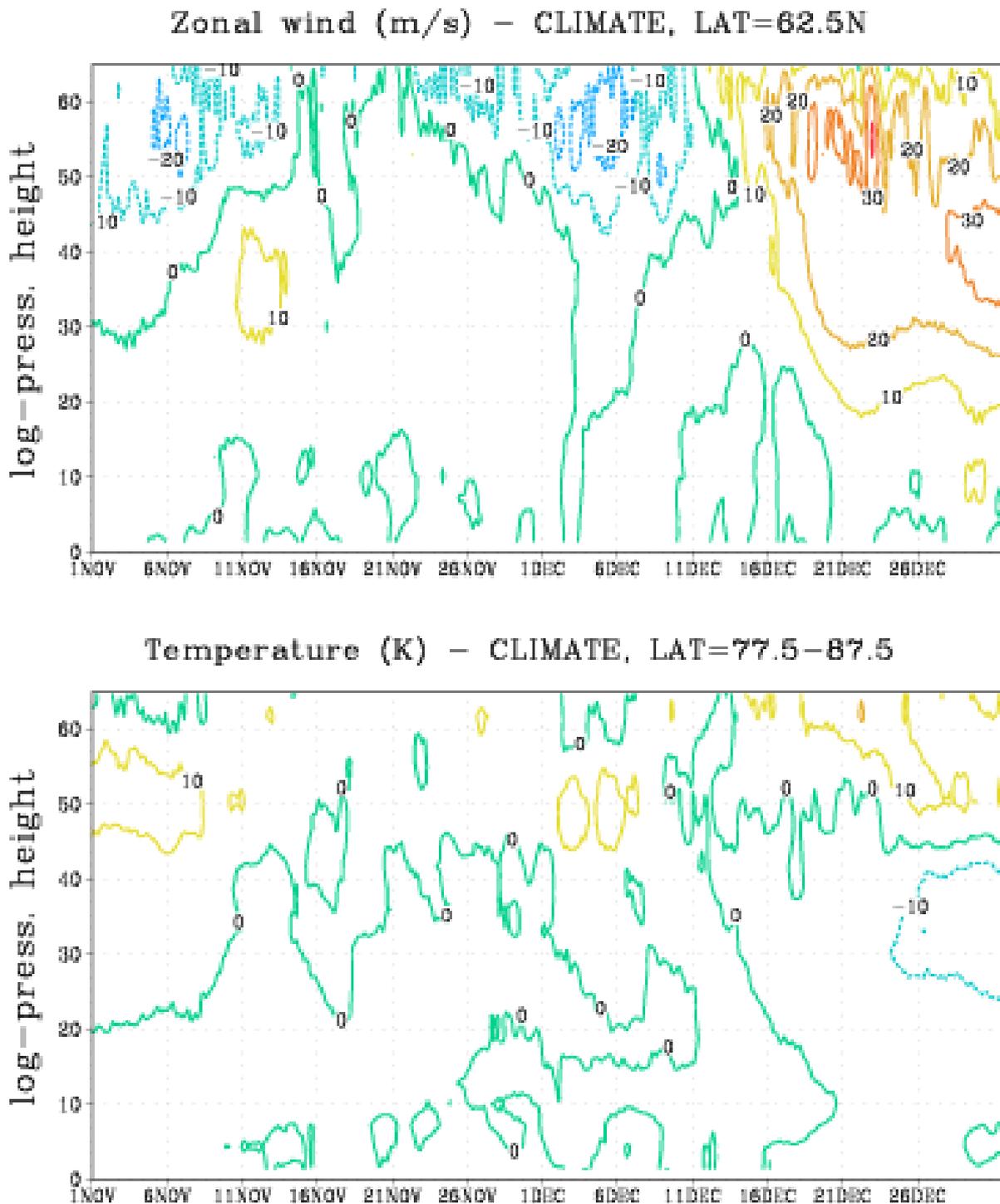
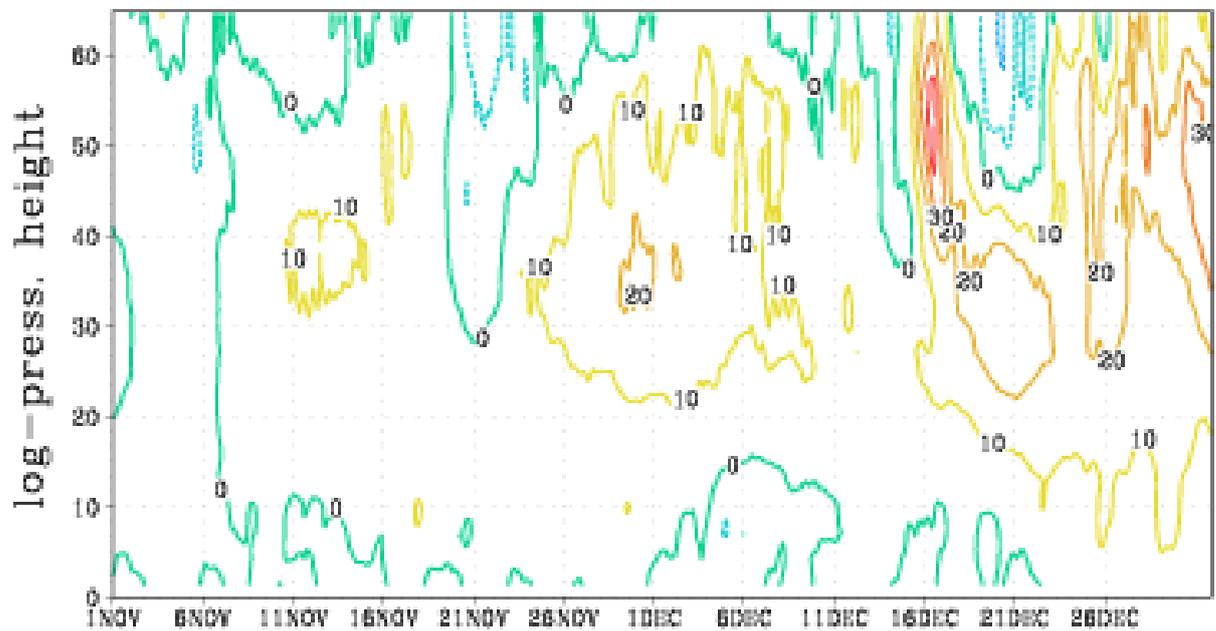


Рисунок 5 - Распределение с высотой отклонения средне-зональной составляющей ветра (верхняя панель), аномалии температуры (нижняя панель) от климатических значений в ноябре-декабре 1988г

Zonal wind (m/s) – CLIMATE, LAT=62.5N



Temperature (K) – CLIMATE, LAT=77.5–87.5

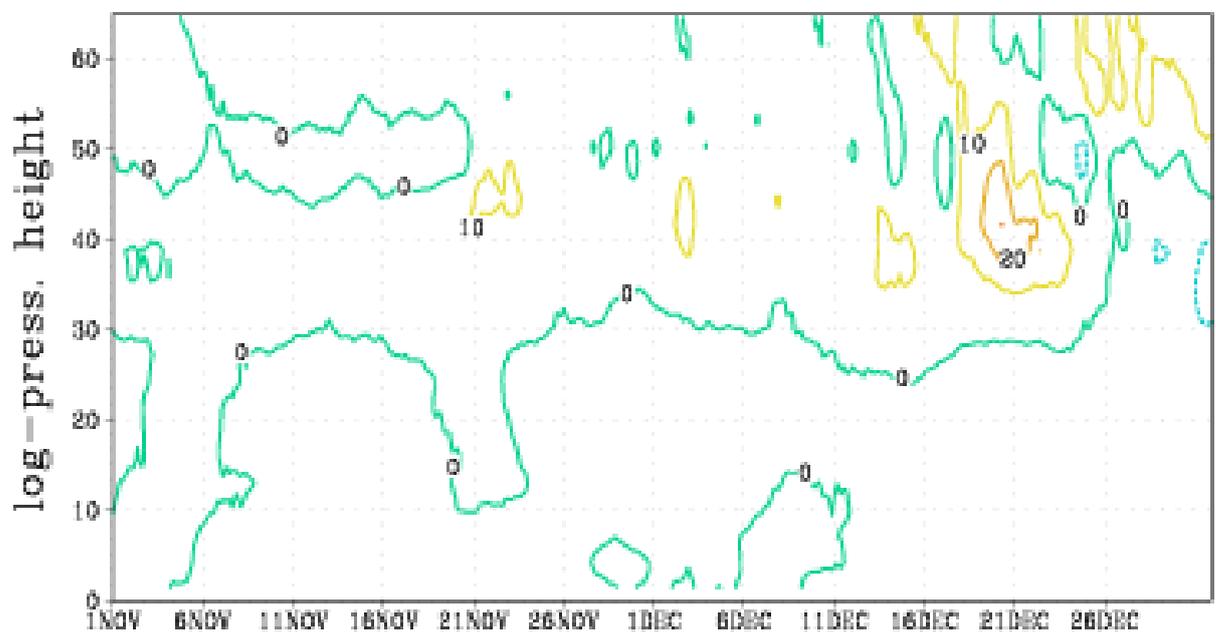
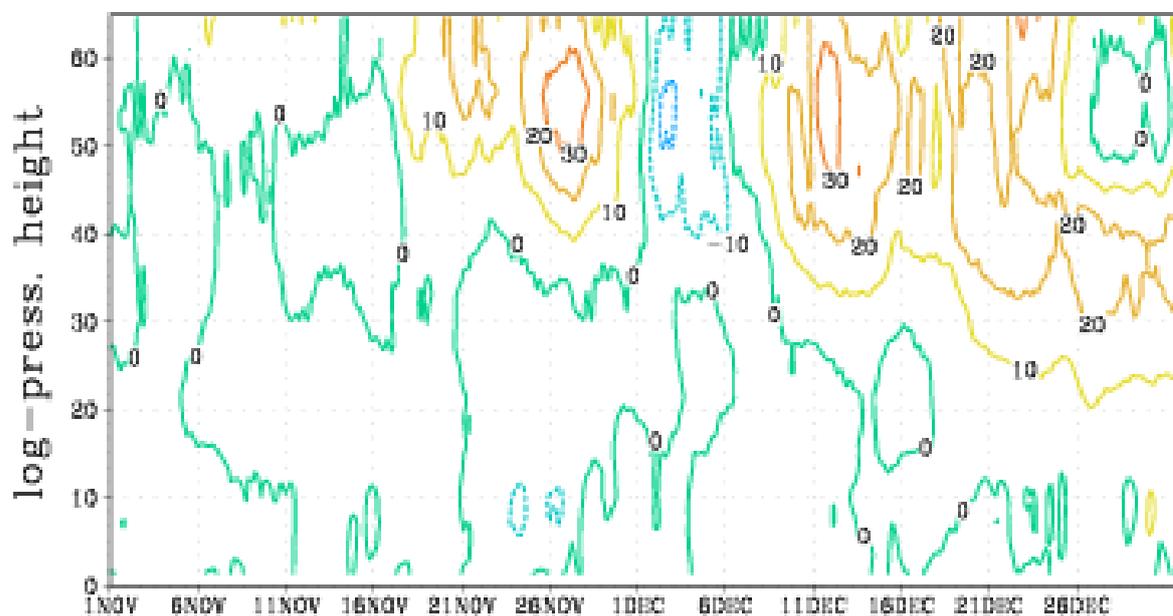


Рисунок 6- Распределение с высотой отклонения средне-зональной составляющей ветра (верхняя панель), аномалии температуры (нижняя панель) от климатических значений в ноябре-декабре 1991г

Zonal wind (m/s) – CLIMATE, LAT=62.5N



Temperature (K) – CLIMATE, LAT=77.5–87.5

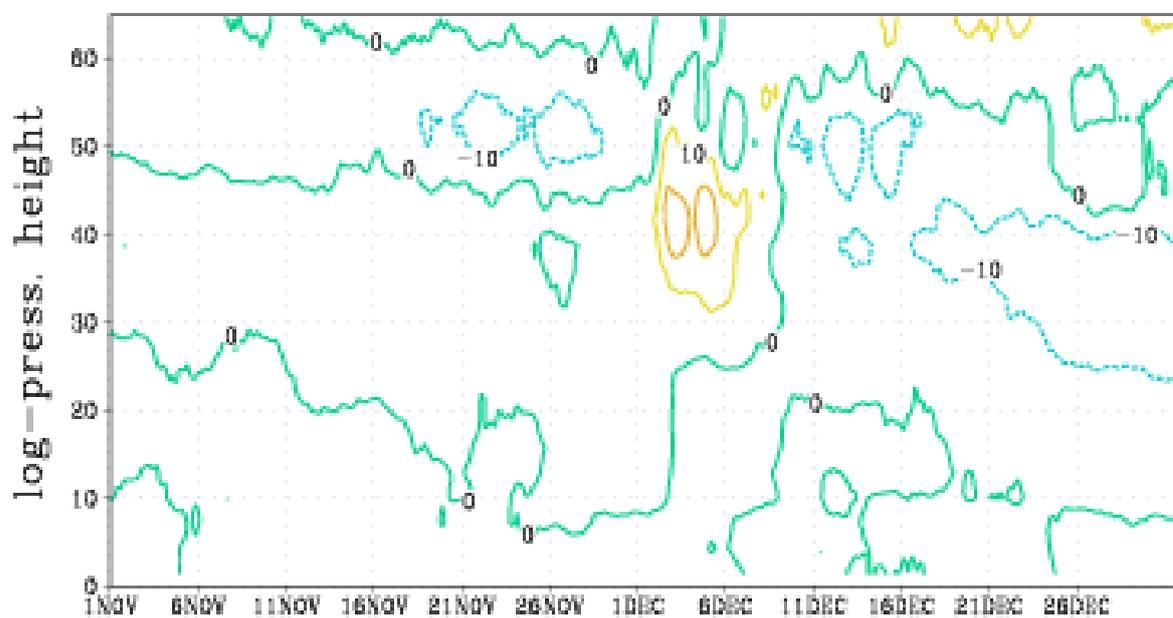


Рисунок 7- Распределение с высотой отклонения средне-зональной составляющей ветра (верхняя панель), аномалии температуры (нижняя панель) от климатических значений в ноябре-декабре 1989г

Таблица 1. КВСП

Зима	Дата начала КВСП		Высота , км		Аномалия температуры макс., К	Отклонение средне-зональной составляющей ветра макс., м/с
	по отклонению и компонентам, м/с	по аномалии Т, К	по отклонению и компонентам, м/с	по аномалии Т, К		
1960-1961	Октябрь	октябрь	30	20	<10	-10
1962-1963	10.ноя	12.ноя	30	25	<10	-10
1965-1966	17.ноя	04.дек	20	20	20	-40
1966-1967	12.ноя	17.ноя	15	25	10	-20
1968-1969	15.ноя	21.ноя	15	15	30	-40
1974-1975	Октябрь	16.ноя	22	25	10	-20
1975-1976	27.ноя	13.ноя	40	40	10	-10
1976-1977	08.ноя	11.ноя	25	20	20	-40
1977-1978	03.ноя	08.ноя	28	25	10	-20
1978-1979	28.ноя	06.дек	10	15	10	-30
1979-1980	Октябрь	03.ноя	30	25	<10	-20
1981-1982	11.ноя	02.дек	35	20	20	-40
1982-1983	11.ноя	11.ноя	45	40	10	-10
1983-1984	октябрь	октябрь	55	50	10	-10
1984-1985	07.дек	07.дек	40	35	20	-10
1986-1987	05.дек	28.ноя	50	40	30	-20
1987-1988	18.ноя	18.ноя	30	25	10	-30
1988-1989	октябрь	октябрь	45	50	10	-20
1989-1990	02.дек	02.дек	50	40	20	-20
1990-1991	16.ноя	12.ноя	50	45	10	-20
1991-1992	21.ноя	21.ноя	50	45	10	-10

1992-1993	08.ноя	11.ноя	50	50	20	-20
1993-1994	октябрь	10.ноя	40	50	10	-10
1994-1995	12.ноя	октябрь	40	50	10	-10
1995-1996	октябрь	октябрь	50	50	10	-20
1996-1997	октябрь	01.ноя	35	40	10	-20
1997-1998	21.ноя	23.ноя	45	40	10	-10
1998-1999	02.ноя	07.ноя	35	45	10	-10
2000-2001	12.ноя	21.ноя	10	17	10	-30
2009-2010	октябрь	16.ноя	20	20	10	-30
2014-2015	24.ноя	25.ноя	40	30	10	-10
2016-2017	октябрь	24.ноя	20	18	10	-20
2018-2019	28.ноя	03.дек	40	35	10	-10

Проанализировав таблицу 1 можно сделать выводы о том, в большинстве случаев состояние зональной составляющей *u* компоненты принимает отрицательный знак намного раньше, чем аномалия температуры положительный, но также существует обратная ситуация и когда аномалия температуры и отклонение ветра фиксируется в одно время. Максимальное значение аномалия температуры достигает 30 К в КВСП. Отклонения среднезональной составляющей ветра не превышает -40 м/с. Также стоит отметить, что канадские ВСП наблюдаются в конце октября, но это требует дополнительного исследования.

Таблица 1 также подтверждает тот факт, что потепление может фиксироваться на более высоких уровнях стратосферы. Во многих статьях упоминается, что на данный момент большое количество исследований посвящают высоким ВСП, которые наблюдаются выше 30 км. В подобных публикациях, описывающих данные исследования, предлагают изменить методику выявле-

ния ВСП. Также следует отметить, что по полученным результатам канадские ВСП в 70% случаях также фиксируются выше «классических» высот.

Было построено распределение частоты канадских ВСП в ноябре по декадам лет (рис.8). Анализ построенных распределений, начиная с 1958г. показал, что КВСП наблюдаются в каждом десятилетии от 2 случаев. Наименьшее количество потеплений в ноябре пришлось на следующие периоды: 1960-1969гг., 2000-2009гг., 2010-2019гг. В научных публикациях, посвящённых исследованию ВСП, отмечается, что частота ВСП (классических) снижена в 1990-1999 гг. [4]. Очевидно, что авторы не учитывают наличие канадских, однако по полученным результатам именно частота КВСП увеличилась в это десятилетие.

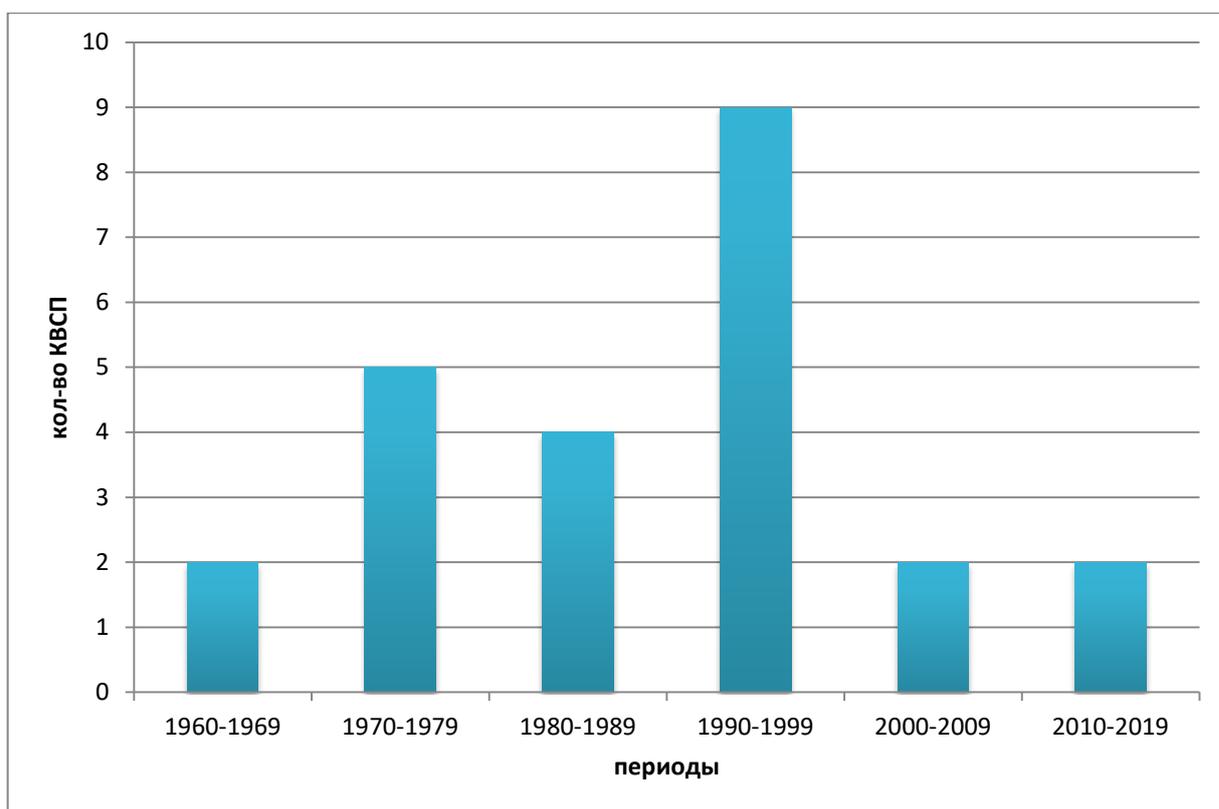


Рисунок 8. Частота канадских ВСП в ноябре

Таким образом, анализ данных лет показал:

1. Аномалии температуры и отклонение зональной компонента *u* может фиксироваться на более высоких уровнях
2. Во время КВСП. аномалия температуры наблюдается не продолжительное время и варьируется в пределах 10-30 К.
3. Не зависимо от высоты отклонения средне-зональной составляющей ветра имеет разную временную продолжительность.
4. Начиная с 60-х годов, КВСП наблюдаются от 2 случаев в каждом анализируемом десятилетии.

4. Отклик КВСП на стратосферный полярный вихрь

За исследуемый период было построено распределение геопотенциальной высоты в полярной стратосфере, для определения влияния канадских ВСП на стратосферный полярный вихрь. Полярная ячейка, или полярный вихрь, — элемент циркуляции земной атмосферы в приполярных районах Земли, имеет вид приповерхностного вихря, который закручивается на запад, выходя из полюсов; и высотного вихря, закручивающегося к востоку. Сильные ветры образуются за счет увеличенной разницы температур между полюсом и тропиками, а эффект Кориолиса заставляет вихрь раскручиваться. В зимние месяцы температура на северном полюсе становится достаточно холодной, опускаясь почти до -110 градусов по Фаренгейту или -79 градусов по Цельсию, в то время разница температур с южными широтами растет, создавая более сильные ветры. Именно этот холодный воздух помогает удерживать на месте полярный вихрь.

Внезапное потепление стратосферы связано с более слабыми полярными вихрями. Потепление стратосферного воздуха может изменить циркуляцию против часовой стрелки в арктическом полярном вихре на направления воздуха по часовой стрелке. Во время ВСП полярный вихрь может вести себя 3 способами:

1. Смещение относительно центра
2. Вытягивание (дипольная форма)
3. Расщепление.

Именно поэтому, было построено распределение геопотенциальной высоты, так как она достаточно хорошо демонстрирует изменение формы вихря. Геопотенциальная высота усреднена за 10 дней (1-10 ноября, 11-20 ноября и т.д.) для каждой зимы с 1958г.

Если зональная *u* компонента имеет отрицательное значение продолжительное время на высотах стратосферы, то следующее ВСП (классическое) в декабре месяце 90% случаев будет с расщеплением полярного вихря.

В качестве примера КВСП на «классической» высоте с продолжительным обращением средне-зональной составляющей выше был представлен ноябрь 2000г (рис. 1) и реакция полярного вихря представлена на рисунке 9. В 2000г. КВСП было зафиксировано с 12 ноября на рекомендованных высотах ВМО и, полярный вихрь на него среагировал смещением относительно центра. Последующее ВСП (классическое) в декабре наблюдалось уже с расщеплением (верхняя левая панель рис.9). Было проанализировано несколько высот 20, 25 и 30 км. Известно, что экстремально слабое состояние полярного вихря сказывается на погоде и на 20 км более четко прослеживается реакция вихря на КВСП. Полученные результаты показали, что на 25 (рис.10) и 30 км (рис.11) у формы полярного вихря тенденция такая же, но она более приглушенная. Следовательно, для поставленных задач, нет необходимости наблюдать поведение полярного вихря на уровнях выше 20 км.

На рисунке 12 представлена реакция полярного вихря на КВСП, которые зафиксированы на высотах выше «классических» также при продолжительном отклонении *и* компоненты. В ноябре полярный вихрь реагирует небольшим смещением. В декабре во время второго КВСП полярный вихрь вытягивается (11-20 декабря). Для того чтобы отследить поведение полярного вихря во время ВСП, которые происходят с января по март, было построено дополнительное распределение геопотенциальной высоты. Геопотенциальная высота усреднена за 15 дней (1-15 января, 16-31 января и т.д.) для каждой зимы с 1958г. В январе полярный вихрь не изменял своей формы. Во время же последующего ВСП (классического), которое имело место быть во второй половине февраля, наблюдалось с расщеплением (рис.13).

Geopotential height at 20km 2000

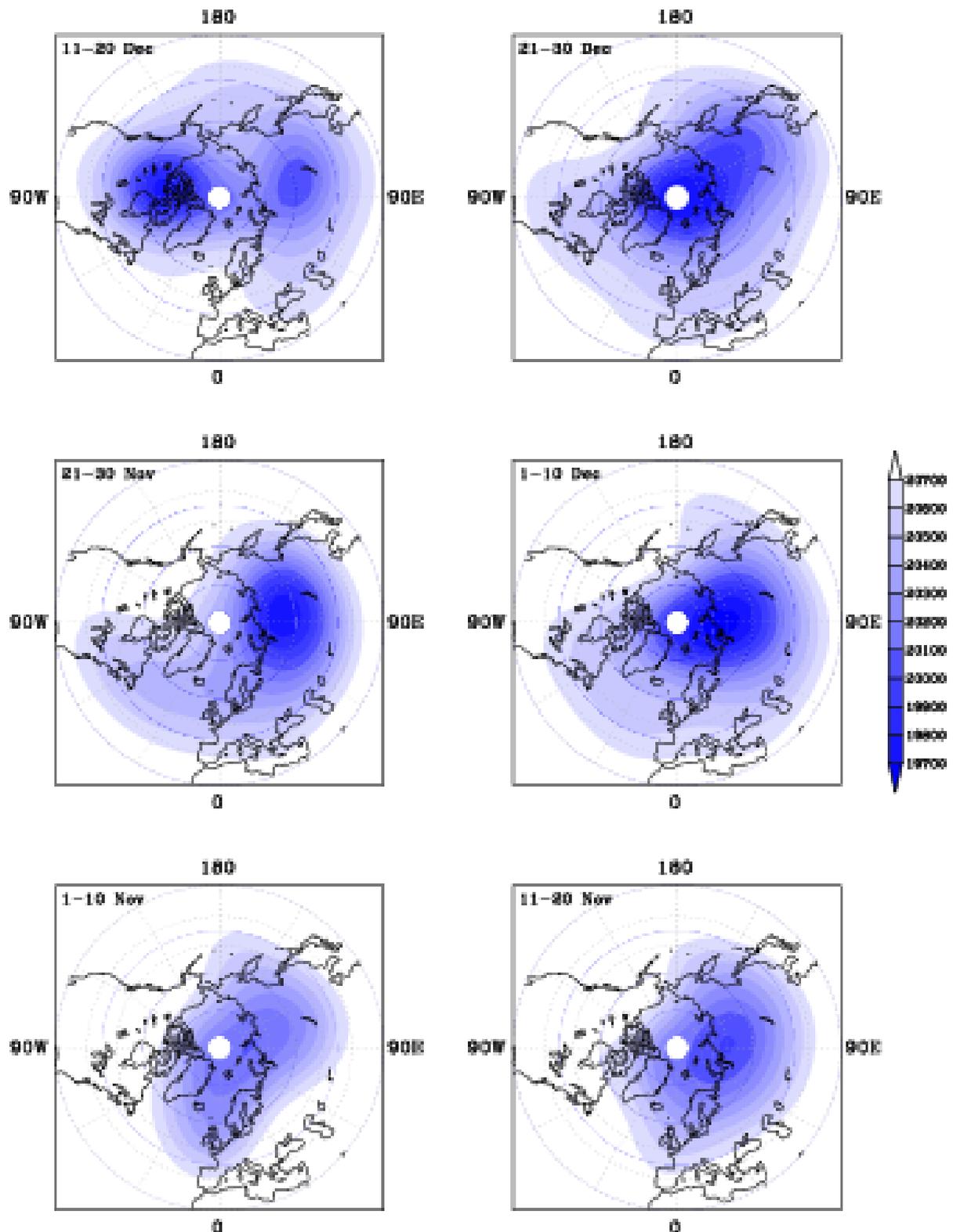


Рисунок 9- Распределение геопотенциальной высоты

в ноябре-декабре 2000г на 20 км

Geopotential height at 25km 2000

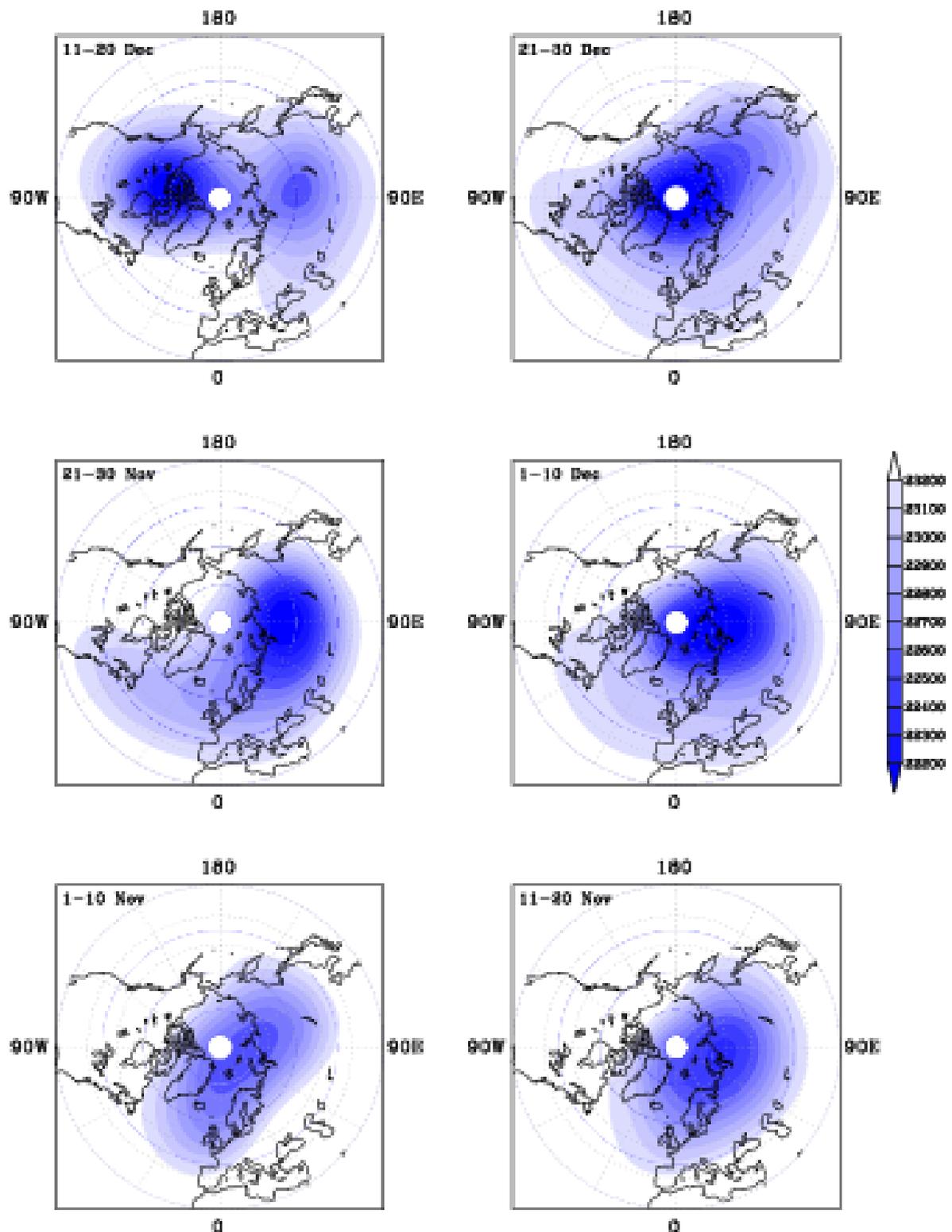


Рисунок 10- Распределение геопотенциальной высоты

в ноябре-декабре 2000г на 25 км

Geopotential height at 30km 2000

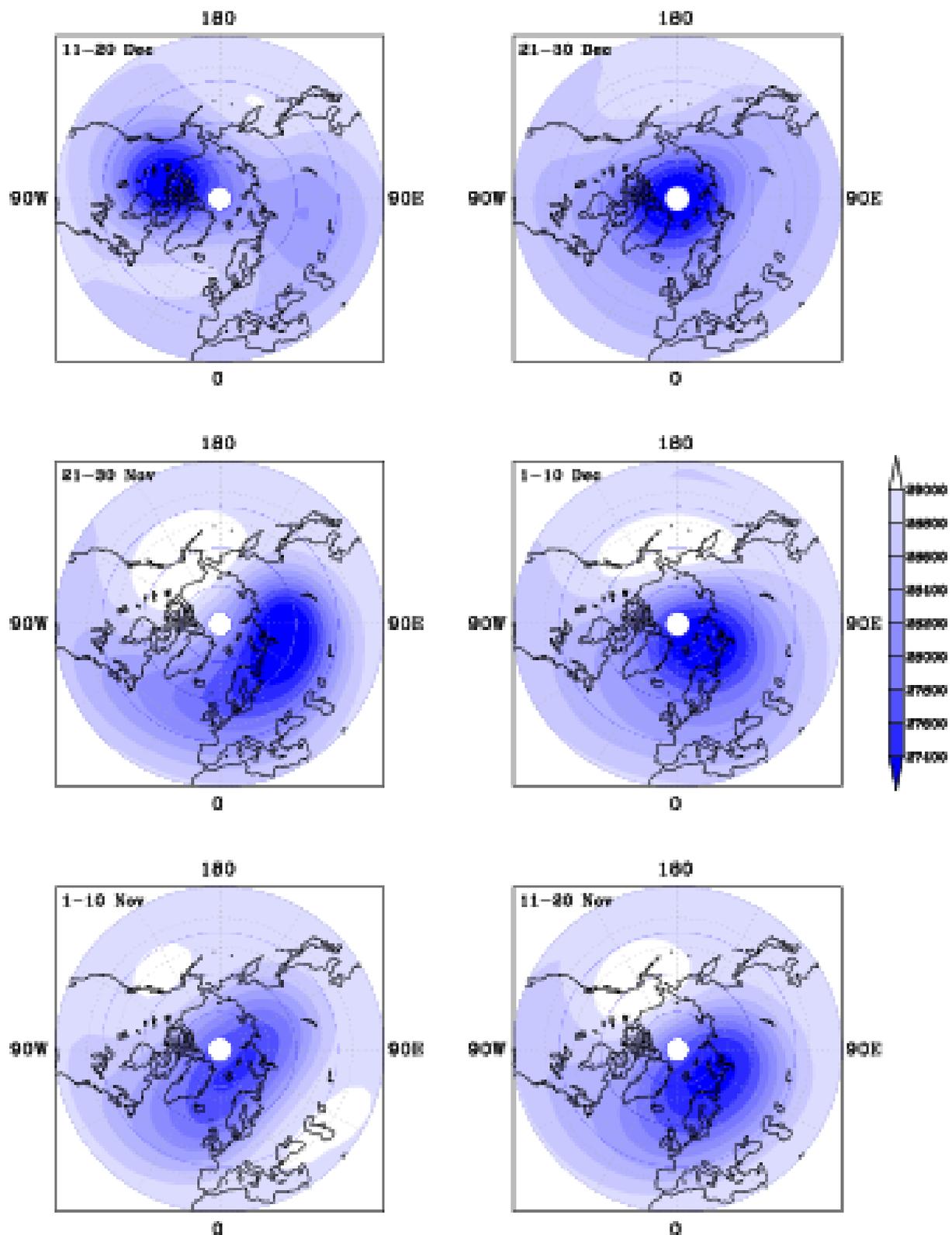


Рисунок 11- Распределение геопотенциальной высоты

в ноябре-декабре 2000г на 30 км

Geopotential height at 20km 1988

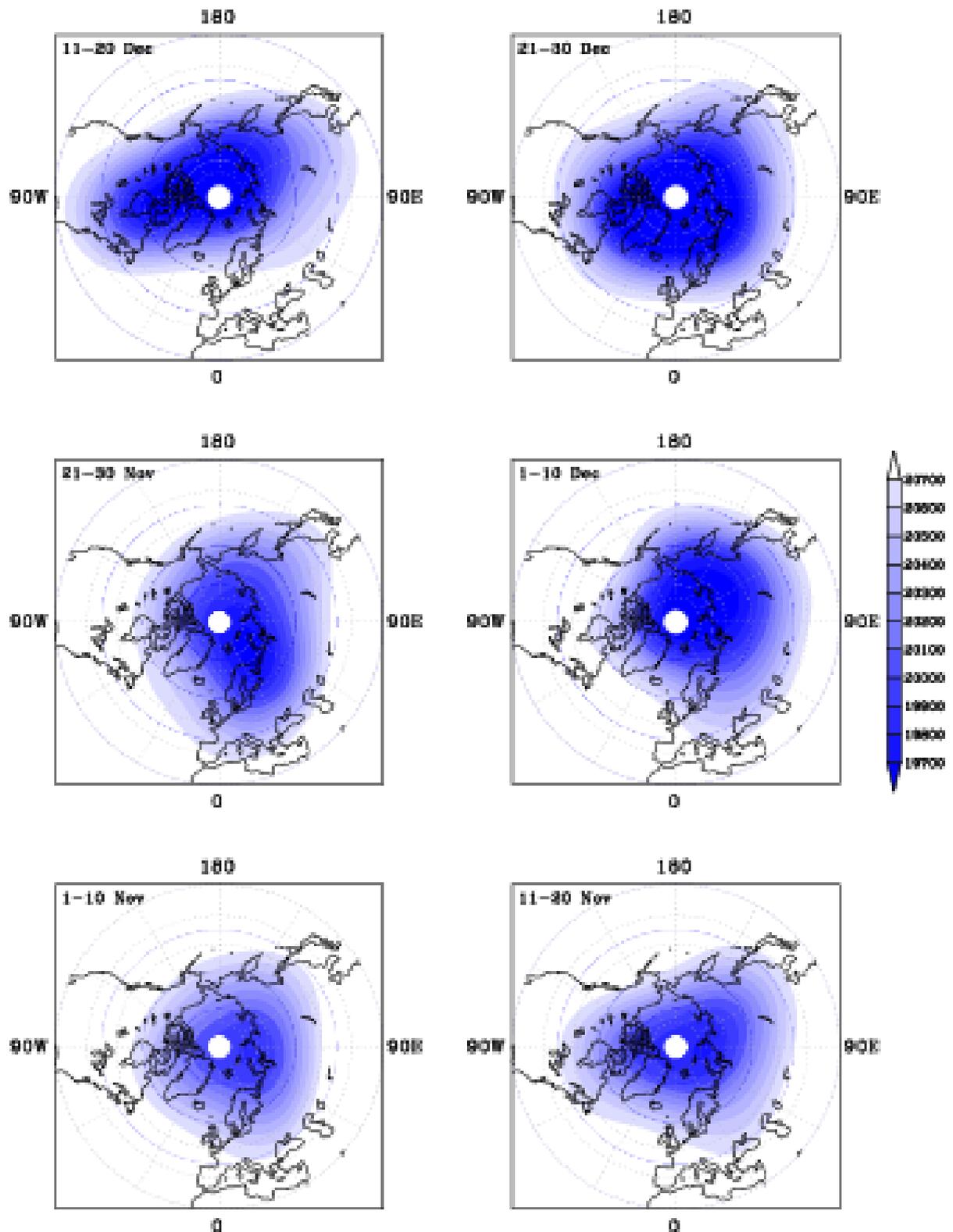


Рисунок 12- Распределение геопотенциальной высоты

в ноябре-декабре 1988г на 20 км

Geopotential height at 20km 1988

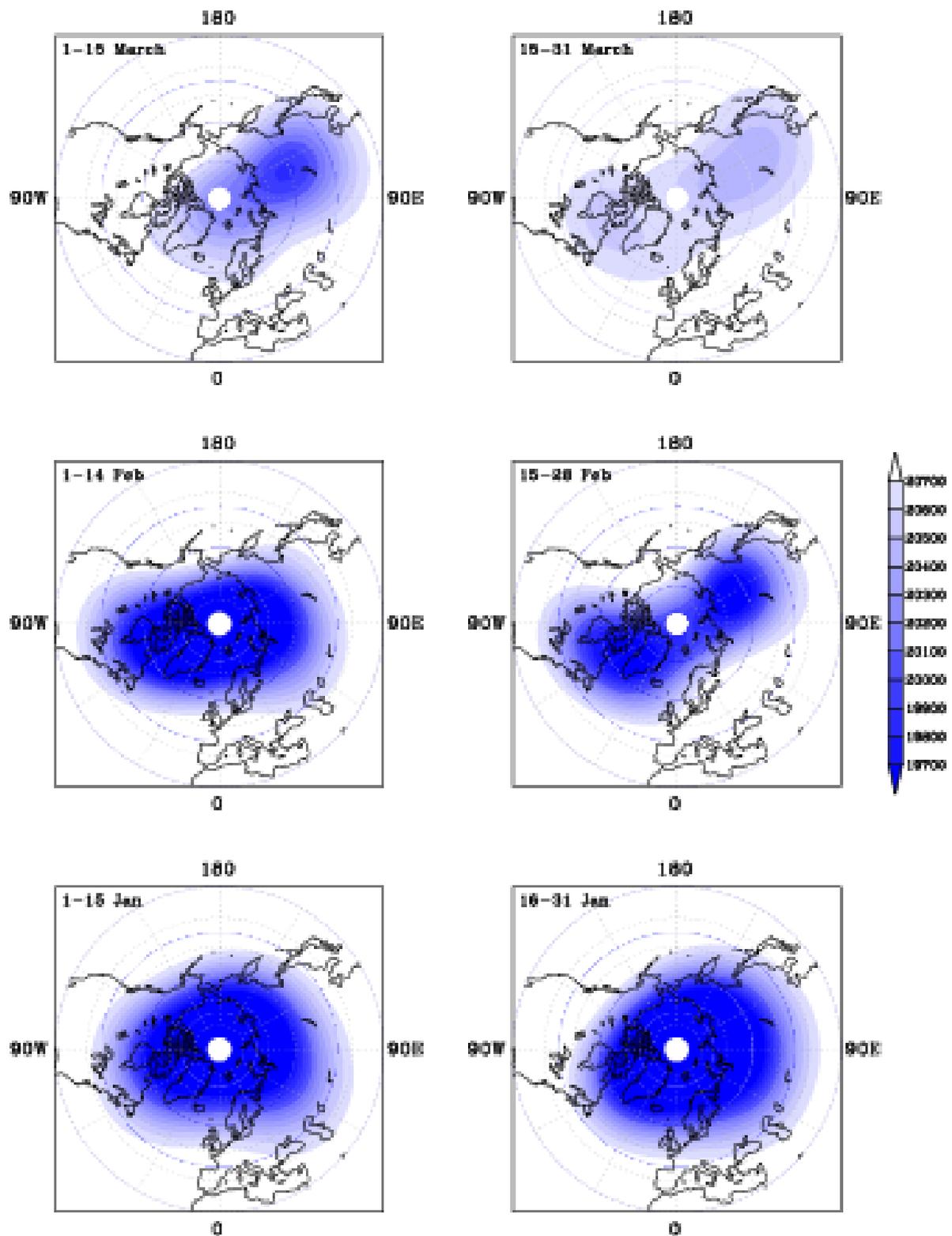


Рисунок 13- Распределение геопотенциальной высоты

в январе-марте 1988г на 20 км

При не продолжительном обращении зональной составляющей ветра, последующие ВСП имеют тенденцию только к смещению или вытягиванию полярного вихря (рис.14). Для примера в 1962 году (рис. 3) на высоте 30-40 км отклонение зональной компоненты наблюдается не продолжительное время, в ноябре около 5 дней, а в декабре 7 дней. В ноябре наблюдалось незначительной аномалии температуры около 5 К (нижняя панель рис.3) , и полярный вихрь отреагировал на КВСП легким смещением. В начале декабря же аномалия температуры составила 10-20 К и полярный вихрь сместился относительно центра и далее имел тенденцию к вытягиванию. В начале января у полярного вихря была попытка восстановиться относительно центра, но в конце января (рис.15) во время ВСП (классического) он вновь вытянулся. Подобная ситуация наблюдалась в 1975г (рис.4) аномалия температуры и отклонение ветра продолжалось не долго. Аномалия температуры началась раньше с 13 по 22 ноября и полярный вихрь мгновенно отреагировал смещением относительно центра (нижняя панель рис.16). Отклонение *и* компоненты отмечено с 27 ноября по 1 декабря на высоте 40 км, и полярный вихрь также продолжал смещаться по 30 ноября. ВСП (классических) в декабре месяце не наблюдалось. Для того чтобы отследить реакцию полярного вихря на следующие ВСП, была построена геопотенциальная высота за январь-март (рис.17). На рисунке 17, в первой половине января можно наблюдать восстановление полярного вихря в изначальную форму, во второй половине вновь наблюдается небольшое смещение и вытягивание.

Реакция полярного вихря на КВСП, которое было зафиксировано на более высоких высотах (рис.18) подобная. В ноябре 1991 года (рис. 6) и аномалия температуры и обращение зональной компоненты наблюдаются выше «классических» высот в течение примерно пяти дней в 20-ых числах (верхняя панель рис. 6). На ноябрьское потепление полярный вихрь реагирует смещением относительно центра и затем вытягиванием. Последующее, также высокое ВСП во второй половине декабря не вызывает расщепления стратосферного полярного вихря.

Geopotential height at 20km 1962

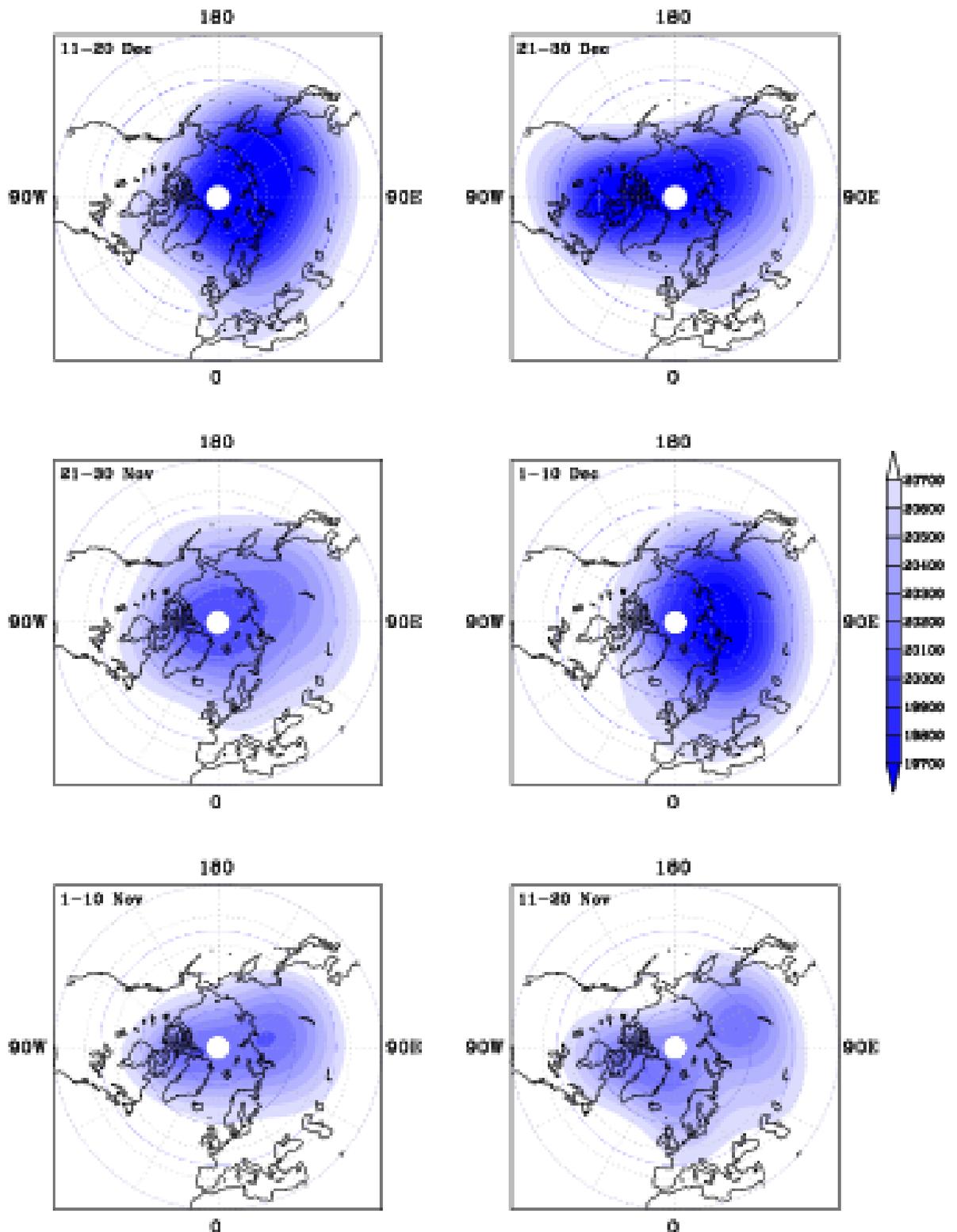


Рисунок 14- Распределение геопотенциальной высоты
в ноябре-декабре 1962г на 20 км

Geopotential height at 20km 1962

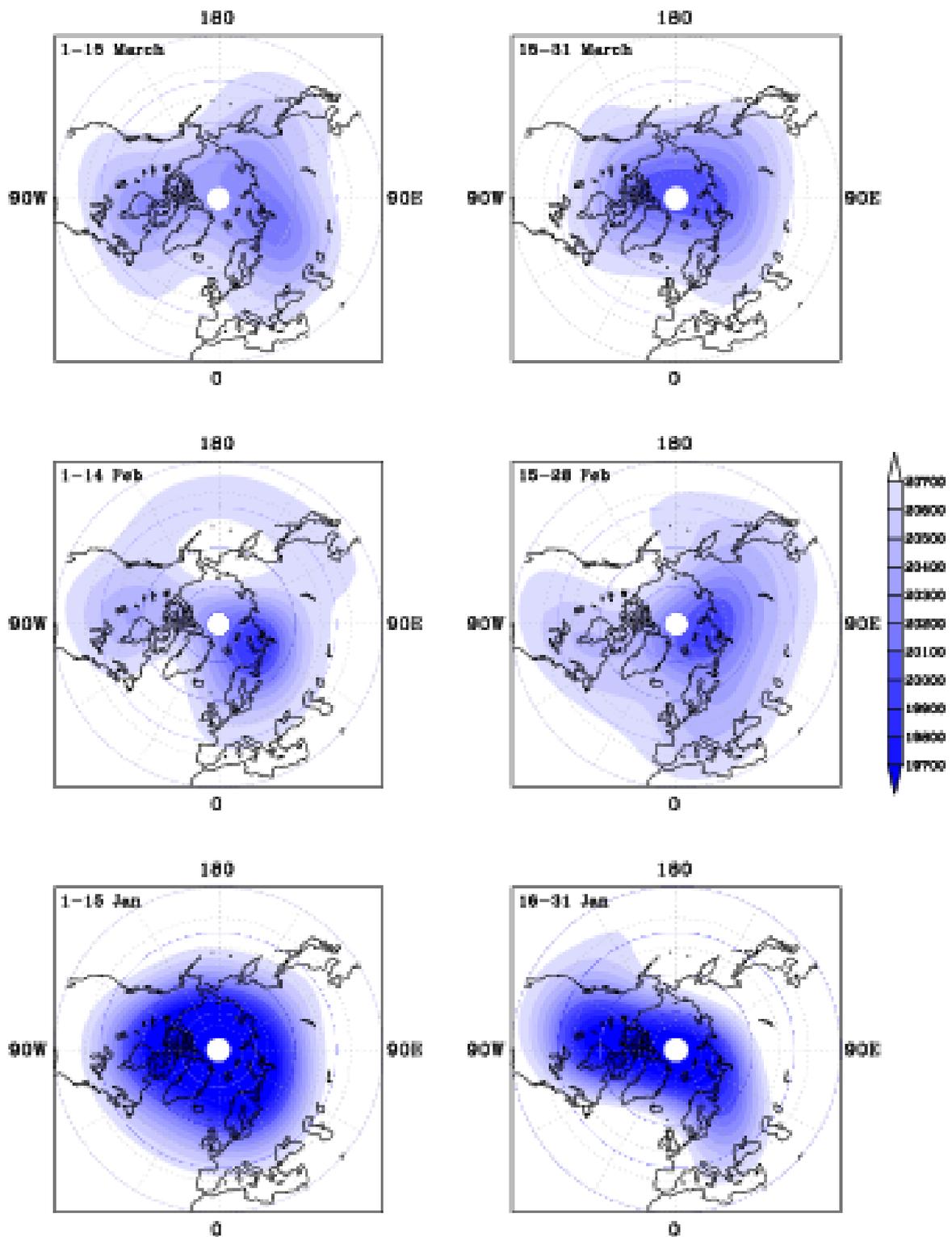


Рисунок 15- Распределение геопотенциальной высоты в январь-март 1962г на 20 км

Geopotential height at 20km 1975

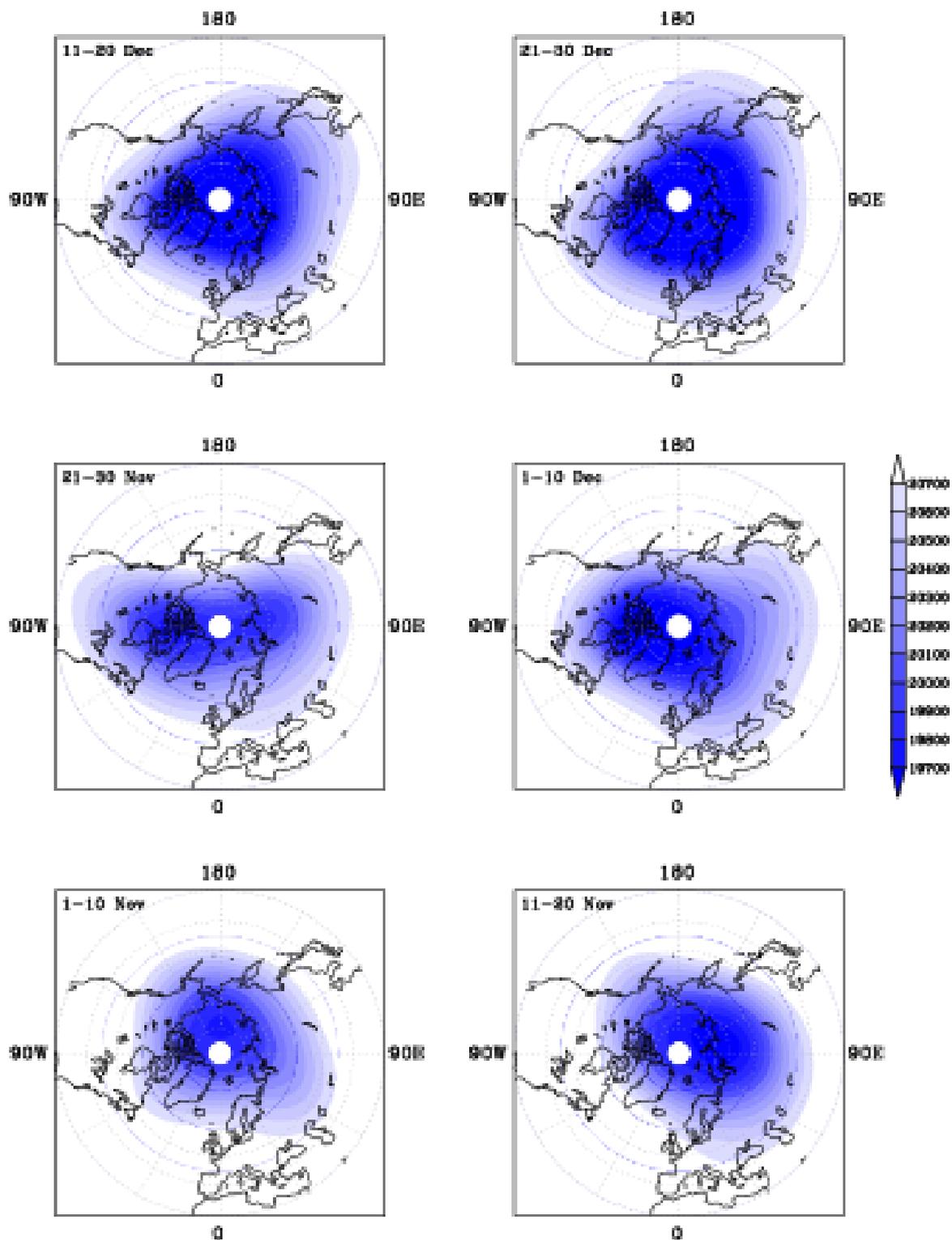


Рисунок 16- Распределение геопотенциальной высоты в ноябре-декабре 1975г на 20 км

Geopotential height at 20km 1975

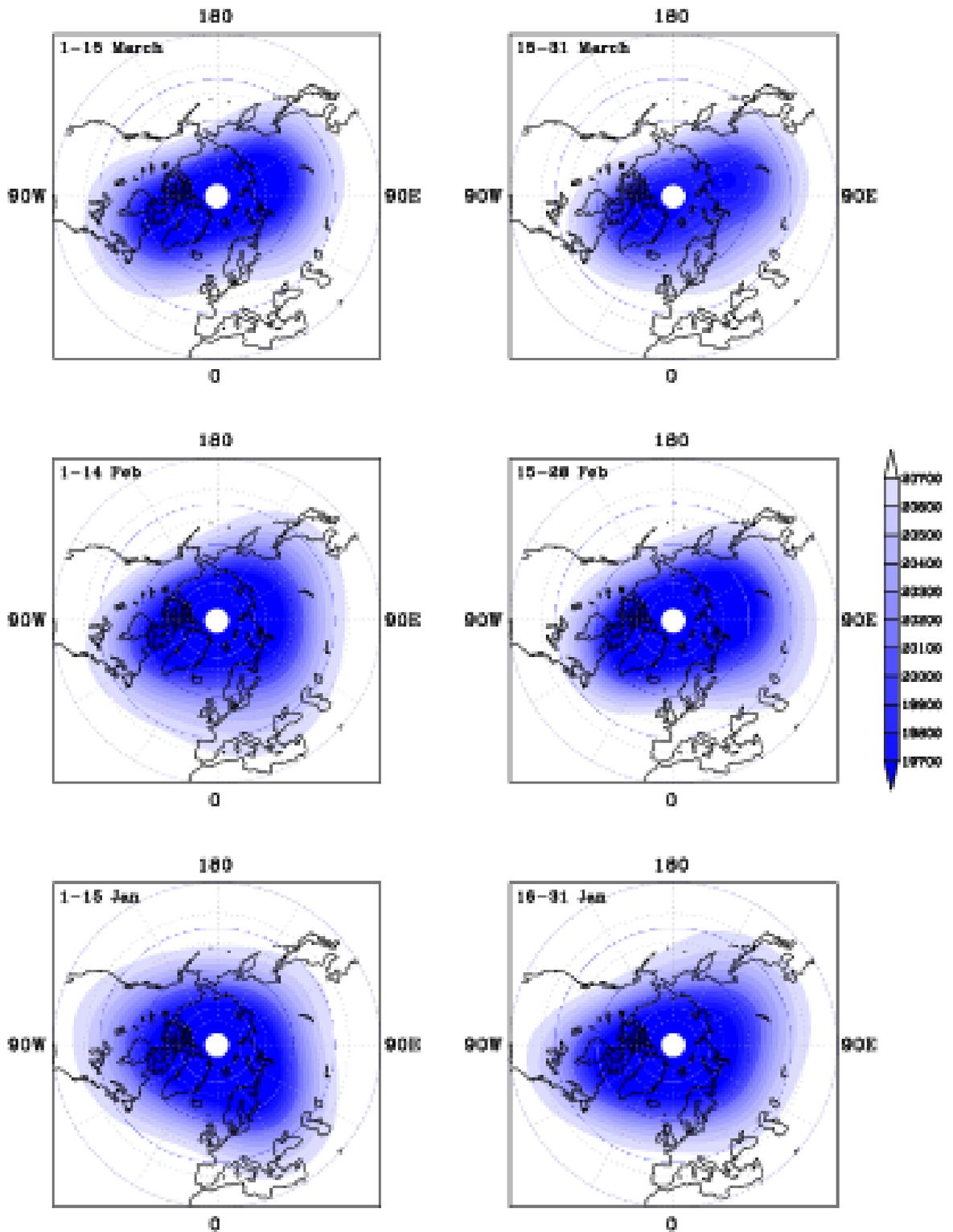


Рисунок 17- Распределение геопотенциальной высоты в январе-марте 1975г на 20 км

Geopotential height at 20km 1991

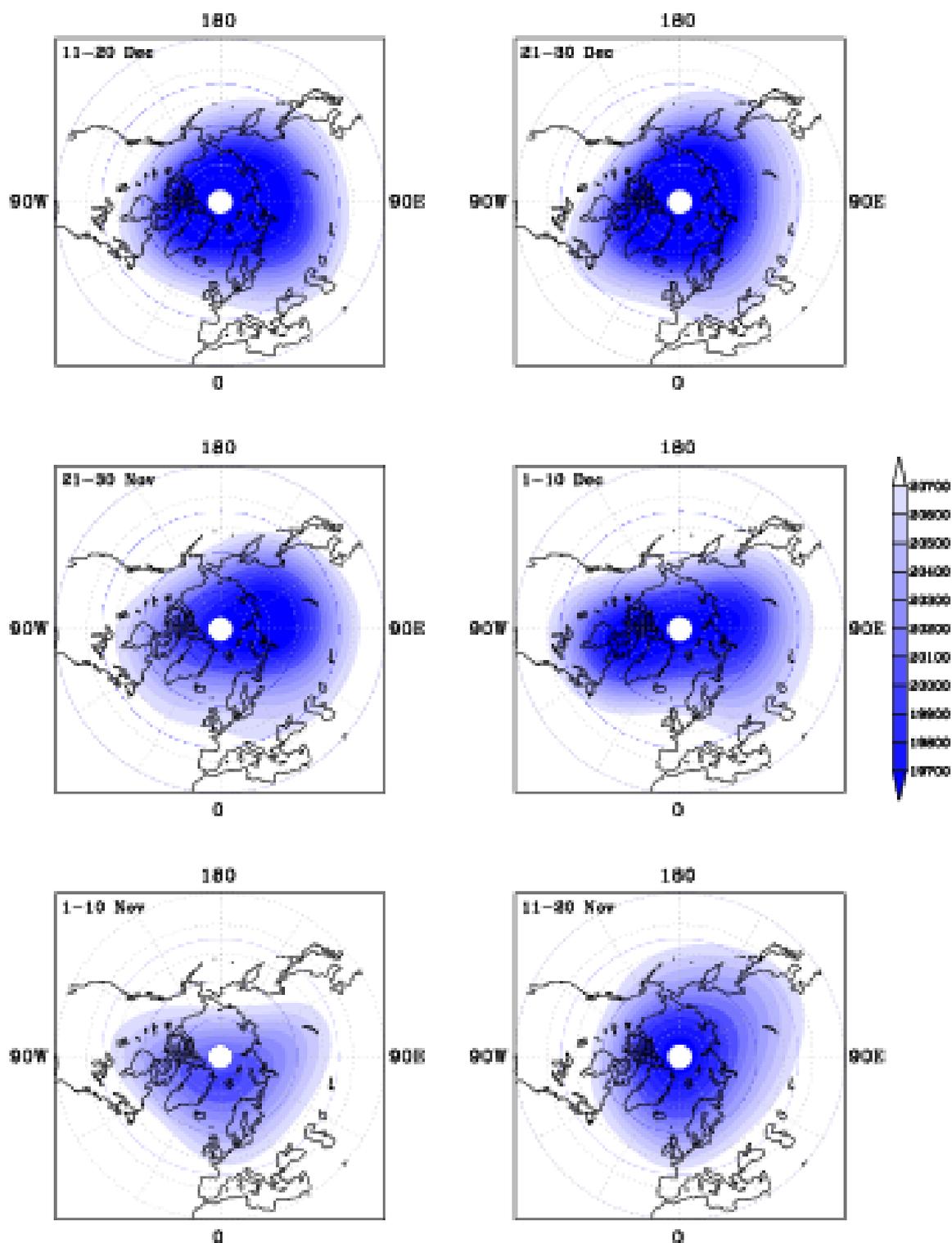


Рисунок 18- Распределение геопотенциальной высоты

в ноябре-декабре 1991г на 20 км

Проанализировав реакцию КВСП на стратосферный полярный вихрь, можно сделать следующие выводы:

1. Полярный вихрь реагирует на потепления, как и на рекомендованных ВМО высотах, так и выше в стратосфере
2. Не зависимо от высоты, в большинстве случаев при продолжительном обращении зональной составляющей ветра во время КВСП, последующее ВСП (классическое) проходит с расщеплением стратосферного полярного вихря
3. При не продолжительном обращении зональной составляющей ветра во время КВСП, последующие ВСП имеют тенденция к смещению или вытягиванию полярного вихря

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В процессе работы, были рассмотрены все холодные периоды с ноября по март (включительно) с 1958г. с использованием данных реанализа. С помощью реанализа JRA55 был рассмотрен период с 1958г. по 2019г., а по анализу MERRA-2 с 1980г. по 2020г.

По итогам проделанной работы можно сделать следующие выводы:

По итогам проделанной работы можно сделать следующие выводы:

1. КВСП наблюдаются в каждом десятилетии по 2 случая или более. Наибольшее количество случаев выявлено в 90-е годы.
2. Обнаружены случаи, когда КВСП фиксируются в конце октября, но это лежит за пределами данной работы и требует дополнительного исследования.
3. Выявлены случаи КВСП как на 10 гпа, которые является классическими, так и выше на 1 гпа . 70% случаев приходится на высокие КВСП на 1 гпа.
4. Полярный вихрь реагирует на потепления, как и на рекомендованных ВМО высотах, так и выше в стратосфере.
5. Последствия на динамику стратосферы разное в зависимости от периода, когда отклонение зональной компоненты от климатических значений имеет отрицательный знак.
6. Если зональная компонента имеет отрицательное значение продолжительное время на высотах стратосферы, то в большинстве случаев следующее ВСП (классическое) будет обязательно с расщеплением полярного вихря.
7. Когда отклонение зонального ветра имеет не продолжительное обращение во время КВСП, последующие ВСП имеют тенденция к смещению или вытягиванию полярного вихря.

8. Аномалия температуры с учетом климатических значений не столь большая, как при классическом ВСП, вероятно это связано с тем, что стратосфера до конца не перешла на зимний режим.

Необходимы дополнительные исследования, для определения критического временного интервала, во время которого зональная компонента отрицательна, для однозначного прогнозирования расщепления стратосферного полярного вихря во время последующего ВСП.

СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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, e2020RG000708. <https://doi.org/10.1029/2020RG000708>
2. O'Neill, A.; Charlton-Perez, A.J.; Polvani, L.M. Stratospheric sudden warmings. In *Encyclopedia of Atmospheric Science*, 2nd ed.; North, G.R., Pyle, J., Zhang, F., Eds.; Elsevier: London, UK, 2014; Volume 4, pp. 30–40.
3. Limpasuvan, V.; Thompson, D.W.J.; Hartmann, D.L. The life cycle of the Northern Hemisphere sudden stratospheric warmings. *J. Clim.* 2004, 17, 2584–2596. [CrossRef]
4. Manney, G.L.; Krnney, G.; Sabutis, J.L.; Sena, S.A.; Pawson, S. The remarkable 2003–2004 winter and other recent warm winters in the Arctic stratosphere since the late 1990s. *J. Geophys. Res.* 2005, 110, 583–595. [CrossRef]
5. Shi, C.; Xu, T.; Guo, D.; Pan, Z. Modulating effects of planetary wave 3 on a stratospheric sudden warming event in 2005. *J. Atmos. Sci.* 2017, 74, 1549–1559. [CrossRef]
6. Scherhag, R. Die explosionsartigen Stratosphärenenerwärmungen des Spätwinters, 1951–1952. *Ber. Deut. Wetterd.* 1952, 6, 51–63.
7. McIntyre, M.E. How well do we understand the dynamics of stratospheric warming? *J. Meteorol. Soc. Jpn.* 1982, 60, 37–64. [CrossRef]
8. Andrews, D.G.; Holton, J.R.; Leovy, C.B. *Middle Atmosphere Dynamics*; Academic Press: Cambridge, MA, USA, 1985; 489p.
9. Charlton, A.J.; Polvani, L.M. A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks. *J. Clim.* 2007, 20, 449–469. [CrossRef]
10. Black, R.X. Stratospheric forcing of surface climate in the Arctic Oscillation. *J. Clim.* 2002, 15, 268–277. [CrossRef]

11. Karpechko, A.Y.; Charlton-Perez, A.; Balmaseda, M.; Tyrrell, N.; Vitart, F. Predicting sudden stratospheric warming 2018 and its climate impacts with a multi-model ensemble. *Geophys. Res. Lett.* 2018, 45, 13538–513546. [CrossRef]
12. Dörnbrack, A.; Pitts, M.C.; Poole, L.R.; Orsolini, Y.J.; Nishii, K.; Nakamura, H. The 2009–2010 Arctic stratospheric winter–general evolution, mountain waves and predictability of an operational weather forecast model. *Atmos. Chem. Phys.* 2012, 12, 3659–3675. [CrossRef]
13. Rao, J.; Ren, R.; Chen, H.; Yu, Y.; Zhou, Y. The stratospheric sudden warming event in February 2018 and its prediction by a climate system model. *J. Geophys. Res. Atmos.* 2018, 123, 13332–13345. [CrossRef]
14. Mukougawa, H.; Sakai, H.; Hirooka, T. High sensitivity to the initial condition for the prediction of stratospheric sudden warming. *Geophys. Res. Lett.* 2005, 32, L08814. [CrossRef]
15. Taguchi, M. Predictability of major stratospheric sudden warmings: Analysis results from JMA operational 1-month ensemble predictions from 2001/02 to 2012/13. *J. Atmos. Sci.* 2016, 73, 789–806. [CrossRef]
16. Hitchman MH, Gille JC, Rodgers CD, Brasseur G (1989) The separated polar winter stratopause: a gravity wave driven climatological feature. *J Atmos Sci* 46(3):410–422
17. France JA, Harvey VL, Randall CE, Hitchman MH, Schwartz MJ (2012) A climatology of stratopause temperature and height in the polar vortex and anticyclones. *J Geophys Res* 117(D06116). doi:10.1029/2011JD016893
18. Fairlie TDA, Fisher M, O’Neill A (1990) The development of narrow baroclinic zones and other small-scale structure in the stratosphere during simulated major warmings. *Q J R Meteorol Soc* 116:287–315
19. Thayer P, Greer K, Harvey VL (2010) Front-like behavior in the arctic wintertime upper stratosphere and lower mesosphere. *J Geophys Res* 115(D00N04). doi:10.1029/2010JD014278

20. France JA, Harvey VL (2013) A climatology of the stratopause in WACCM and the zonally asymmetric elevated stratopause. *J Geophys Res.* doi:10.1002/jgrd.50218
21. Labitzke K (1974) The temperature in the upper stratosphere: differences between hemispheres. *J Geophys Res* 79(15):2171–2175
22. Waugh DW, Randel WJ (1999) Climatology of arctic and antarctic polar vortices using elliptical diagnostics. *J Atmos Sci* 56:1594–1614
23. Mitchell DM, Charlton-Perez AJ, Gray LJ (2011) Characterizing the variability and extremes of the stratospheric polar vortices using 2d moment analysis. *J Atmos Sci* 68:1194–1214. doi:10.1175/2010JAS3555.
24. Andrews DG, Holton JR, Leovy CB (1987) *Middle atmosphere dynamics*. Academic Press, Orlando
25. Cohen J, Jones J (2012) Tropospheric precursors and stratospheric warmings. *J Clim* 25:1780–1790. doi:10.1175/JCLI-D-11-00701.1
26. Mitchell DM, Anstey J, Gray LJ, Baldwin MP, Charlton-Perez AJ (2013) The influence of stratospheric vortex displacements and splits on surface climate. *J Clim* 26(8)
27. Rao, J.; Yu, Y.; Guo, D.; Shi, C.; Chen, D.; Hu, D. Evaluating the Brewer–Dobson circulation and its responses to ENSO, QBO, and the solar cycle in different reanalyses. *Earth Planet. Phys.* 2019, 3, 166–181. [CrossRef]
28. Naito, Y.; Taguchi, M.; Yoden, S. A parameter sweep experiment on the effects of the equatorial QBO on stratospheric sudden warming events. *J. Atmos. Sci.* 2003, 60, 1380–1394. [CrossRef]
29. Garfinkel, C.I.; Hartmann, D.L. Effects of the El Niño–Southern oscillation and the quasi-biennial oscillation on polar temperatures in the stratosphere. *J. Geophys. Res.* 2007, 112, D19112. [CrossRef]
30. Taguchi, M.; Hartmann, D.L. Increased occurrence of stratospheric sudden warmings during El Niño as simulated by WACCM. *J. Clim.* 2006, 19, 324–332. [CrossRef]

31. Wei, K.; Chen, W.; Huang, R.H. Association of tropical Pacific sea surface temperatures with the stratospheric Holton-Tan Oscillation in the Northern Hemisphere winter. *Geophys. Res. Lett.* 2007, 34, L16814. [CrossRef]
32. Rao, J.; Ren, R. Parallel comparison of the 1982/83, 1997/98 and 2015/16 super El Niños and their effects on the extratropical stratosphere. *Adv. Atmos. Sci.* 2017, 34, 1121–1133. [CrossRef]
33. Peters, D.H.W.; Schneidereit, A.; Bügelmayer, M.; Zülicke, C.; Kirchner, I. Atmospheric circulation changes in response to an observed stratospheric zonal ozone anomaly. *Atmos. Ocean* 2014, 53, 74–88.
34. Labitzke K (1981) Stratospheric-mesospheric midwinter disturbances: a summary of observed characteristics. *J Geophys Res* 86(C10):9665–9678
35. Braesicke P, Langematz U (2000) On the occurrence and evolution of extremely high temperatures at the polar winter stratopause—a gcm study. *Geophys Res Lett* 27(10):1467–1470
36. Siskind DE, Eckermann SD, Coy L, McCormack JP, Randall CE (2007) On recent interannual variability of the arctic winter mesosphere: Implications for tracer descent. *Geophys Res Lett*
37. Holt LA, Randall CE, Peck ED, Marsh DR, Smith AK, Harvey VL (2013) The influence of major sudden stratospheric warming and elevated stratopause events on the effects of energetic particle precipitation in WACCM. *J Geophys Res Atm* 118. doi:10.1002 /2013JD020294
38. Manney GL, Krüger K, Pawson S, Minschwaner K, Schwartz M, Daffer WH, Livesey N, Mlynczac MG, Remsberg EE, Russell J III, Waters J (2008) The evolution of the stratopause during the 2006 major warming: satellite data and assimilated meteorological analyses. *J Geophys Res* 113(D11115). doi:10.1029/2007JD009097
39. Yamashita C, England SL, Immel TJ, Chang LC (2013) Gravity wave variations during elevated stratopause events using saber observations. *J Geophys Res.* doi:10.1002/jrgd.50474

40. Zülicke C, Becker E (2013) The structure of the mesosphere during sudden stratospheric warmings in a global circulation model. *J Geophys Res Atmos* 118. doi:10.1002/jgrd.50219
41. Chandran A, Collins R, Garcia R, Marsh D, Harvey VL, Yue J, de la Torre L (2013) A climatology of elevated stratopause events in the whole atmosphere community climate model. *J Geophys Atmos Res* 118:1234–1246. doi:10.1002/jgrd.50123
42. Thompson, D.W.J.; Wallace, J.M. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Clim.* 2000, 13, 1000–1016. [CrossRef]
43. Thompson, D.W.J.; Baldwin, M.P.; Wallace, J.M. Stratospheric connection to Northern Hemisphere wintertime weather: Implications for prediction. *J. Clim.* 2002, 15, 1421–1428. [CrossRef]
44. Stan, C.; Straus, D.M. Stratospheric predictability and sudden stratospheric warming events. *J. Geophys. Res.* 2009, 114, D12103. [CrossRef]
45. Roff, G.; Thompson, D.W.J.; Hendon, H. Does increasing model stratospheric resolution improve extended-range forecast skill? *Geophys. Res. Lett.* 2011, 38, L05809. [CrossRef]
46. Tripathi, O.P.; Baldwin, M.; Charlton-Perez, A.; Charron, M.; Eckermann, S.D.; Gerber, E.; Harrison, G.; Jackson, D.R.; Kim, B.-M.; Kuroda, Y.; et al. The predictability of the extratropical stratosphere on monthly time-scales and its impact on the skill of tropospheric forecasts. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2015, 141, 987–1003. [CrossRef]
47. Simmons, A.; Hortal, M.; Kelly, G.; McNally, A.; Untch, A.; Uppala, S. ECMWF analyses and forecasts of stratospheric winter polar vortex breakup: September 2002 in the Southern Hemisphere and related events. *J. Atmos. Sci.* 2005, 62, 668–689. [CrossRef]
48. Hirooka, T.; Ichimaru, T.; Mukougawa, H. Predictability of stratospheric sudden warmings as inferred from ensemble forecast data: Intercompari-

- son of 2001/02 and 2003/04 winters. *J. Meteorol. Soc. Jpn.* 2007, 85, 919–925. [CrossRef]
- 49.. Rao, J.; Ren, R.C.; Yang, Y. Parallel comparison of the northern winter stratospheric circulation in reanalysis and in CMIP5 models. *Adv. Atmos. Sci.* 2015, 32, 952–966. [CrossRef]
50. de la Torre, L.; Garcia, R.R.; Barriopedro, D.; Chandran, A. Climatology and characteristics of stratospheric sudden warmings in the whole atmosphere community climate model. *J. Geophys. Res. Atmos.* 2012, 117, D04110. [CrossRef]
51. Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hattori, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira, 2007: The JRA-25 reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, 85, 369–432
52. Ronald Gelaro, Will McCarty, Max J. Suárez, Ricardo Todling , 2017: The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2), 5419–5454